

E-3 熱帯林の環境保全機能の評価に関する研究

(2) 熱帯林の環境保全機能に対する攪乱の影響予測に関する研究

研究代表者 森林総合研究所森林環境部気象研究室 谷 誠
(現在：京都大学大学院農学研究科)

農林水産省林野庁 森林総合研究所

森林環境部 気象研究室	谷 誠・大谷義一・渡辺 力
水流出管理研究室	野口正二
水資源保全研究室	坪山良夫
森林災害研究室	岡野通明
立地評価研究室	森貞和仁
森林生物部 腐朽病害研究室	服部 力

環境庁国立環境研究所

地球環境研究グループ 森林減少・砂漠化研究チーム 奥田敏統・唐 艶鴻・足立直樹
(委託先) 早稲田大学 人間科学部 森川 靖

マレーシア森林研究所 Abdul Rahim Nik, Zulkifli Yusop, Baharuddin Kasran
Wan Rasidah Wan Abdul Kadir

平成8～10年度合計予算額 47,568千円
(平成10年度予算額 14,951千円)

〔要旨〕熱帯林の環境保全機能とその攪乱への影響予測を行うために、マレーシアの2カ所の熱帯雨林試験地における観測研究を行った。研究は大きく分けて、1) Pasoh 森林保護区の観測タワーにおける、長期気象観測、蒸発散を含むエネルギー交換推定、2) 同タワーにおける二酸化炭素の推定、3) Bukit Tarek 試験地の水流出特性、同試験地とゴム園での調査に基づく攪乱の土壌物理性変化への影響評価、4) 伐採予定の流域における土壌断面及び化学性の調査 に分かれる。1) においては、東南アジア熱帯雨林が気候に及ぼす影響解明に必要なエネルギー交換量を推定するとともに、その特性を解析した。すなわち、森林群落のスケールにおいて、環境条件に対して気孔調節によってどのように蒸散を制御しているかについて、そのモデルパラメータである群落コンダクタンスの日射と飽差に対する関係を明らかにした。2) においては、渦相関法による二酸化炭素輸送量の観測を行い、短期間の観測ではあったが、二酸化炭素の吸収源担っているという結果を得た。3) においては、ゴム園に開発された場合、土壌の透水性が低下するなどによって、雨水流出特性が大きく変化することがわかった。また、森林流域からの流出を降雨から予測するモデルを開発し、流出量及び土壌における雨水貯留量とともに良く再現できるという結果を得た。4) においては、伐採予定の流域において、土壌の断面・化学性の調査を行い、Acrisols, Cambisols が分布していることなどの結果を得た。本課題におけるこれらの観測・調査結果は、熱帯雨林の環境保全機能を今後広くモデルによって予測するために、重要な基礎を与えるものである。

〔キーワード〕気象観測、エネルギー交換、二酸化炭素吸収、降雨流出、土壌調査

第1部 熱帯林のエネルギー交換特性

1. はじめに

熱帯雨林が地域から地球規模までの気候に及ぼす影響を明らかにすることは、環境問題における最も重要な課題のひとつである。そのためには、試験地において森林・大気間のエネルギーや水・二酸化炭素などの交換量を気象諸要素とともに実測することが不可欠である。しかしながら、群落の高さの大きな熱帯雨林における観測は大がかりになって容易でなく、観測例は少ない。とりわけ長期の連続観測のデータは、南米アマゾン熱帯雨林などで得られてはいる⁹⁾が、東南アジアではほとんどない。本課題においては、半島マレーシアの Pasoh 森林保護区のタワーにおいて気象観測を行っている。本報告では、各気象要素の観測結果、蒸発散を含むエネルギー交換特性について述べる。

さて、ここで、熱帯雨林における蒸発散とエネルギー交換に関する研究のポイントについてふれる。アマゾン熱帯雨林において進められてきた長期観測によると、純放射エネルギーの蒸発散潜熱に配分される割合は大きく、年間を通じてペンマン式などで表される可能蒸発量に対する比はほとんど同じになる。熱帯雨林であるからには長期の無降雨期間はみられないが、雨季と乾季の交代がある。しかし乾季においても、土壌水分の乾燥による蒸発散の抑制はほとんどみられなかったということが結論となっている¹⁰⁾。そこで、東南アジアの熱帯雨林の蒸発散・エネルギー交換の研究では、アマゾンと同じような傾向があるかどうか、エルニーニョなどの数年周期の気候変動に伴って生じるような、長期無降雨条件によって蒸発散にどのような影響がみられるのかが、ひとつの重要な着眼点になると考えられる。とりわけ、半島マレーシアの中で降雨の少ない Pasoh 保護林で、今後の気候変動の影響を考慮しながらの研究においては、この点についての研究意義が大きい。そこで、本課題においては、気孔開閉に基づく群落コンダクタンスの評価などを中心に検討を加えた。

2. 観測地概要

気象観測は、半島マレーシアの Pasoh 森林保護区の低地フタバガキ林に設置された 52.6m のタワーを使用して実施された。当保護林は Negri Sembilan 州、北緯 2 度 58 分、東経 102 度 18 分にあり、年平均気温は 24.8°C、年降雨量は 2054mm である¹⁾。降雨量は、南西モンスーンの 4-5 月、北東モンスーンの 10-11 月に多いが、半島の内陸にあるため、半島マレーシアの中では比較的少雨の地域に位置づけられる。なお、あとに示すように、1983 年から 97 年の 15 年間の近くの気象観測所での年雨量は 1804mm と少なくなっているが、近年に減少傾向があるのかどうかは定かではない。

Pasoh 保護林 2450ha の中央 650ha が多くのフタバガキ科樹種により構成される低地原生林であり、連続した樹冠の高さは約 35m であるが、突出したエマージェント木の高さは 45m に達する。葉面積指数 LAI は 6.52 と見積もられる (新山ら、未公表)。地形は緩やかな起伏をもち、標高は 75-150m である。土壌は粘土質であり 30cm 以深は礫に富む¹⁰⁾。

3. 測定および解析手法

(1) 気象観測

タワーの最上部 52.6m 高において、下向き、上向きの短波放射量をアルベドメーター (EKO MR-22) で、純放射量を放射収支計 (EKO MF-40) で、気温湿度を温湿度計 (Visala HMP-35C) で、風向と風速を風向風速計 (Campbell 03001) で、降雨量を雨量計 (Yokogawa B-011-00) で測定した。サンプリングは1分毎 (1997年6月以降は15秒毎) に行い、30分間の平均値をデータロガー (Campbell CR10) に記録した。これに加え、ボーエン比法等による蒸発散とエネルギー交換量の推定のため、52.6m と 43.6m の気温・湿度を、通風乾湿計 (EKO MH-020S) で、52.6m、49.1m、46.6m、43.6m の風速を三杯微風速計 (Ikeda WM-30P) で測定した。微風速計のデータは風程 1m で1パルスが出力されデータロガー (Kona Sapporo DS-64K2) に30分積算値を記録させた。

森林群落内の空気の顕熱・潜熱貯熱、樹体貯熱については、1995年3月4-5日に、通風乾湿計、微風速計を52.6m、49.1m、41.5m、33.0m、17.0m、1.0m に設置して林内気象条件を測定した結果を基に、その結果を52.6m の気温・湿度から計算する経験式を作成して推定した。

(2) ボーエン比法によるエネルギー交換量の推定

エネルギー交換量の推定方法として、ボーエン比法とプロファイル法を採用した。まず、群落におけるエネルギー交換は、下記のエネルギー収支式によって表現される。

$$R_n = H + IE + Q_s + A$$

ここで、 R_n は純放射、 H 、 IE は顕熱、潜熱、 A は光合成や呼吸によるエネルギー吸収量である。 Q_s は群落貯熱変化であって、群落内の顕熱および潜熱の増加 (Q_a 、 Q_w)、樹体貯熱の増加 (Q_b)、地中貯熱の増加 (Q_g) によって構成され、下記のように表される。

$$Q_s = Q_a + Q_w + Q_b + Q_g$$

Q_a 、 Q_w 、 Q_b については、1995年3月に実施した気温・湿度の時間の鉛直分布の集中観測結果をもとに、これらの時間変化から求めた Q_a 、 Q_w 、 Q_b の値とタワー最上部 52.6m 高の気温 (T)・水蒸気圧 (V) の関係を次の経験式で表して推定した。

$$Q_a = 0.0172(dT/dt)$$

$$Q_w = 0.0253(dV/dt)$$

$$Q_b = 0.018(dT/dt)$$

このようにして、これらの貯熱変化量を継続観測の行われている後者の気温・湿度のデータから計算で推定した。なお、熱量、温度、水蒸気圧、の単位は kW m^{-2} 、 $^{\circ}\text{C}$ 、 hPa とし、1時間の気温、水蒸気圧の変化量から計算した。地中貯熱 Q_g の値は熱流板で測定したが1%未満であったので無視可能であった。光合成、呼吸に関する A は3%未満とされており、無視した。

このような処理によって、エネルギー収支式は、純放射から群落貯熱量を差し引いて求めた有効エネルギー Q を顕熱と潜熱に配分する形になる。

$$Q = H + IE$$

ボーエン比法による顕熱・潜熱は次の式で求められる。

$$H = \frac{B}{1+B} Q$$

$$IE = \frac{1}{1+B} Q$$

ここで B はボーエン比で、43.6m と 52.6m の気温・湿度から計算される温位・比湿の値、 θ_1 、 θ_2 、 q_1 、 q_2 から、次式で計算される。

$$B = \frac{c_p \theta_1 - \theta_2}{l q_1 - q_2}$$

ここで、 c_p は空気比熱、 l は単位質量の水の蒸発潜熱である。

(3) プロファイル法によるエネルギー交換量の推定

次にプロファイル法による顕熱及び潜熱の推定法について説明する。一様な地表面上の風速・温位・比湿の鉛直分布は大気安定度の補正を考慮して次のように表される。

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \Psi_m$$

$$\theta(z) = \theta_s - \frac{H}{c_p \rho k u_*} \Psi_h$$

$$q(z) = q_s - \frac{IE}{l \rho k u_*} \Psi_v$$

ここで、 u は風速、 θ は温位、 q は比湿、 u_* は摩擦速度、 k はカルマン定数 (=0.4)、 ρ は空気密度、 Ψ_m 、 Ψ_h 、 Ψ_v は運動量、顕熱、潜熱のプロファイル関数、 θ_s 、 q_s は z_m 、 z_v における θ 、 q を表す。 ζ は d をゼロ面変位として $(z-d)/L$ で定義される。また、 ζ_m 、 ζ_h 、 ζ_v はそれぞれ、 $(z_m-d)/L$ 、 $(z_h-d)/L$ 、 $(z_v-d)/L$ で定義され、運動量、顕熱、潜熱に関する粗度長の無次元表示である。 L はモニンオブコフ長で、次式で表される。

$$L = \frac{-u_*^3 \rho}{k g \left(\frac{H}{T_k C_p} + 0.61E \right)}$$

ここで、 T_k は気温 (絶対温度)、 g は重力加速度である。

プロファイル関数については、粗度の大きい森林に適用できる定まったものが得られるに至っていないが、ここでは、既存の粗度の小さい植生でのものを借用し、ボーエン比法による比較を行った。すなわち、不安定条件では次式を用いた²⁾。

$$\Psi_m = \ln \frac{\zeta}{\zeta_0} + \ln \left\{ \frac{(1+x_0)^2 (1+x_0^{-2})}{(1+x)^2 (1+x^2)} \right\} - 2 \tan^{-1}(x_0) + 2 \tan^{-1}(x)$$

$$\Psi_h = \ln \left(\frac{\zeta}{\zeta_T} \right) + 2 \ln \left\{ \frac{(1+x_0^2)}{(1+x^2)} \right\}$$

$$\Psi_v = \ln\left(\frac{\zeta}{\zeta_0}\right) + 2 \ln\left\{\frac{(1+x_0^2)}{(1+x^2)}\right\}$$

ここで、 $x = (1-16\zeta)^{1/4}$, $x_0 = (1-16\zeta_0)^{1/4}$, $(1-16\zeta_h)^{1/4}$ である。安定条件では次式⁹⁾を用いた。

$$\Psi_m = \ln\left(\frac{\zeta}{\zeta_0}\right) + \frac{7}{3} \ln\left\{\frac{1+3\zeta+10\zeta^3}{1+3\zeta_0+10\zeta_0^3}\right\}$$

$$\Psi_h = \ln\left(\frac{\zeta}{\zeta_h}\right) + 400\left\{\frac{1+(7/400)\zeta+0.005\zeta^2}{1+(7/400)\zeta_h+0.005\zeta_h^2}\right\}$$

$$\Psi_v = \ln\left(\frac{\zeta}{\zeta_v}\right) + 400\left\{\frac{1+(7/400)\zeta+0.005\zeta^2}{1+(7/400)\zeta_v+0.005\zeta_v^2}\right\}$$

これらの式を樹冠上で測定された風速、気温、湿度のデータに適用した。プロファイル関数を求めるためには u , H , IE が必要という式になっているが、繰り返し計算を行うことにより、単位時間毎にプロファイル関数と H , IE を同時に計算した。ただし、ゼロ面変位については、常に 33m を与えた。複雑な多層構造をもつ熱帯雨林で定めるのは困難ではあるが、この値は、樹高を 43m とし、文献⁹⁾による式をもとに決定したものである。

(4) 群落コンダクタンスの特性解析

森林群落におけるエネルギー交換に関与する条件は、放射エネルギー・気温・湿度などの与えられた気象環境条件と森林群落条件に大きく分けられる。これは、最も簡単には、いわゆるビッグリーフモデルにより表現できる。すなわち、群落上部の気象環境条件と向き合う一枚の葉を考え、その空気力学的な特性と植物が蒸散を制御する特性を抵抗またはコンダクタンスで表現するモデルが用いられる。このようなモデルにより、エネルギー交換量の推定プロセスから、エネルギー交換に関するその群落の特性を検討するプロセスに移行することができる。ここでは、ビッグリーフモデルの代表的な式として、次の Penman Monteith 式を用いる。

$$IE = \frac{\Delta Q + c_p \rho \{q_{SAT}(T) - q\} / r_A}{\Delta + c_p / l(1 + r_C / r_A)}$$

ここで、 Δ は飽和水上気圧曲線の傾き、 r_A は空気力学的抵抗、 r_C は群落抵抗であり、顕熱と潜熱を電流に、気温や比湿を電圧にみなして、それぞれ次の式で定義される。

$$H = c_p \rho \frac{T_s - T}{r_A}$$

$$IE = l \rho \frac{q_{SAT}(T_s) - q}{r_A + r_C}$$

T_s , q_{SAT} は飽和比湿である。空気力学的抵抗 r_A は、先に示したプロファイル関数から次の式で計算できる。

$$r_A = \frac{\Psi_m \Psi_h}{k^2 u}$$

IEが予め求めてあると、上記 Penman Monteith 式によって、未知数 r_c を推定することができる。ここでは、ボーエン比法によって求めた IE を使用した。なお、下記では、 r_c の逆数である群落コンダクタンス g_c をもつぱら用いた。さらに、ビッグリーフモデルの別の形であるバルク式において現れる蒸発効率 β をも計算した⁸⁾。このパラメータを用いると、蒸発面の乾湿条件に対し、蒸発がないときから蒸発面が完全に湿っているまでを 0 から 1 の範囲で表すことができ、他の群落との比較にはより適切と考えられる。なお、Penman Monteith の抵抗パラメータとは次のような簡単な関係を持つ。

$$\beta = \frac{r_A}{r_A + r_c}$$

4. 観測結果と解析

(1) 気象観測結果

タワーの 52.6m 高での観測を開始した 1995 年 3 月 19 日から 1998 年 12 月 1 日までの気象観測結果を日単位の値によって、図-1 に示す。なお、時間単位は 1 月 1 日を 1 とした通し日数 (Julian 日) を用いた。また、月単位の値を図-2 に示す。また、雨量の変動をみるため、約 3km 南にある FELDA Pasoh Dua の気象観測 1983 年から 1998 年 6 月までの雨量を入手して基準とし、図-3 を用いて年変動傾向を調べた。

図-2 をみると、日射量や気温は、北緯 3 度の条件から、季節変化が乏しい。ただし、日射量は年の前半 3 月-4 月頃が多く、年末 11-12 月頃に少なくなる傾向がみられる。半島マレーシアはスマトラ島にさえぎられて南西季節風が一般に弱く、西岸からも離れているために、図-3 にみるように、4-6 月頃の南西季節風による雨は多くなく、北西季節風による雨の方が東岸から離れているとはいえ卓越している。そのため年末に日射量が小さくなる結果となる。気温も日射量にやや遅れ、年末から 1 月にかけて低い傾向がみられるわけである。飽差についてみると、やはり年末の雨季に低下傾向がみられ、年の前半に大きくなる。風は、年を通じて、日平均の月平均が 2m/sec 弱、日最大風速の月平均が 4m/sec と風速が小さい。風向はおおむね北よりの風が卓越している。ただし、年により時期がやや異なるが、おおむね 6-9 月頃に季節風の影響で南よりの風が吹くようである。

図-2, 3 の雨量の折れ線グラフは、1983-1997 年の平均月雨量を示すものであるが、タワー地点も Pasoh Dua もともに、1995 年が多雨年、1997, 1998 年がともに少雨年であること、1996 年が平均的かやや少ないということが出来る。図-2 において、1998 年の 3-5 月に日射量が大きく、気温が高く、飽差が大きくなる傾向が、単調な変化の中でかなり目立つ。この時期には、エルニーニョであった 1997 年からの継続的な少雨傾向の中で最も空気が乾燥していたことが指摘できる。なお、1997 年 9 月にはインドネシアの大規模森林火災による煙害がマレーシアに影響を与えた。当地の観測では、図-1 に明らかなように、1997 年の 9 月 12 日 (Julian 日 255, 以下同) から 9 月 25 日 (268) に特に顕著に見られた。この時期には、図のように南よりの風が卓越しているから、スマトラ島南部の火災の煙が流れてきたものと考えられる。

欠測のほとんどない 1995 年 12 月から 1998 年 11 月までのデータをもとに、3 年間平均値を求めて表-1 にまとめた。年雨量は少雨年が続いたことを反映してかなり小さい。日射量、純放射量の年間総量は、それぞれ、6480MJ, 4290 MJ であり、アルベドは 0.12 であるが、図-2 のよ

うに、年間の明確な変化はみられない。年純放射量を水の気化潜熱で除し蒸発散可能な水の単位で表すと、1760mm となるが、この値はこの期間の年雨量 1414.4mm より小さく、前者の後者に対する比で定義される Budyko の放射乾燥度をとってみると、1 より大きくなる。熱帯雨林が成立するには放射乾燥度が1より小さいことが普通必要であり、この結果はこの期間が少雨年が続くことによるものであろう。しかし、当地が熱帯雨林からみてかなり乾燥する条件が生じる場所であることは指摘できよう。

表一 1 Pash Tower の 1995 年 12 月 - 1998 年 11 月における気象要素の平均値

年雨量	1417.4 mm y ⁻¹	日平均相対湿度	83.4%
下向き日射日総量	17.74 MJ m ⁻² d ⁻¹	日最低相対湿度	62.3%
上向き日射日総量	2.13 MJ m ⁻² d ⁻¹	日平均水蒸気圧	27.2 hPa
純放射日総量	11.75 MJ m ⁻² d ⁻¹	日平均飽差	6.2 hPa
日平均アルベド	0.12	日最大飽差	16.3 hPa
日平均気温	25.7°C	日平均風速	1.9 m s ⁻¹
日最高気温	30.0°C	日最大風速	4.1 m s ⁻¹
日最低気温	22.7°C		

(2) エネルギー交換と群落コンダクタンスの特性

比較的湿潤であった、1996 年の 11 月 6 日 (Julian 日 311) から 12 月 15 日 (350) までのデータによって、エネルギー交換と群落コンダクタンスの特性を検討する。無降雨が続いた 311~320 日期间における、有効放射量、ボーエン比法、プロファイル法で求めた顕熱・潜熱の毎時の値を、関連諸量とともに、図一 4 に示す。まず、フラックスであるが、ボーエン比法とプロファイル法はおおむね対応しているが、潜熱にはプロファイル法がボーエン比法の値から離れていることも多い。また、311-312 日や 318 日のように、降雨の影響がある日は、潜熱の差が大きくなる傾向もあるようである。図一 5 は、降雨日と全日が降雨日である日を除く日における、両者の毎時の値を比較したものである。顕熱に比べて潜熱のばらつきが多いようであるが、両者とも 1対1 の関係はみられる。

図一 4 に戻り、群落コンダクタンス (Surface conductance) g_s をみると、降雨日はばらつきが大きい。降雨の影響のない日には、おおむね午前中に高くなり、午後漸減する傾向がみられる。蒸発効率 β も同様であり、正午頃最大値 0.3 を記録して午後には小さくなる。日本の落葉広葉樹林での観測では、日中平均値で夏に最大 0.3 の値が得られている (Watanabe et al., 1996)。これと比較すると、当地の値は日平均値でやや小さいといえる。また、 g_s 、 β の日変化傾向は、すでに当地で測定された気孔抵抗の傾向と合致し³⁾、気孔による蒸散コントロールがなされていることが推察できる。

次に、群落コンダクタンスに関する環境条件の影響について解析を加える。群落コンダクタンスは気孔の開閉に依存すると考えられ、飽差や日射量と関係が深い。そこで、図一 6 に飽差との関係を日射量をパラメータにして表示した。飽差が大きくなるにつれてコンダクタンスが小さくなること、日射量が大きくなるとコンダクタンスが大きくなることわかる。図一 7 は蒸発効率 β に関する同様の図であるが、やはり同じ傾向がみられる。

さて、このような群落コンダクタンスの環境条件への依存性については多くの研究があり、次の式がモデルとしてよく用いられてきた⁹⁾。

$$g_c = a f(q_d) f(S_d) f(T_a) f(w)$$

ここで、 q_d は比湿で表した飽差、 S_d は日射量、 T_a は気温、 w は土壌水分、 a は係数である。アマゾンの熱帯雨林でもこの関数形とパラメータが求められており¹⁾、観測結果を参考に、飽差、日射量、気温に依存するが、土壌水分の影響は受けない形の式が提出されている。熱帯雨林でどの程度の土壌水分の乾燥影響があるかは大きな問題であるが、ここで採り上げたデータが湿潤期間のものであるため、Paosh に対しても、飽差と日射量を説明変数とする式の適用を試みた。気温の影響もあるとは考えられるが、その日変化が日射量と近いこと、熱帯のためにその季節変化が乏しいことから、ここでは簡単のために気温の関数は省略した。関数形は、Dolmann et al¹⁾と同様の形式のモデルを用いることとした。すなわち、図-6の関係を良く再現するパラメータの組み合わせを試行錯誤によって求め、次の関数形を得た。

$$g_c = 80 S_d \exp(-0.14q_d)$$

図-6の曲線は $S_d=0.2, 0.5, 1.0 \text{ kw m}^{-2}$ の場合 (q_d の単位は g kg^{-1})を示したものであるが、傾向を良く説明している。この式をもとに、Julian 日 311 から 350 までの群落コンダクタンス、潜熱量を Penman Monteith モデルによって計算した。結果を図-8, 9に示す。降雨日には、上式に基づく計算コンダクタンスが観測から求めた値を下回る傾向があるが、降雨の影響のない日の群落コンダクタンスの日変化傾向を反映していることがわかる(図-8)。さらに、図-9のように、降雨の影響のない日の潜熱の計算値はボーエン比法で求めた値と良く一致している。湿潤な季節の結果ではあるが、蒸発散に対する気孔などを通じた森林群落のコントロールが、上記の経験式で良く表されていることがわかった。この結果は、また、長期の蒸発散の推定を Penman Monteith 式で推定する場合に基礎として用いられるものである。

5. おわりに

気象観測によって Pasoh が熱帯雨林としてはかなり乾燥する結果を得たことから、乾燥による蒸発散の制御が研究で重要になってくることがわかる。また、湿潤な季節における群落コンダクタンスの解析では、群落コンダクタンスが日射と空気の乾燥によって制御される結果を得た。気候変動や森林群落の違いがエネルギー交換に及ぼす影響を推定して行くためには、乾季における乾燥がどの程度進むと蒸散が大きく低下するのかについて、群落コンダクタンスの特性を明らかにしてゆく必要がある。

6. 参考文献

- 1) Dolman, A.J., Gash, J.H.C., Roberts, J. and Shuttleworth, W.J. (1991). Stomatal and surface conductance of tropical rainforest. *Agric. For. Meteorol.* 54: 303-318.
- 2) Dyer, A.J. and Hicks, B.B., 1970. Flux-gradient relationships in the constant flux layer., *Quart. J. R. Met. Soc.* 96, 5715-721.
- 3) Furukawa, A. et al. 1994. Photosynthetic and stomatal characteristics of tropical tree species. Research Report of the NIES/FRIM/UPM Joint research Project 1993: 47-57.

- 4) Jarvis, P.G., James, G.B. and Landsberg, J.J. 1976. Coniferous forest. In: Monteith, J.L. (ed.), *Vegetation and the atmosphere*, Vol. 2. Academic Press, New York, pp. 171-236.
- 5) Kondo, J. and Matsushima, D., 1993. A simple parameterization of longwave radiative cooling with application to the atmospheric boundary layer for clear sky conditions. *Boundary-Layer Meteorol.* 64: 209-229.
- 6) Shuttleworth, W.J., 1988. Evaporation from Amazonian rainforest. *Proc. R. Soc. Lond. B* 233: 321-346.
- 7) Soepadmo, E., 1978. Introduction to the Malaysian I.B.P. Synthesis Meetings. *Malay. Nat. J.* 30, 119-124.
- 8) Watanabe, T., Yamanoi, K., Ohtani, Y. and Tani, M. 1996. Seasonal variation in the energy budget of a temperate deciduous forest. *Proceedings of IGBP/BAHC-LUCC Joint Core Projects Symposium, Kyoto, Japan, 1996*, 123-126.
- 9) Watanabe, T., 1994. Bulk parameterization for a vegetated surface and its application to a simulation of nocturnal drainage flow. *Boundary-Layer Meteorol.* 70: 13-35.
- 10) Yoda, K., 1978. Organic carbon, nitrogen and mineral nutrient stock in the soils of Pasoh Forest. *Malay. Nat. J.* 30: 229-251.

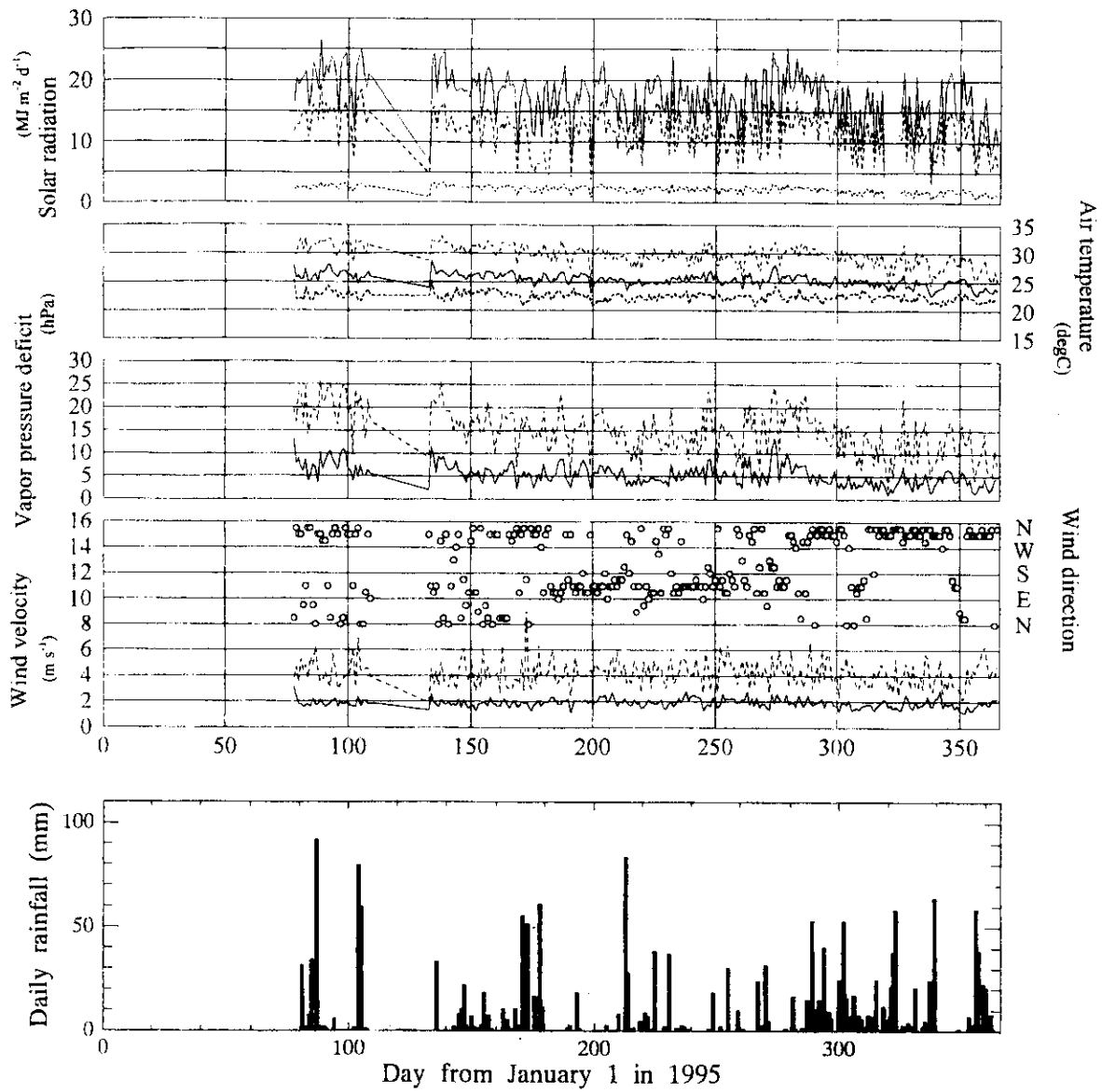


図-1 Pasoh タワーにおける気象観測結果 (1) 1995 年
 一下向き日射, ... 上向き日射, ---- 純放射, --- 日平均気温, --- 日最高气温, ... 日最低气温
 - 日平均飽差, --- 日最大飽差, (○) 日平均風向, --- 日平均風速, --- 日最大風速 雨量

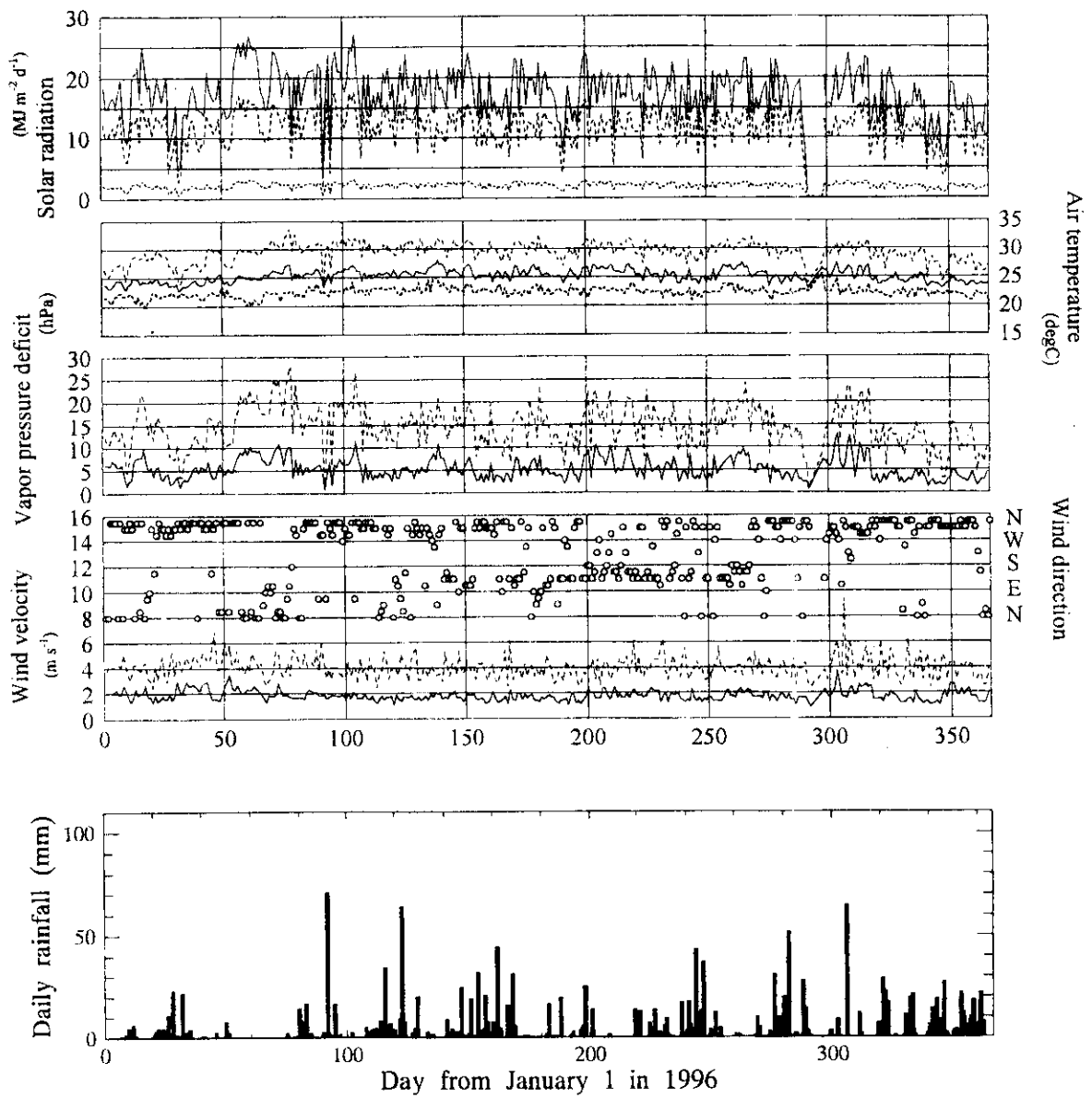


図-1 Pasohタワーにおける気象観測結果 (2) 1996年
 ---下向き日射, ...上向き日射, ---純放射, ---日平均気温, ---日最高気温, ...日最低気温
 ---日平均飽差, ---日最大飽差, ○日平均風向, ---日平均風速, ---日最大風速 雨量

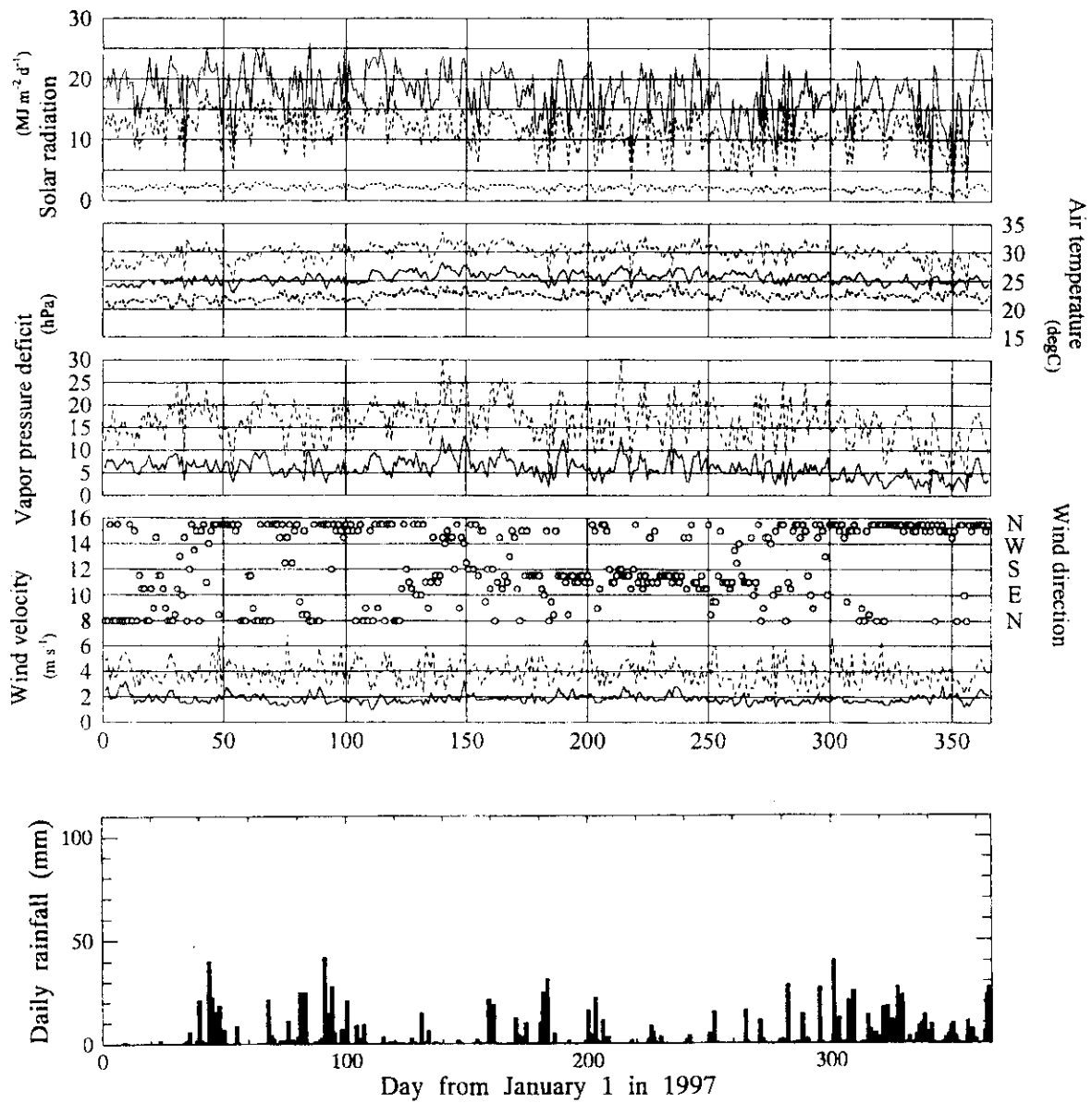


図-1 Pasohタワーにおける気象観測結果 (3) 1997年

—下向き日射, ...上向き日射, ---純放射, 一日平均気温, ---日最高気温, ...日最低気温
 一日平均飽差, ---日最大飽差, ○ 日平均風向, 一日平均風速, ---日最大風速 雨量

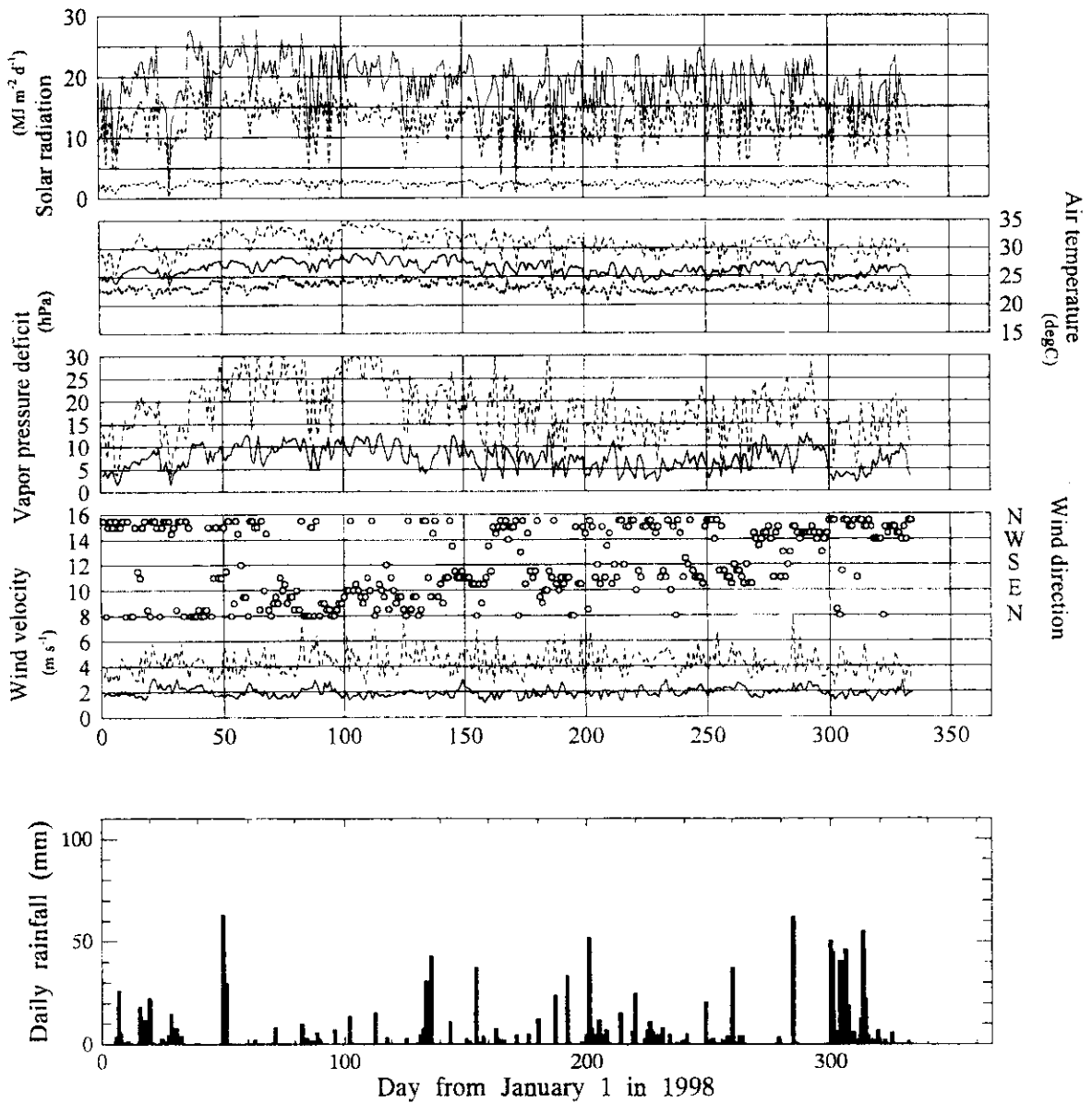


図-1 Pasoh タワーにおける気象観測結果 (4) 1998 年
 一 下向き日射, ... 上向き日射, --- 純放射, 一日平均気温, --- 日最高気温, ... 日最低気温
 一 日平均飽差, --- 日最大飽差, ○ 日平均風向, 一日平均風速, --- 日最大風速 雨量

図-2 Pasoh タワーにおける気象要素の月平均値の変化

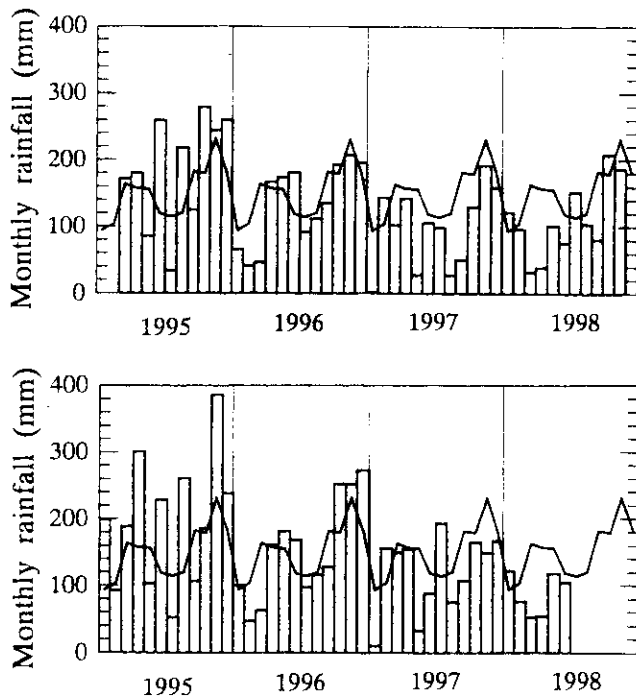
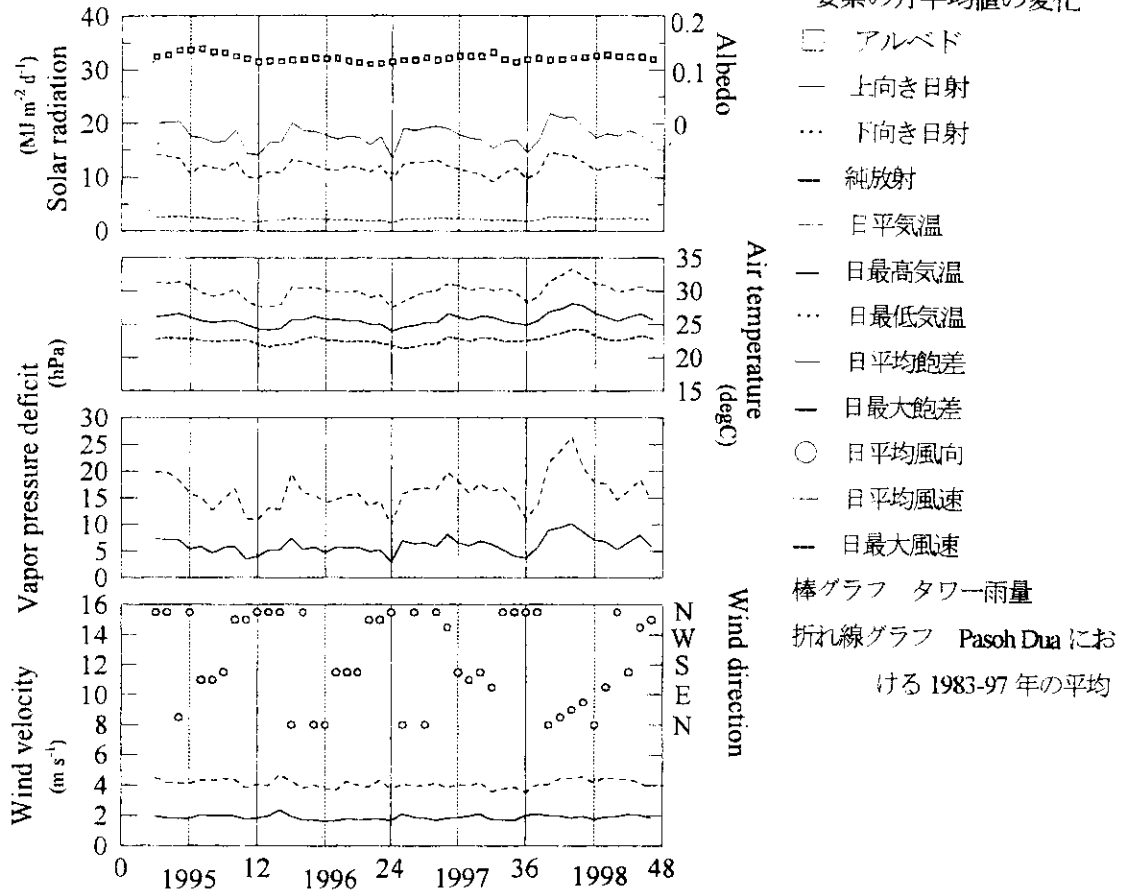


図-3 Pasoh Dua における月雨量
棒グラフ タワー雨量
折れ線グラフ Pasoh Dua における 1983-97 年の平均

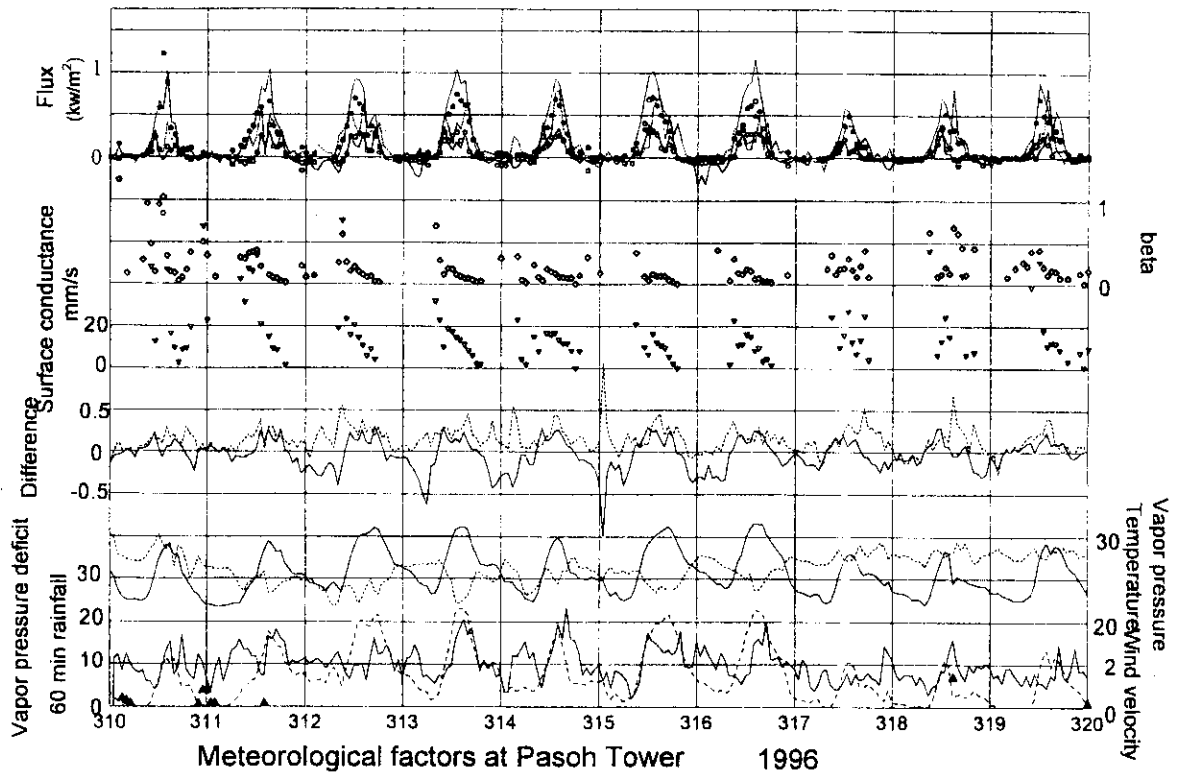


図-4 1996年11月における気象観測及びエネルギー交換観測結果

--有効エネルギー, ○, ● ポーエン比法による顕熱, 潜熱, —, ---プロファイル法による顕熱, 潜熱
 ◇蒸発効率, ▽群落コンダクタンス, — 気温差, ---水蒸気圧差
 — 気温, ---水蒸気圧, — 風速, — 水蒸気圧単位の飽差 ▲60分雨量

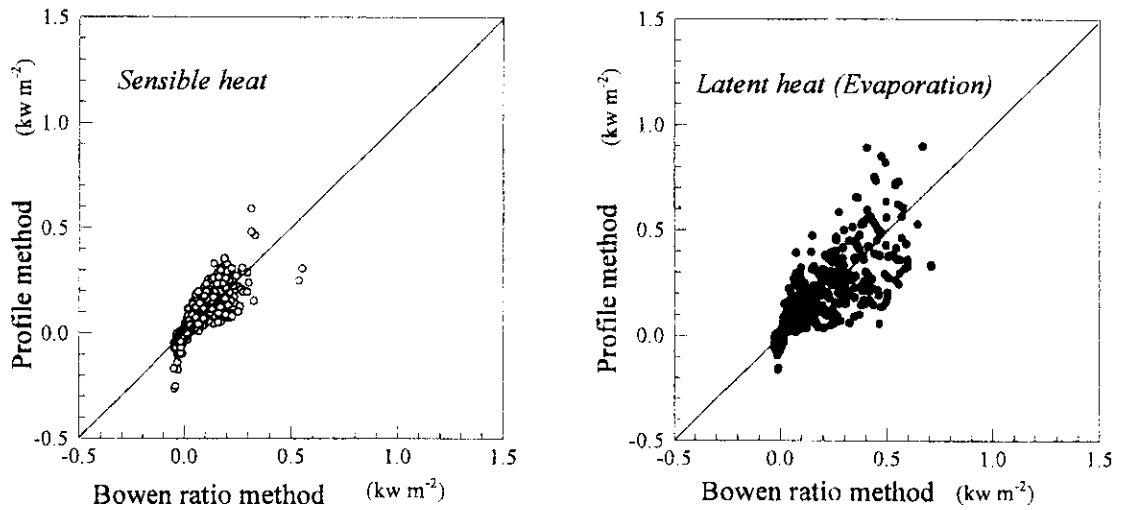


図 5 ポーエン比法とプロファイル法による, 顕熱 (左), 潜熱 (右) の推定結果の比較

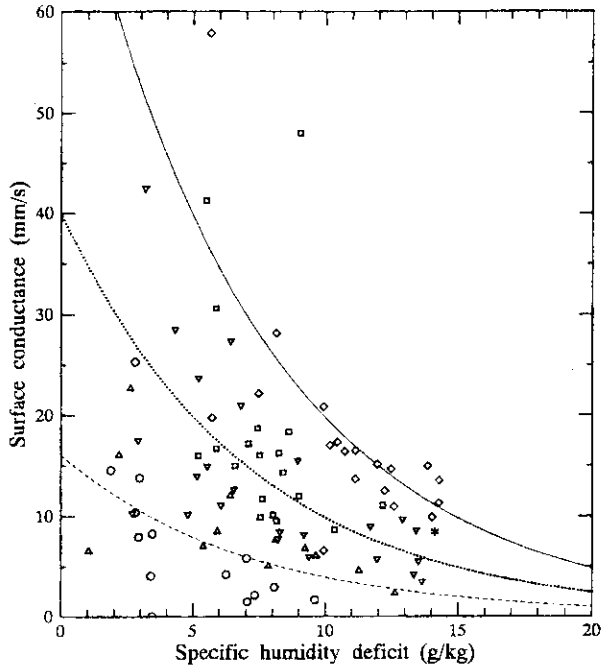


図-6 群落コンダクタンス g_c に対する
比湿, 日射 (S) の影響

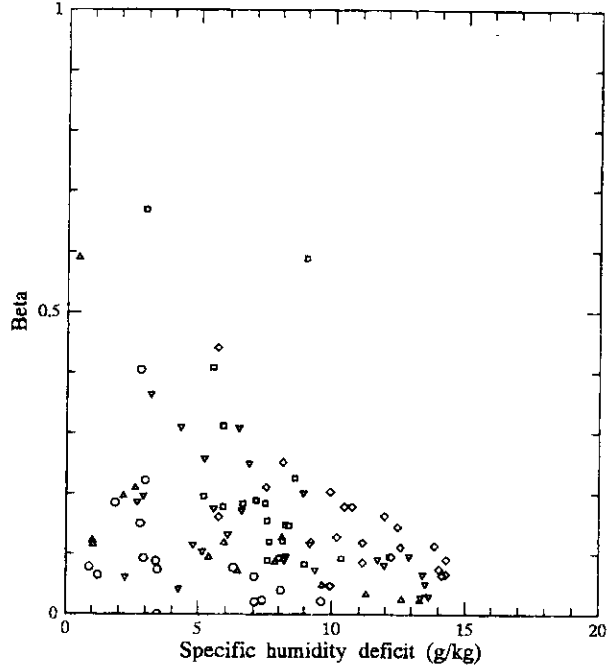


図-7 蒸発効率 β に対する比湿, 日射の影響

観測 $S \leq 0.2 \text{ kw m}^{-2}$, \triangle , $0.2 < S \leq 0.4$, ∇ , $0.4 < S \leq 0.6$, \square , $0.6 < S \leq 0.8$, \diamond , $0.8 < S$
計算 — $S = 1$, \cdots $S = 0.5$, $---$ $S = 0.2$

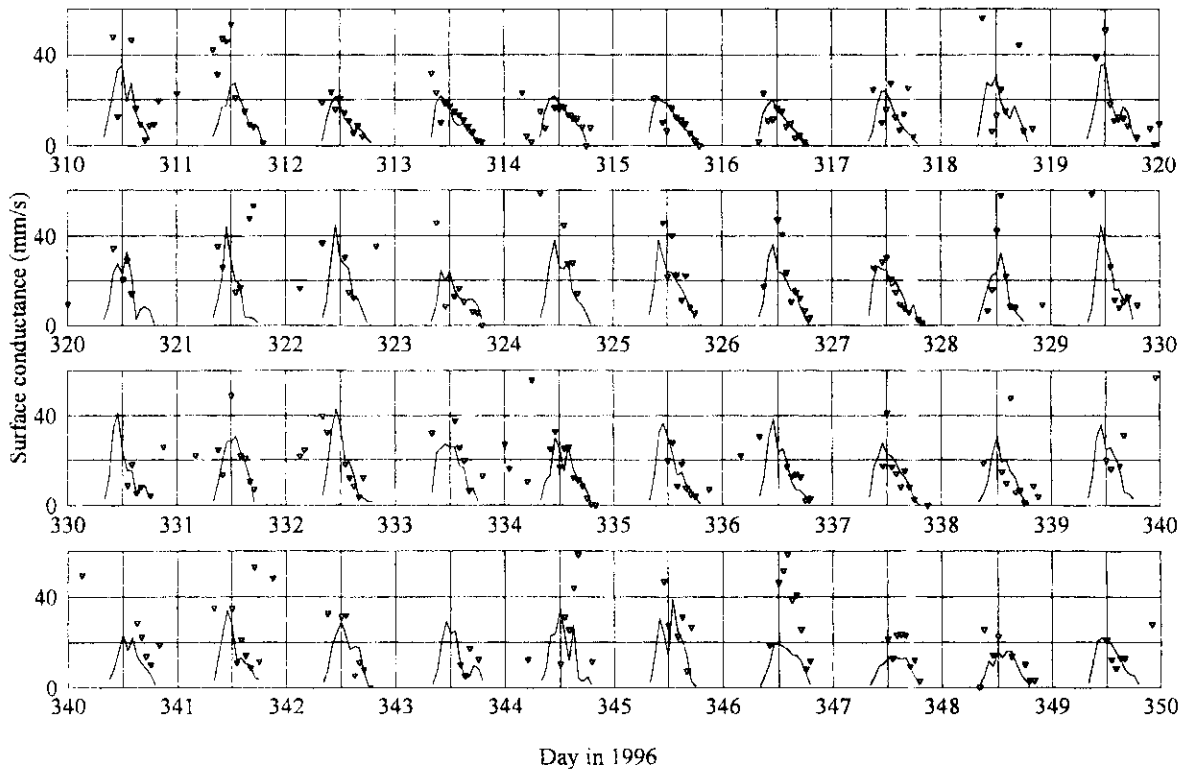


図-8 群落コンダクタンスの観測からの推定値 (∇) とモデルによる計算値 (—) の比較

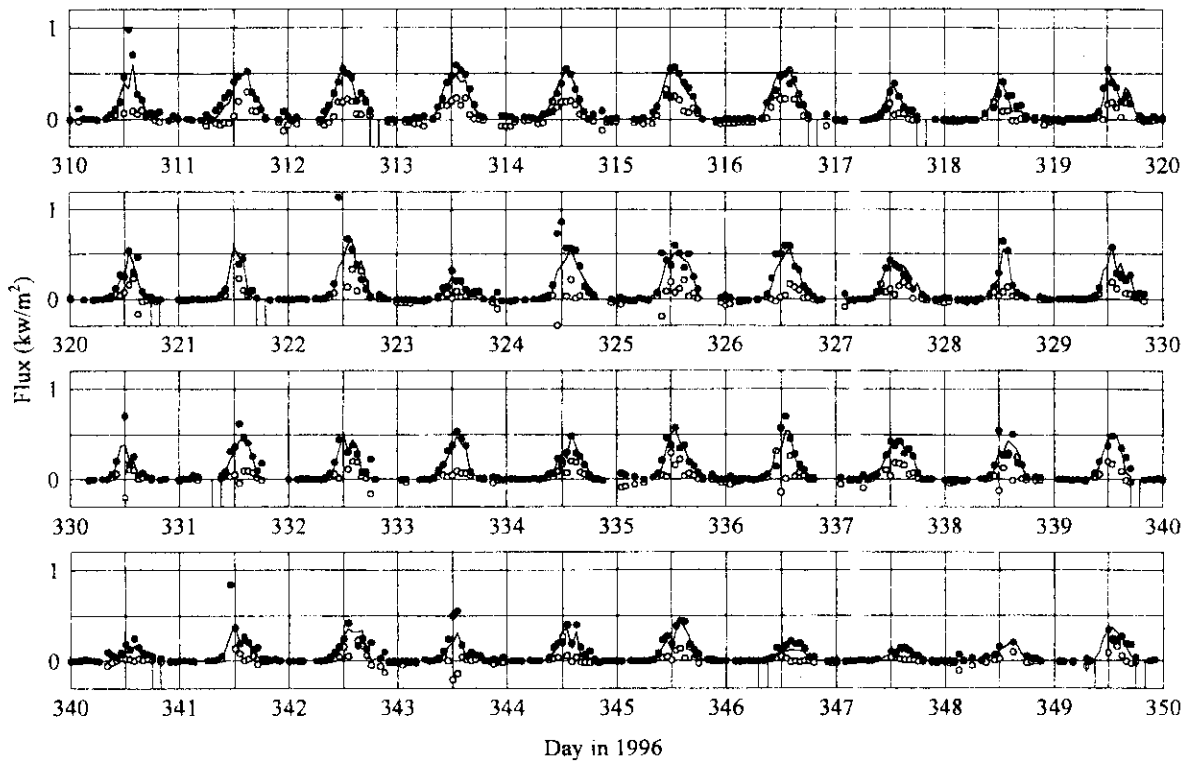


図-9 ポーエン比法による潜熱 (●) と群落コンダクタンスのモデルから計算した潜熱 (---) の比較

○ ポーエン比法による顕熱

第2部 二酸化炭素輸送量の観測結果

1. はじめに

木材の獲得や農耕地の拡大のための樹木伐採による森林の破壊が、熱帯地域の森林において深刻化している。かつて湿潤熱帯地域を広くおおっていた森林が減少したため、この地域における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る。陸上生物圏に占める熱帯地域の森林の割合は大きいため、熱帯林が地球の気候変動に及ぼす影響は大きいと考えられる。また、地球規模の炭素循環を考える場合、熱帯地域の森林が二酸化炭素の吸収源であるのか、もしくは放出源であるのかという問題の解決は重要である。近年の森林破壊により陸上生物圏は二酸化炭素の放出源になっているという意見がある¹²⁾が、これには熱帯林の急激な減少が大きく寄与している。

熱帯林の二酸化炭素吸収・放出量を推定するためには、やはり森林上における CO₂ フラックスの長期測定が必要である。しかし、熱帯地域の森林上における CO₂ フラックスの長期観測例は、寒帯・温帯地域の森林における観測例に比べて、極めて少ない。渦相関法による CO₂ フラックス測定の例には、南米アマゾン林上における観測例^{2,4)}がある。また、The Large Scale Atmosphere-Biosphere Experiment in Amazonia (LBA)というプロジェクトではアマゾン林上における CO₂ フラックスの長期観測が、AmeriFLUX では中米コスタリカの熱帯林上における CO₂ フラックスの長期観測がそれぞれ行われている(LBA home page, 1998; FLUXNET home page, 1998)。東南アジア地域の熱帯林上においては、まだ CO₂ フラックスの長期観測例はない。

ここでは、渦相関測定システムを熱帯林上におけるフラックス観測へ適用した結果をのべる。今回の観測は短期間のものであるが、今後行われなければならない東南アジア地域の熱帯林上における CO₂ フラックスの長期測定に向けた予備実験として、位置づけられる。

2. 観測とデータ処理

CO₂ フラックスの測定は、試験地内に設置されている高さ 52m の観測タワーの頂部で行った。測定には、Closed-path 型 CO₂ 分析器を用いた渦相関測定システムを使用している。超音波風速・温度計 (Kaijo Inc., Model DA-600, Tokyo, Japan) はタワーの高度 52m の位置に、CO₂/H₂O 分析器 (LICOR Inc., Model LI-6262, Lincoln, Nebraska) はタワーの高さ 35m の位置に設置した。サンプル空気の入れ口は、超音波風速計に取り付け、チューブとエアポンプを用いて CO₂ 分析器へ空気を送った。チューブ長はポンプまでが約 20m (チューブ内径 6mm) で、ポンプから分析器までが約 2m (チューブ内径 4mm) である。CO₂ 分析器の測定セルを流れる空気の流量は 2.0 l min⁻¹ に設定した。なお、今回の CO₂ フラックス測定では、エアドライヤによるサンプル空気の除湿は行わず、LI-6262 により大気中の水蒸気量をモニターした。CO₂/H₂O 分析器のゼロ・スパン点校正は、1 日に 2~3 回、手動で行った。このとき、ゼロガスとして窒素ガス、CO₂ ガスとして 400ppmv の標準ガス、H₂O ガスとして露点発生器 (LICOR Inc., LI-610, Lincoln, Nebraska) で作った露点温度 25°C のガスを使用している。また、超音波風速計と同高度に通風式の温湿度計 (Vaisala Inc., HMP35D, Helsinki, Finland) を設置し、気温・湿度のモニターを行った。

電源はタワー基部に設置した発電機により AC100V を供給した。

すべてのセンサーからの出力信号は、20Hz のローパスフィルタを通した後、デジタルデータ

ロガー (TEAC Inc, DRM2a, Tokyo, Japan) により光磁気ディスクに 5Hz のサンプリング速度で記録された。CO₂ フラックスはデータ記録後に、平均化時間を 30 分として計算している。本測定では、サンプル空気の除湿を行っていないので、CO₂ フラックスの計算では、II 章式(2-6)で示した水蒸気密度の変動にともなう空気密度変動の影響の補正を施した^{12) 10)}。このほか、これまでと同様に、平均鉛直風速 \bar{w} が 0 ms⁻¹となるように、風速の 3 成分による 3 次元座標変換を行い⁹⁾、この新しい座標系から風速の変動成分を計算している。

なお、フラックスの値は下向きをマイナス、上向きをプラスとしてあらわしている。

3. 結果と考察

Closed-path 型 CO₂ 分析器を用いた場合、サンプル空気の除湿を行わなかったなら、水蒸気密度変動にともなう空気密度変動の影響の補正を含んだ大気中の CO₂ 密度の変動 ρ'_{cc} は、II 章の式(2-6)より次のようにあらわせる。

$$\rho'_{cc} = \left(\bar{p}T_1 / p_1\bar{T} \right) \left[\rho'_{c1} + \mu \left(\bar{\rho}_c / \bar{\rho}_a \right) \rho'_{v1} \right] \quad (5-1)$$

ここで、 ρ_c, ρ_v, ρ_a はそれぞれ CO₂・水蒸気・乾燥空気の密度、 μ は乾燥空気と水蒸気の分子量 (それぞれ m_a, m_v) の比 ($\mu = m_a / m_v$) であり、 p は気圧、 T は気温をあらわす。添え字 1 は Closed-path 型分析器の測定セル内の状態を示し、プライムと上線は変動値と時間平均を示す。Closed-path 型分析器による測定では、大気中の CO₂ 密度変動に対する出力信号に遅れが生じる。本測定では、超音波風速計からの気温変動 T' のデータと ρ'_{c1} の相互相関を調べ、相関が最大となる時間差を遅れ時間とした。その結果、 ρ'_{c1} の遅れ時間は 4.8s であった。図-1a に、3月13日の昼間に観測された ρ'_{cc} の 30 分間の時系列を示す (12:00~12:30)。比較のため、図-1b に埼玉県川越市の温帯落葉広葉樹林上 (樹高約 15m, 測定高度 20m) で測定された ρ'_{cc} の時系列もあわせて示した (1997年8月11日の 11:00~11:30)。両観測結果を比較すると、熱帯林上 (Pasoh) と温帯落葉広葉樹林上 (Kawagoe) とでは、 ρ'_{cc} の変動の幅は、大きいところで約 10mgm⁻³ と同程度であるが、変動の周期が大きく異なることがわかる。Pasoh では 120s 程度の周期の変動が目立つが (図-1a)、Kawagoe では約 60s もしくはそれ以下の周期の変動が多く現れている (図-1b)。これらをわかりやすくするために、図-1a, b の一部を 10 分間の時系列に拡大したものを図-2a, b に示す。また、Kawagoe における ρ'_{cc} の 3 分間の時系列も図-2c にあわせて示した。大気中の CO₂ 密度の変動は不規則な気流の渦によって生じており、時間スケールの長い変動は大きな渦による変動、時間スケールの短い変動は小さな渦による変動をあらわしている。図-2a と b を比較すると、Pasoh における ρ'_{cc} の時系列では、Kawagoe の ρ'_{cc} の時系列よりも長い時間スケールの変動が卓越しており、CO₂ 密度の変動に寄与する渦の大きさが Pasoh のほうが大きいことがわかる。さらに、図-2a と c をみると、Pasoh と Kawagoe とともに、 ρ'_{cc} には細かい変動をともないながら、徐々に値が減少してから急激に値が上昇するといった変化の特徴があることがわかる。文献⁶⁾によると、地表面の加熱により生じたブリューム (熱的な対流による気塊の連続的な上昇) が風で流されるとき、ブリュームの風上側では比較的良好に混合が起こり、ブリューム内で緩やかな風速や温度の勾配が生じるのに対し、風下側では上昇する暖気と下降する冷

気が、マイクロフロントと呼ばれる境界をつくる。この境界の風下側と風上側とでは、風速や温度の急激な変化が生じることが観測されている。図-2a, c でみられる鋸の歯状の ρ'_{cc} の変化は、プルームの通過に対応する現象であると考えられる。このような構造の変化は Organized structure や Ramp structure と呼ばれ、森林群落や作物群落の内外で観測されている⁹⁾³⁾⁸⁾。このように、Pasoh と Kawagoe では同様の現象が生じているようだが、その時間スケールが異なっている。Pasoh における時間スケールの長い CO_2 密度変動は、樹高が高いことも影響していると思われるが、この熱帯林上における CO_2 密度変動の特徴をあらわしていると考ええる。

つぎに、Pasoh で観測された鉛直風速の変動 w' と ρ'_{cc} のコスペクトル ($nCw\rho'_{cc}(n)$) を示す (図-3)。図に示したコスペクトルは、図-1a の時間帯のものである (12:00~12:30)。Pasoh での $w'\rho'_{cc}$ のコスペクトルは全周波数域でマイナスの値をとり、そのピークの値を示す周波数は約 0.015Hz であった。また 0.1Hz 以上の高周波域の $w'\rho'_{cc}$ の CO_2 フラックスへの寄与は少なく、0.2Hz 以上の高周波域では CO_2 フラックスへの寄与はほとんどない。Pasoh と Kawagoe で観測された $w'\rho'_{cc}$ のコスペクトルの比較を図-4に示す。図は、このときの $\overline{w'\rho'_{cc}}$ で無次元化して示している。

$\overline{w'\rho'_{cc}}$ はマイナスの値をとるため、図-3 とは逆にスペクトルの値はプラスをとる。Pasoh と Kawagoe の $w'\rho'_{cc}$ のコスペクトルを比べると、 CO_2 フラックスに寄与する $w'\rho'_{cc}$ の周波数域は、Pasoh のほうが全体に低周波側にシフトしており、Kawagoe に比べて低周波域の $w'\rho'_{cc}$ 変動の CO_2 フラックスへの寄与が大きいことを示している。この $w'\rho'_{cc}$ の周波数域の低周波側へのシフトは、高周波域の CO_2 密度変動への追従に限界がある Closed-path 型 CO_2 分析器を用いた CO_2 フラックスの渦相関測定にとっては有利に働く。

図-5に Pasoh における 1998 年 3 月 9 日から 14 日までの CO_2 フラックスの日変化の様子を示す。あわせて、森林による CO_2 吸収が盛んに行われている時期の Kawagoe における CO_2 フラックスの日変化の様子も示した (1997 年 6 月 11 日から 16 日まで)。Pasoh における CO_2 フラックスは、概ね昼間に下向き、夜間に上向きとなる傾向を示した。しかし、夜間における値のばらつきは大きく、夜間にもかかわらず下向きの CO_2 フラックスを示す場合もいくつかみられる。この夜間の下向きフラックスは、風の弱い静穏な夜間に、森林上の空気と林内の空気の混合が進まず、森林上の大気に CO_2 のはっきりとした濃度勾配が形成されていない場合や、大気中の水蒸気量の多さから、霧の発生により CO_2 濃度測定が正確に行えない場合などに生じていると考ええる。実際、夜間の下向き CO_2 フラックスが多くみられる 3 月 13 日の夜間では、0:00~4:00 までの超音波風速計から得た平均風速は 0.6ms^{-1} であり、30 分の平均風速が 0.0ms^{-1} のときもあった。また 3 月 14 日の夜間では 0:00~4:00 までの平均相対湿度が 97.5% であった (30 分平均の最高値は 100% であった)。3 月 14 日は 10:00 まで相対湿度 90% 以上の状態が続いていた。このような条件下での測定方法やデータの処理の仕方には、まだ課題が残る。

Pasoh における 6 日間の観測での CO_2 フラックスの平均は約 $-0.08\text{mgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ であり、日単位の CO_2 フラックスは約 $-7.2\text{gm}^{-2}\text{day}^{-1}$ となる。6 日間の CO_2 フラックス値の累積から推定した森林と大気との間の二酸化炭素交換量は約 -43.1gm^{-2} (炭素換算で -11.8gCm^{-2}) であった (欠測は、前後 2 データの平均値で補間した)。これは 6 日間の森林による CO_2 吸収が約 43.1gm^{-2} であったことを

あらわす。Kawagoeにおける図-5に示した6日間(6月11~16日)のCO₂フラックスの平均値は $-0.22\text{mgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ 、日単位のCO₂フラックスは約 $-19.2\text{gm}^2\text{day}^{-1}$ であった。Kawagoeにおける1997年6月の平均CO₂フラックス(日単位)は $-15.1\text{gm}^2\text{day}^{-1}$ である。Pasohの値は、Kawagoeにおける6月の値の約36~48%である。熱帯林によるCO₂吸収量は、温帯林によるCO₂吸収が盛んな時期のCO₂吸収量よりも小さいことがわかる。PasohでのCO₂フラックス値($-7.2\text{gm}^2\text{day}^{-1}$)は、Kawagoeにおける10月の平均CO₂フラックス($-7.9\text{gm}^2\text{day}^{-1}$)と同程度であった。

文献⁹⁾の研究は、アマゾン林上における44日間の観測から、森林によるCO₂吸収量が1日当たり約 $2.0\text{gm}^2\text{day}^{-1}$ であったことを、また文献¹⁰⁾はアマゾン林上における12日間の観測からCO₂吸収量が約 $2.2\text{gm}^2\text{day}^{-1}$ であったことを示している。Pasohでは1日当たりのCO₂吸収量が $7.2\text{gm}^2\text{day}^{-1}$ となるので、これはアマゾン林上の観測結果よりも3.3~3.6倍の値となる。さらに、文献⁹⁾は乾期におけるアマゾン林上の結果としてCO₂吸収量が約 $4.0\text{gm}^2\text{day}^{-1}$ と報告している。本観測は乾期に行われたが、それでもアマゾン林上の結果より1.8倍の値である。

本観測の期間中は、夕方からの雷雨はあったが日中は概ね晴天であった。晴天日のみの観測結果であることが、PasohでのCO₂吸収量の値がアマゾン林の値よりも大きくなった理由の1つだと思われる。また、熱帯林によるCO₂吸収に明瞭な季節変化があるとしたら、本観測はCO₂吸収の盛んな時期に行ったため、大きなCO₂吸収量を示したのかもしれない。今回の観測では、林内の気層に貯留するCO₂量(CO₂貯留量)の測定を行っていない(アマゾン林での観測ではCO₂貯留量が測定されている)。熱帯林のような樹高の高い森林では、森林-大気間の二酸化炭素交換量に占めるCO₂貯留量の割合が大きくなると考えられるため、CO₂貯留量を考慮するとPasohでのCO₂吸収量の推定結果が変わってくる可能性もある。しかし、1日当たりのCO₂貯留量はゼロに近いという報告もあるため¹¹⁾、PasohにおけるCO₂フラックス値にCO₂貯留量を加えたとしても、推定された森林のCO₂吸収量($7.2\text{gm}^2\text{day}^{-1}$)が大きく変わることはないであろう。東南アジア地域の熱帯林によるCO₂吸収量のほうが、アマゾン地域の熱帯林によるCO₂吸収量よりも多い可能性はあるが、これは今回の短期観測では明らかにならない。

1997年の報告では、アマゾン林は年間に $160\text{gCm}^{-2}\text{y}^{-1}$ ($1.6\text{tCha}^{-1}\text{y}^{-1}$)の炭素を吸収していると推定されており(LBA home page, 1998)、熱帯林が二酸化炭素の吸収源として機能していることが示されている。6日間という短期間の本観測結果においても、熱帯林が二酸化炭素の吸収源になっていることが示唆される。東南アジア地域の熱帯林においてCO₂フラックスの長期間にわたる(1年以上)測定を実施し、この地域の熱帯林のCO₂吸収の季節変化やCO₂吸収量を明らかにすることが急がれる。

4. まとめ

マレーシア半島の中央部に位置する熱帯林上(マレーシア森林研究所パソー森林保護区)において、CO₂フラックスの短期観測を行った。この観測では、国内で開発したCO₂フラックスのClosed-path型CO₂分析器を用いた渦相関測定システムの適用を試みた。

熱帯林上で観測されたCO₂密度の変動には、国内の温帯落葉広葉樹林上で観測されたCO₂密度の変動よりも長周期の変動成分の寄与が大きいことを確認した。また、鉛直風速の変動 w' とCO₂密度の変動 ρ'_{CO_2} のコスペクトルから、熱帯林上におけるCO₂フラックスに寄与する $w'\rho'_{\text{CO}_2}$ の周波数域は、温帯林上におけるCO₂フラックスの場合よりも、全体に低周波側にシフトしてい

ることがわかった。これは、熱帯林上ではより大きな空気の渦により CO₂ 輸送が行われていることを示している。熱帯林上における CO₂ フラックスの周波数域が温帯林上よりも低周波側にシフトすることは Closed-path 型分析器を用いた渦相関測定には有利であり、熱帯林上でのフラックス観測に、国内で開発した渦相関測定システムが適用可能であることが確認できた。しかし、得られたデータの処理方法や高湿度条件下での測定方法には、まだ問題が残る。6 日間の観測から得られた熱帯林上における CO₂ フラックスの累積値は約 -43.1 gm² であった。短期観測の結果からは、この熱帯林が CO₂ の吸収源になっていることが示唆されるが、これは 1 年以上の長期観測によって明らかにされるべき問題である。

熱帯林におけるフラックス観測では、その他の地域における観測とは異なった困難な問題が追加される。これには、熱帯林の樹木は樹高が高いので、フラックス観測を行うためにはより高い観測タワーを必要とするため、より大がかりな観測施設を必要とすることや、高温多湿の条件下での測定になるので測器の耐暑・耐湿性の問題などがあげられる。また、現在のところ、フラックス研究を行う研究者はおもに欧米や日本の研究者であるため、これらの地域から遠く離れた熱帯林におけるフラックス観測を長期間維持するためには、多大なコストと労力を必要とする。このような理由から、熱帯林での長期フラックス観測があまり行われていないのだと考えている。今後、熱帯地域に位置する国々との協力関係の強化やそれらの国々を含んだ国際プロジェクトの拡大化により、熱帯地域の森林上における長期フラックス観測点を増加させる必要があるだろう。

5. 参考文献

- 1) Baldocchi, D.D. et al., 1997. Seasonal variation of carbon dioxide exchange rates above and below a boreal jack pine forest. *Agric. For. Meteorol.* 83: 147-170
- 2) Fan, S.M. et al., 1990. Atmosphere-Biosphere exchange of CO₂ and O₃ in the central Amazon forest. *J. Geophys. Res.* 95, D10: 16851-16864.
- 3) Gao et al., 1989. Observation of organized structure in turbulent flow within and above a forest canopy. *Boundary-Layer Meteorol.* 47: 349-377.
- 4) Grace et al., 1995. Carbon dioxide uptake by undisturbed tropical rain forest in southwest Amazonia, 1992 to 1993. *Science* 270: 778-780.
- 5) Grace, J. et al., 1996. The use of eddy covariance to infer the net carbon dioxide of Brazilian rain forest. *Global Change Biol.*, 2: 209-218.
- 6) Kaimal, J. and Businger, J.A., 1970. Case study of a convective plume and a dust devil. *J. Appl. Meteorol.* 9: 612-620
- 7) McMillen, R.T., 1988. An eddy correlation technique with extended applicability to non-simple terrain. *Boundary-Layer Meteorol.* 43: 231-245.
- 8) Paw U, et al., 1992. On coherent structures in turbulent above and within agricultural plant canopies. *Agric. For. Meteorol.* 61: 55-68.
- 9) Shaw, R. et al., 1989. Detection of temperature ramps and flow structures at a deciduous forest site. *Agric. For. Meteorol.* 47: 123-138.
- 10) Suyker, A.E. and Verma, S.B., 1993. Eddy correlation measurements of CO₂ flux using a closed-path sensor. *Boundary-Layer Meteorol.* 64: 391-407.

11) 田中正之 1987 二酸化炭素循環のモデリング 気象研究ノート 106, 99-120

12) Webb, E.K., et al., Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer, Quart. J. R. Met. Soc., 106, 85-100.

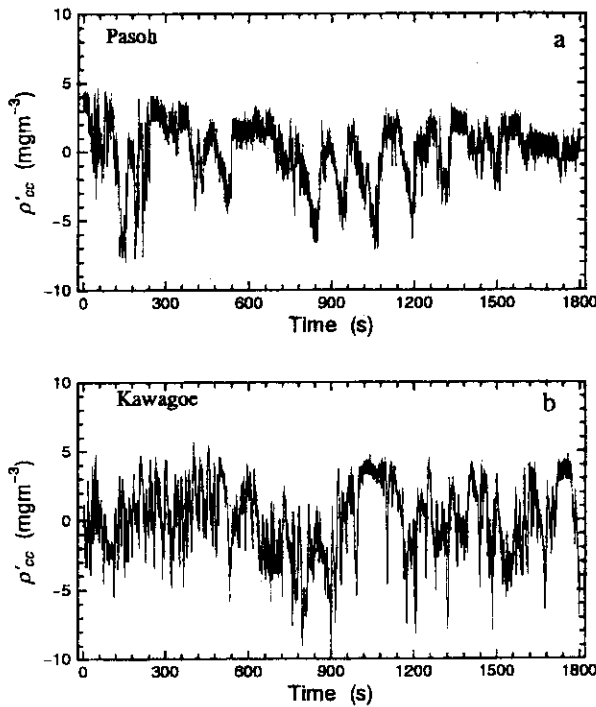


図-1 熱帯林上 (Pasoh) と国内の温帯落葉
広葉樹林上 (Kawagoe) で測定された CO_2 密度
変動 (ρ'_{cc}) の 30 分間の時系列の比較
a) 熱帯林上の ρ'_{cc} (1998 年 3 月 13 日
12:00~12:30)
b) 温帯落葉広葉樹林上の ρ'_{cc}
(1998 年 8 月 11 日 11:00~11:30)

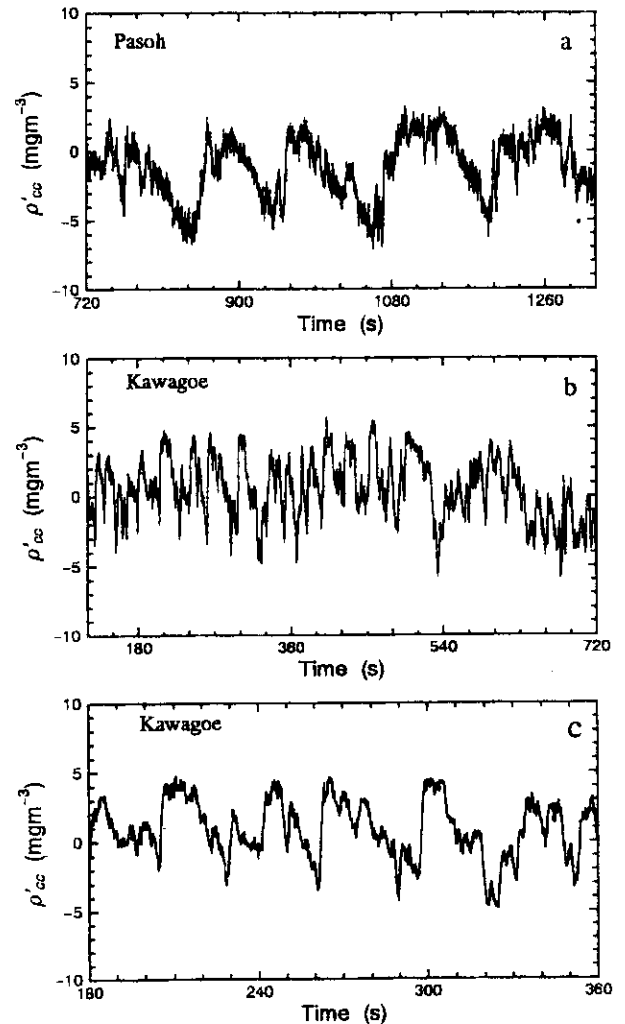


図-2 熱帯林上 (Pasoh) と国内の
温帯落葉広葉樹林上 (Kawagoe) で測
定された CO_2 密度変動 (ρ'_{cc}) の時系
列の比較

a) 熱帯林上の ρ'_{cc} の 10 分間の時系列
(1998 年 3 月 13 日 12:12~12:22)

b) 温帯落葉広葉樹林上の ρ'_{cc} の 10 分
間の時系列 (1998 年 8 月 11 日 11:03
~11:06)

c) 温帯落葉広葉樹林上の ρ'_{cc} の 3 分
間の時系列 (1998 年 8 月 11 日 11:03
~11:06)

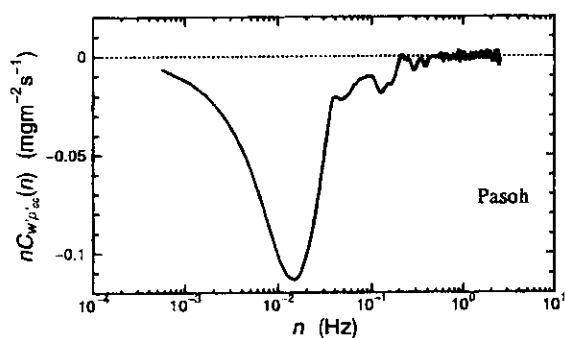


図-3 熱帯林上 (Pasoh) で観測された鉛直風速の変動 (w') と CO_2 密度変動 (ρ'_{cc}) のコスペクトル $nC_{w'\rho'_{cc}}(n)$

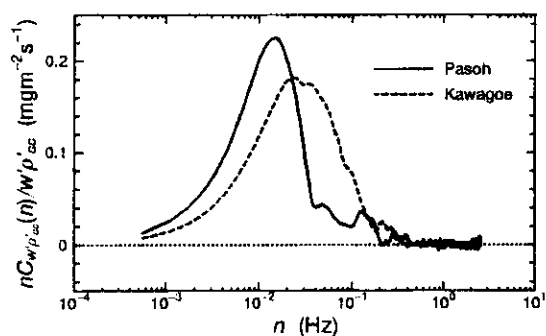


図-4 熱帯林上 (Pasoh) と国内の温帯落葉広葉樹林上 (kawagoe) で観測された $w'\rho'_{cc}$ のコスペクトル

コスペクトルは $\overline{w'\rho'_{cc}}$ で無次元化して示してある。

$$(nC_{w'\rho'_{cc}}(n) / \overline{w'\rho'_{cc}})$$

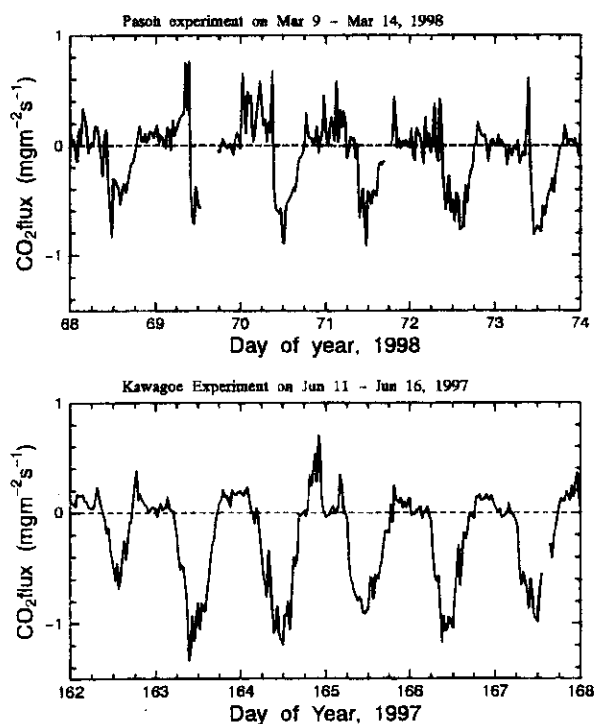


図-5 熱帯林上 (Pasoh) と国内の温帯落葉広葉樹林上 (Kawagoe) で観測された CO_2 フラックスの日変化 Pasoh : 1998 年 3 月 9~14 日, Kawagoe : 1997 年 6 月 11~16 日

第3部 熱帯林における攪乱による水保全機能の変化と予測

1. 序

熱帯林流域における水保全機能を解明することは、地球環境形成を理解するためばかりでなく、その地域の水資源問題を考えるために重要な課題である。しかし、熱帯地域での水文観測は困難が伴い、信頼できる精度高い水文データが不足していた。このような背景の中で、近年、各地域で水文研究が展開されている⁴⁾⁸⁾。今後、得られた高精度な水文データを用いて、熱帯林流域の水保全機能を定量的に評価することが必要である。また、さらに熱帯林の攪乱による水保全機能の変化を明らかにすることが求められている。

2. 研究目的

本研究では、この地域の代表的土地利用形態であるゴム園を攪乱された場所の一つとして調査を行い、熱帯林での調査結果と比較し、熱帯林の攪乱による水保全機能の変化について考察を行う。また、熱帯林流域において水文観測を行い、得られた水文データに対して流出解析モデルを適用し、熱帯林流域における水保全機能を明らかにすることを目的とする。

3. 研究方法

(1) 試験地の概要

本研究は、首都クアランプールから北に約80kmに位置する Bukit Tarek 森林水文試験地 (BT : 北緯3° 31'、東経101° 35') にて実施された (図1)。BT は、1960年代の初めに択伐されたが、周辺はゴムやオイルパームのプランテーションおよび *Acacia mangium* が植林された流域であり、今や貴重な天然2次林である。植生は *Kommpssia malaccencis*, *Santiria* spp. が多く、ところどころに *Dipterocarpus crinitus*, *Shorea leprosula* が見られる。地質は変成岩で、雲母片岩、千枚岩からなる¹²⁾。1992年から1994年の観測によると、気温は年較差が小さく、19.1~34.9℃の範囲で変化した。年平均降水量は2655mmであり、降雨イベントは、降雨強度が高く、継続時間が短い特徴をもつ⁷⁾。BTの地形図を図2示す。BTはC1流域 (面積: 32.8ha、標高: 48-175m) とC2流域 (面積: 34.26ha、標高: 53-213m) からなり、本研究では、C1流域を対象とした。さらにこの森林流域に隣接するゴム園を対象に試験プロットを設置した。このプランテーションは、1949年に設置され、その後、1966年と1993年に伐採および再植栽されている。テラス傾斜部は主に、*Puercaia phaseoloides* で覆われている。

(2) 水文観測

流域流量は120° Vノッチの堰堤で水位を測定し、流量に変換して求めた。降水量は堰堤の横で重量秤雨量計および転倒式雨量計を用いて測定した。また、C1流域の堰堤から約130m河道上方に試験斜面を設置した。その試験斜面において、エアプール式テンシオメーターを埋設し土壌水分の測定を行った。テンシオメーターの埋設位置を図6、埋設深度および埋設位置の土層深を表1に示す。

表1 各テンシオメーターの埋設深度

設置位置	表層からの埋設深 (cm)	設置位置の土層深 (cm)
F1	10, 20, 40, 80	118
F2	10, 20, 40, 80, 160	227
F5	10, 20, 40, 80, 160	161
F9	10, 20, 40, 80, 160	571
F12	10, 20, 40, 80, 123	121

(3) 土壌物理特性

林地において、試験斜面上の尾根頂上(FR)、斜面中腹(FM)および河道直上(FS)で10,20,40,80cmの深さで、ゴム園では、テラス平たん部(RU・RL)およびテラス傾斜部(RS)において、同様に10,20,40,80cmの深さで土壌サンプルを採取した。ただし、地点RUでは、深度40cmまでである。土壌サンプルは、400cc(断面積:100cm²、高さ:4cm)円筒を用いて採土された。土壌サンプルは実験室で定水位法により飽和透水係数を求め、その後、保水特性を測定した。保水特性は、低サクション域($\phi < 31.6 \text{ cmH}_2\text{O}$)を砂柱法、高サクション域($100 \leq \phi \leq 1000 \text{ cmH}_2\text{O}$)を加圧法で求めた。サクションと体積含水率の関係は van Genuchten の方程式¹⁴⁾を用いて解析した。その方程式を下記に示す。

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left[\frac{1}{1 + (\alpha|\psi|)^n} \right]^{1-\frac{1}{n}} \quad (1)$$

ここで、 θ_s は飽和体積含水率、 θ_r は残留体積含水率、 ψ は土のマトリックポテンシャル、 α と n は定数である。

また、各地点・各深度における土壌について、ピペット法を用いて粒径組成(粘土:<0.002mm, シルト:0.002-0.02mm, 砂:0.02-0.2mm)を調べた。

(4) 土層構造の測定

斜面調査用簡易貫入試験機を用いて土層深を測定した。本試験機は貫入コーン、ガイドロッド、ロッド、フッキングヘッドおよび5kgの錘から構成される。錘を50cmの高さから落とし、貫入コーンに衝撃を与え、そしてコーンを10cm貫入させるのに要する打撃回数をNc値とする。そのNc値が5以下を表土層、Nc値が5より大きく50以下を風化層、Nc値50以下の深さを土層深と定義した。

(5) 流出解析モデルの概要

流出解析モデルには、HYCYMODEL(Fukushima, 1988)を用いた。本モデルの概念図を図3に

示す。本モデルを Fukushima²⁾に基づき概説する。なお、詳細は、文献2)3)にゆずる。

流域は、河道系（面積率：C）と森林斜面系（面積率：1-C）からなり、流域にもたらされた降雨 R(t)は、一部河道からの直接流出成分 Qc(t)となる。森林斜面にもたらされた降雨は、樹冠遮断が生じ、林内降雨 Rn(t)が算出され、最終的に直接流出成分 Qh(t)と基底流出成分 Qb(t)と成る。蒸発散量は、樹冠蒸発量 Ei(t)、蒸散量 Et(t)、河道蒸発量 Ec(t)から形成される。Rn(t)は以下の考え方で算出される。すなわち、流域平均有空隙率（θ）、Ds、De をそれぞれ任意の地点の表層土壌厚さ、表層土壌有効深さ(mm)とすると、

$$De = \theta \cdot Ds \quad (2)$$

となる。流域内の 50%で有効空隙が飽和に達する有効深（D₅₀mm）と標準偏差（σ）を定義すれば、正規分布における標準偏差（σ）は、

$$\sigma = \log(\sigma l) \quad (3)$$

で変換され、表層変換系（Su タンク）での仮想貯留量 Su'(t)を

$$Su'(t) = (Su(t-1) + Rn(t)) / D_{50} \quad (4)$$

とすれば、標準化変数ζ

$$\zeta = \frac{1}{\sigma} \log Su'(t) \quad (5)$$

となる。そして、流域内での平均的直接流出寄与面積率(m)は、

$$m = \int_{-\infty}^{\zeta} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-z^2/2} dz \quad (6)$$

となり、有効降雨量 Re(t)は、

$$Re(t) = m \cdot Rn(t) \quad (7)$$

で算出される。

また、図3中の各タンクでの運動則は次式の貯留関数にしたがう。すなわち、

$$S = K \cdot Q^p \quad (8)$$

ここで、S はタンク内貯留深、Q は流出量である。図3中の直線で示されるタンクは線形の、曲線で示されるタンクは非線形の貯留タンクにしたがうことを示す。

本モデルの適用結果の評価は以下の式に示す、相対誤差（F1）と収支誤差（F2）をもとめ、これらの値が最小になるようにパラメータを決定した。

$$F_1 = \frac{1}{N} \sum \frac{|Q_{ob}(t) - Q_{ca}(t)|}{Q_{ob}(t)} \quad (9)$$

$$F_2 = \frac{|\sum Q_{ob}(t) - \sum Q_{ca}(t)|}{\sum Q_{ob}(t)} \quad (10)$$

ここで、Q_{ob}(t)は観測流出量、Q_{ca}(t)は計算流出量、N はデータ数である。

4. 結果および考察

(1) 土壌物理特性

土壌物理特性の測定結果の一例を表2に示す。仮比重は深度とともに増加するが、全孔隙率は減少する傾向があった。ゴム園（テラス平坦部：RU）では、粘土含有率が低く（<24%）、仮比重が大きく（1.66~2.02 Mg m⁻³）、全孔隙率が小さい値（0.29~0.40 m³ m⁻³）を示した。一方、林地およびゴム園テラス傾斜部（RS）では、仮比重が小さい値（<1.40 Mg m⁻³）を示した。

表2 土壌物理特性の測定結果例

Site	Depth (cm)	Bulk density (Mg m ⁻³)	Total porosity (m ³ m ⁻³)	Clay %	Silt %	Sand %
Forest (FM)	10	0.67	0.72	42.8	17.4	39.8
	20	0.76	0.70	40.3	25.3	34.4
	40	1.03	0.62	46.2	19.8	26.4
	80	1.35	0.56	43.9	12.3	43.8
Rubber Terrace bench (RU)	10	1.66	0.45	23.3	24.8	51.9
	20	1.76	0.40	17.6	32.2	50.2
	40	2.02	0.29	13.6	31.3	55.1
Rubber Terrace raiser (RS)	10	0.97	0.60	56.9	17.4	25.7
	20	0.91	0.65	56.5	19.2	24.3
	40	1.21	0.51	48.1	22.5	29.4
	80	1.40	0.52	25.8	35.0	39.2

林地(FR、FM、FS)とゴム園 (RU、RL、RS) の飽和透水係数の測定結果を図4に示す。林地での測定結果、 $6.40 \times 10^{-6} \sim 7.51 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ であり、ゴム園では、 $1.79 \times 10^{-6} \sim 5.68 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ であった。林地 FR 地点の深度 40cm および 80cm において、腐朽根を含む土壌サンプルは、他のサンプルと比べて 10・100 倍高い透水性を示したが、一般に、林地およびゴム園ともに土壌深度の増加とともに、透水性が小さくなる傾向を示した。林地では、降雨強度が高いこの地域においても雨水が浸透しうる値（例えば深度 10 cm で 1466 mm h^{-1} 、深度 80 cm で 169 mm h^{-1} ）を示した。一方、ゴム園では、テラス傾斜部において林地の値と同様な値を示したが、テラス平坦部では、深度 10 cm で約 30 mm h^{-1} 、深度 20 cm で約 20 mm h^{-1} の値を示した。その値は、林地と比較して2オーダー小さく、降雨時に飽和側方流が発生しうることを示す。また、飽和側方流が発生しうる深度（難透水層）が浅いことから、降雨時、飽和地表流の発生が指摘された。実際、現地では降雨時に、局所的に地表面滞留や地表流が発生していることが観察された。

表3 林地とゴム園における土壌水分特性曲線に対する van Genuchten¹⁴⁾ のパラメータ値

Site	Depth (cm)	α	N	θ_s	Θ_r
Forest (FR)	10	1.091	1.19	0.688	0.252
	20	1.492	1.28	0.695	0.306
	40	3.386	1.18	0.624	0.267
	80	1.256	1.31	0.552	0.285
Forest (FM)	10	0.242	1.97	0.721	0.278
	20	0.307	1.74	0.695	0.281
	40	0.598	1.43	0.619	0.336
	80	0.560	1.51	0.555	0.291
Forest (FS)	10	0.372	1.60	0.706	0.269
	20	0.242	1.98	0.684	0.317
	40	0.273	1.52	0.496	0.268
	80	0.301	1.80	0.414	0.287
Rubber (RU)	10	3.579	1.06	0.454	0.056
	20	0.609	1.20	0.399	0.164
	40	3.180	1.16	0.292	0.127
Rubber (RL)	10	0.751	1.37	0.571	0.329
	20	0.982	1.06	0.602	0.030
	40	1.887	1.09	0.595	0.239
	80	0.696	1.27	0.451	0.257
Rubber (RS)	10	0.289	1.40	0.604	0.290
	20	0.328	1.39	0.652	0.341
	40	0.370	1.33	0.511	0.354
	80	0.949	1.28	0.517	0.383

ゴム園と林地で採取した土壌サンプルから土壌水分特性曲線 (θ - ψ 関係) を求めた (図5)。林地の深度 10・20 cm では、ポテンシャル 30 cmH₂O 以下で大きく含水率が変化する。ゴム園傾斜部で採取した土壌サンプルは、林地と同様にポテンシャルに対して含水率が変化するがその割合は小さい。ゴム園平坦部で採取された土壌サンプルは、さらにその変化は小さかった。これらの関係を van-Genuchten の式¹⁴⁾で近似した結果のモデルのパラメータを表3に示す。さらに、この式から Luxmoore⁹⁾によるマクロポア ($\psi < 3.06$ cmH₂O) とメソポア ($3.06 \leq \psi \leq 306$ cmH₂O) の定義によりマクロポアとメソポアの割合を求めた。その結果を表4に示す。全ての地点において深度が増加するにつれて、マクロポアとメソポアの割合は減少する傾向があった。特に、林地では深度 20cm と 40cm の間で大きく変化している。土壌断面の観察から根系密度は林地において深度 40cm より浅いところに密で、ゴム園のテラス平坦部では極端に疎であった。植物根系は、マクロポアの成因の一つであり¹⁾、特に林地では主な成因として指摘されている(Noguchi et al., 1997b)。このことから、熱帯地域においても根系がマクロポア・メソポアの形成に寄与していることが考えられた。表4から、マクロポア・メソポアの割合は、林地>ゴム園傾斜部>ゴム園平坦部という順であることが示された。ゴム園を造成するときに、土壌の表層、特に、テラス平坦部を重機によって攪乱し、圧密する。マクロポアおよびメソポアの割合が、上記のようになる原因の一つがプランテーション造成のインパクトが影響を及ぼしていると考えられた。

表4 マクロポアとメソポアの割合

Site	Depth (cm)	Macroporosity (%)	Mesoporosity (%)
Forest (FR)	10	10.0	19.1
	20	13.9	17.7
	40	12.4	13.0
	80	9.7	12.7
Forest (FM)	10	8.5	35.2
	20	9.7	30.2
	40	8.6	16.7
	80	8.6	15.9
Forest (FS)	10	11.3	29.9
	20	7.0	29.2
	40	3.9	16.5
	80	3.0	9.3
Rubber (RU)	10	5.7	8.4
	20	4.0	11.1
	40	5.2	5.9
Rubber (RL)	10	7.7	13.3
	20	4.1	11.2
	40	5.6	10.1
	80	4.6	10.2
Rubber (RS)	10	5.0	21.1
	20	5.4	20.5
	40	2.7	9.7
	80	3.8	6.7

(2) 土層深

BT 試験地内において、23 地点で土層深を測定した。図6に試験斜面における土層構造縦断面と Nc 値のプロファイルを示す。試験斜面において、尾根頂部 (F12) と斜面末端 (F1) で土層が薄く、斜面中腹上部 (F9) で厚いことが明らかになった。Nc 値=5 の層は植物根系侵入限界値の硬さで、B層の発達可能深に相当すると言われている¹³⁾。しかし、根系は Nc 値が 5 以上の層でも局部的に柔らかい所に侵入するため、実際の根系侵入深はこの深さよりも深い。また、奥西・飯田¹⁴⁾は花崗岩山地での調査結果から Nc 値が 50 を基盤と漸移層の境界として定義し、太田¹⁰⁾は新第三紀丘陵性山地での調査結果から Nc 値が 20 を飽和帯の発生に深く関わっていると、その面を水文学的基盤面と定義している。FR と FS 地点における測定結果とそこで掘削した土壌断面を比較したところ、Nc=5 以下の層は、土壌が発達した層に対応し、Nc=50 以上になると、掘削が人力では不可能となり、FR 地点では風化の進んでいない礫層が存在し、FS 地点では未風化な基岩であることが確認された。全測定結果によると、表土層厚は測定個所によって差は小さく (範囲: 52-160cm、平均値: 93.1cm、標準偏差: 30.1cm)、それに対して風化層厚は大きな差を示した (範囲: 18-580cm、平均値: 183.5cm、標準偏差: 155.4cm)。土層深は風化層厚に依存し、その深さの範囲、平均値および標準偏差はそれぞれ 118-640cm、276.5cm および 149.7cm であった。

ゴム園において、15 地点で土層深を測定した。その土層深の測定結果、表土層厚、風化土層厚および土層深は、それぞれ 0~121 cm (平均値 42.1 cm)、15~167 cm (平均値 90.4 cm) および 80.0~217.0 cm (平均値 131.6 cm) であった。隣接する林地での土層深の測定結果と比較して、

ゴム園の方が土層深が浅いことが明らかになった。ゴム園の平坦部における Nc 値プロファイルは、表層部で一時高い値を示すことが特徴である。林地より土層深が浅く、このような特徴を示すのは、斜面からテラスを造成するときに表土を切り取り、転圧したことが原因の一つと考えられた。

吉永・大貫¹⁹⁾は、サプロライトの仮比重は、Nc 値の対数値に比例することを指摘している。同様に、本試験地での Nc 値と仮比重(B.D.)の関係を解析したところ、以下の関係があった。

$$B.D. = A + B \log(Nc) \quad A=1.066, B=0.554, R=0.874, n=5 \quad (11)$$

ここで、A、B は定数、R は相関係数、n はサンプル数である。サンプル数は、少ないものの、両者の関係は、吉永・大貫¹⁹⁾が指摘したことと同様な関係が認められた。

(3) 流出解析モデル

HYCY モデルにおけるパラメータは、試行錯誤によって決定された。月毎の可能蒸発散量は、本流域による土壌水分の変動を考慮した短期水収支法によって求められた値⁹⁾を参考にした。式(9)、(10)によって求められた F_1 、 F_2 の値はそれぞれ 0.293 および 0.079 であった。本モデルを用いて計算されたハイドログラフは、観測されたハイドログラフを良好に再現した(図8)。さらに、本モデルのタンクの貯留量の降雨に対する応答は、試験斜面において観測された土壌水分と土壌サンプルによる $\theta - \phi$ 関係から求められ貯留量とよく一致した。

図9に HYCYMODEL を用いて計算された水収支の内訳を示す。93年と94年を比較すると、93年は94年より年降水量が約450 mm 多く、その分土壌貯留量がプラス(40.9mm, 1.4%)で基底流量が210 mm 多かった。樹冠遮断量および直接流出量もそれぞれ56 mm、78mm 多いが、年間水収支に対する割合では大きな差はなかった。蒸散量は年間の水収支の割り合いで考えるとむしろ93年より94年の方が多かった(93年:32.7%, 94年:37.5%)。

伐採などによる攪乱によって、このモデルにおける表層変換系のタンクのパラメータが変化すると考えられる。ゴム園を攪乱された土地利用形態の一例として、土層深、土壌の飽和透水係数や保水特性を林地と比較検討した(図10)。これらの測定結果は、HYCYMODEL のパラメータ値、特に表層変換系のタンクのパラメータを反映していると考えられる。以上の結果から今後、攪乱の程度と HYCYMODEL のパラメータの関係を明らかにすることによって、この流出モデルを用いて攪乱による流出特性の変化を評価することが可能であると考えられた。

5. まとめ

ゴム園を攪乱された土地利用形態の一つと考え、土層深、飽和透水係数、保水特性などの土壌物理特性を測定し、林地での測定結果と比較した。その結果、以下の事柄が明らかになった。①林地の土層深(範囲:118-640 cm、平均値:277cm)は、ゴム園の土層深(範囲:80-217cm、平均値:132cm)より深い値を示した。②林地における飽和透水係数は、この地域で観測される降雨強度より大きく(10cm:1466 mm h⁻¹、80cm:169 mm h⁻¹)、ゴム園における飽和透水係数は、テラス傾斜部では林地と同様な値を示すが、テラス平坦部では、1・2 オーダー小さい値を示した(10cm:30-154 mm h⁻¹、40cm:18-40 mm h⁻¹)。③土壌のマクロポアおよびメソポアの割合は、土層深が増加するほど小さくなる傾向があり、それらの割合の大きさは、林地>ゴム園傾斜部>ゴム園平坦部の順であった。ゴム園での土層深、土壌物理特性の測定結果は、プランテーション造成時に、表土を切り取り、転圧したことが原因の一つと考えられた。HYCY モデルを用いて計算

された森林流域におけるハイドログラフは、観測されたハイドログラフを良好に再現した。さらに、本モデルのタンクの貯留量の降雨に対する応答は、試験斜面において観測された土壌水分と土壌サンプルによる θ - ϕ 関係から求められた貯留量とよく一致した。

6. 参考文献

- 1) Beven, K. and Germann, P. 1982. 'Macropores and water flow in soil', *Water Resour. Res.*, **18**, 1311-1325.
- 2) Fukushima, Y. 1988. A model of river flow forecasting for a small forested mountain catchment. *Hydrol. Precess.* **2**, 167-185.
- 3) 福嶋義宏・鈴木雅一 1986 山地流域を対象とした水循環モデルの提示と桐生流域の10年間連続日・時間記録への適用、京大演報、57、162-185.
- 4) 蔵治光一郎 1996 熱帯林の水文特性に関する研究、東京大学演習林報告、95、93-208.
- 5) Luxmoore, R. J., 1981. Micro-, meso-, and macroporosity of soil. *Sci. Soc. Am. J.* **45**, 671-672.
- 6) 野口正二、Abdul Rahim Nik、谷誠、三森利昭 1996. 短期水収支法による熱帯林小流域からの蒸発散量の推定、水文・水資源学会 1996 年要旨集、128-129.
- 7) Noguchi, S., Abdul Rahim, N., Sammori, T., Tani, M., and Tsuboyama, Y., 1996. Rainfall characteristics of tropical rain forest and temperate forest: Comparison between Bukit Tarek in Peninsular Malaysia and Hitachi Ohta in Japan. *J. Trop. For. Sci.* **9**, 206-220.
- 8) Noguchi, S., Abdul Rahim, N., Zulkifli, Y., Tani, M., Sammori, T., 1997a. Rainfall-runoff responses and roles of soil moisture variations to the response in tropical rain forest, Bukit Tarek, Peninsular Malaysia. *J. For. Res.* **2**, 125-132.
- 9) Noguchi, S., Tsuboyama, Y., Sidle R.C., Hosoda, I., 1997b Spatially distributed morphological characteristics of macropores in forest soils of Hitachi Ohta Experimental Watershed, Japan. *J. For. Res.* **2**, 207-215.
- 10) 太田猛彦 1988 森林山腹斜面における雨水の流出について、水文水資源学会、1、75-82.
- 11) 奥西一夫・飯田智之 1978 愛知県小原村周辺の山崩れについて-斜面形、土層構造と山崩れについて、京都大学防災研究所年報、第21号B-1、297-311.
- 12) Saifuddin, S., Abdul Rahim, N., Muhammad, R., 1991. Establishment and physical characteristics of Bukit Tarek watershed. *FRIM Res. Pamphlet No.110*, 1-51.
- 13) Tsukamoto, Y., Ohta, T., 1987. Hillslope topography and runoff process on steep forested slopes. U.S.-Japan seminar on hydrology, Hawaii.
- 14) van-Genuchten, M. Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **44**, 892-898.
- 15) Yoshinaga, S., Ohnuki, Y., 1995. Estimation of soil physical properties from a handy dynamic cone penetrometer test. *J. Jpn. Soc. Erosion Control Eng.* **48**, 22-28 (in Japanese with English summary).

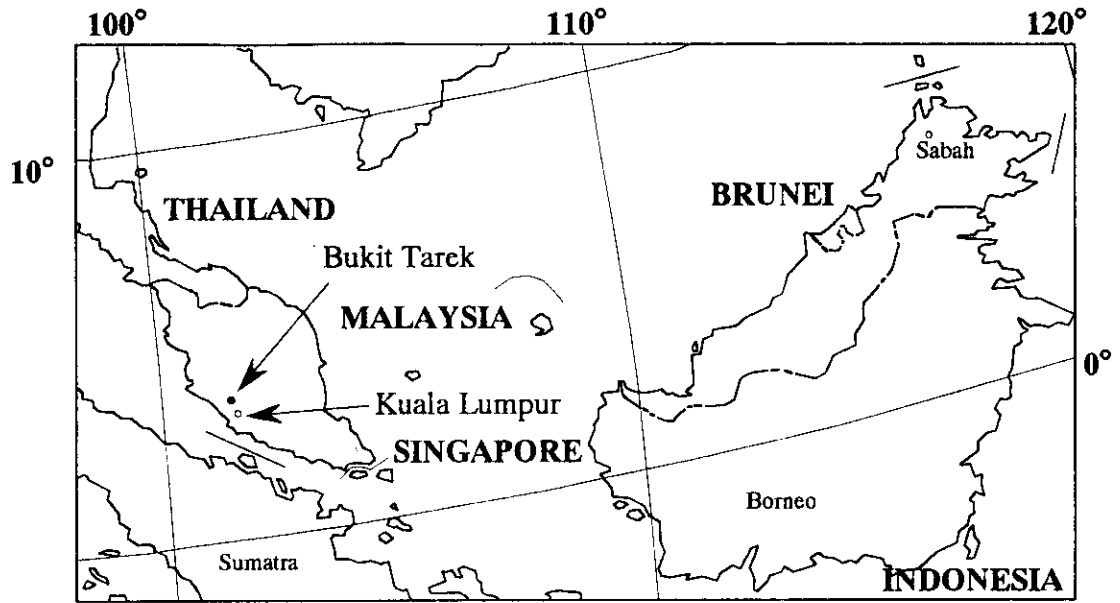


図1 マレーシアおよびBukit Tarek試験地の位置

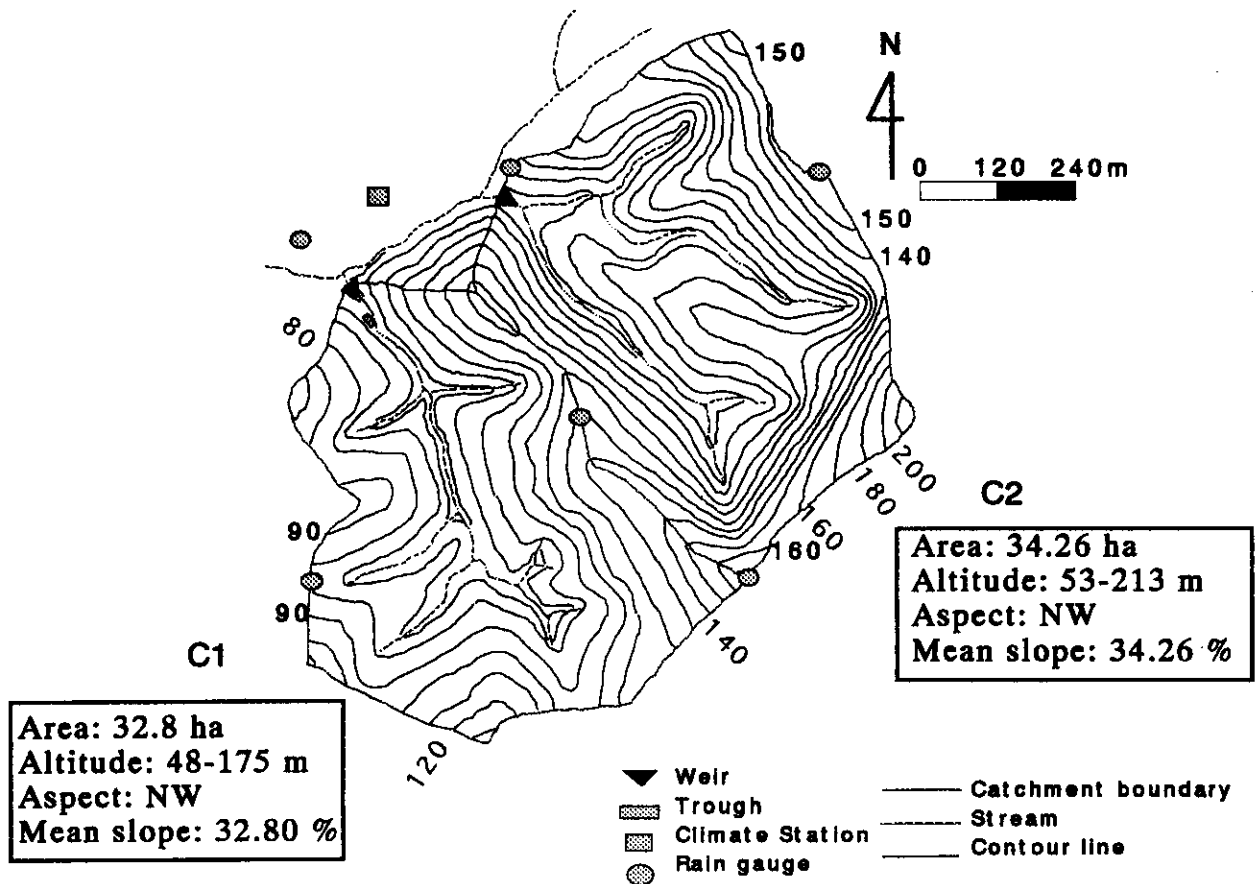


図2 Bukit Tarek試験地の地形および測器位置

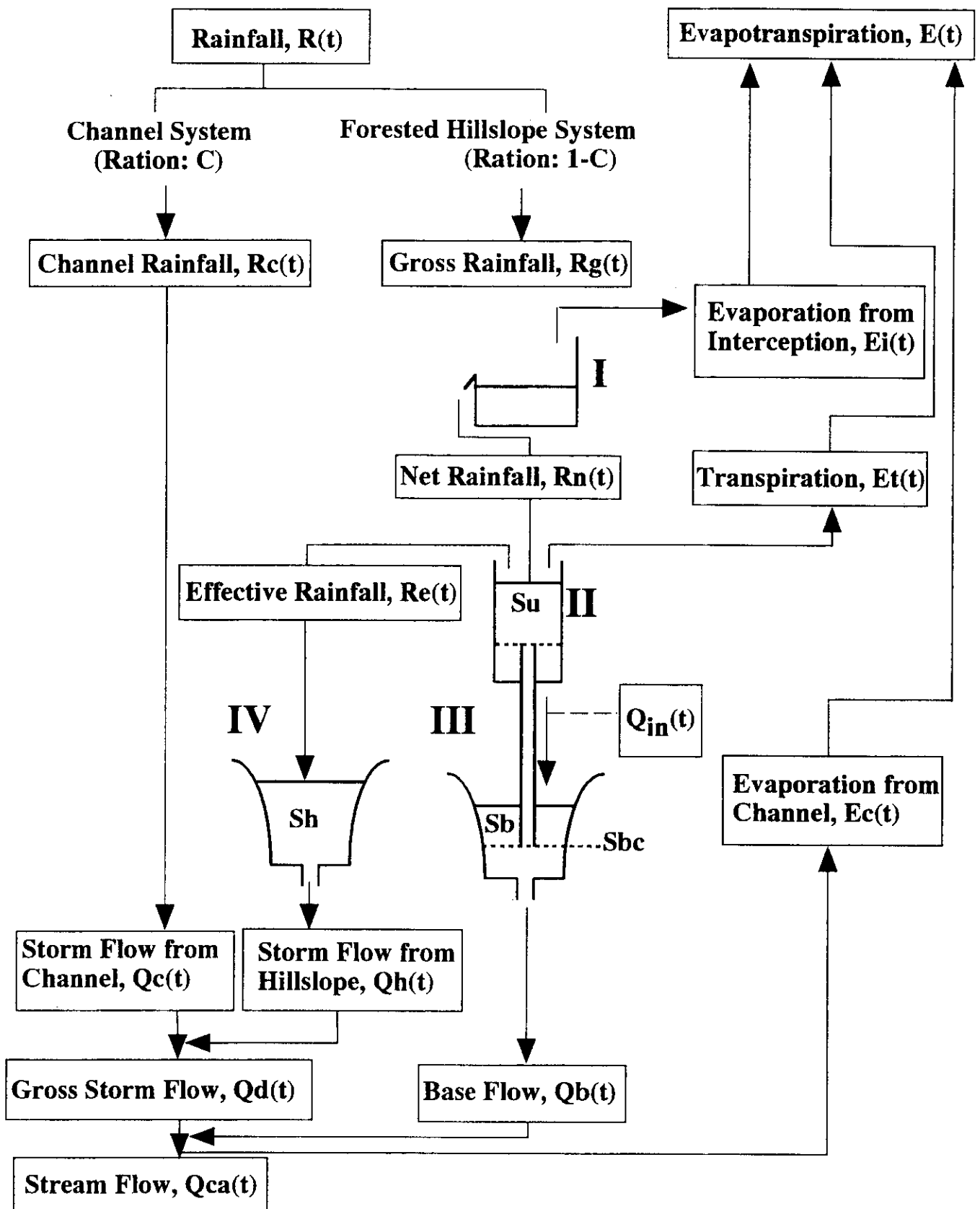


図3 HYCYMODELの概念図

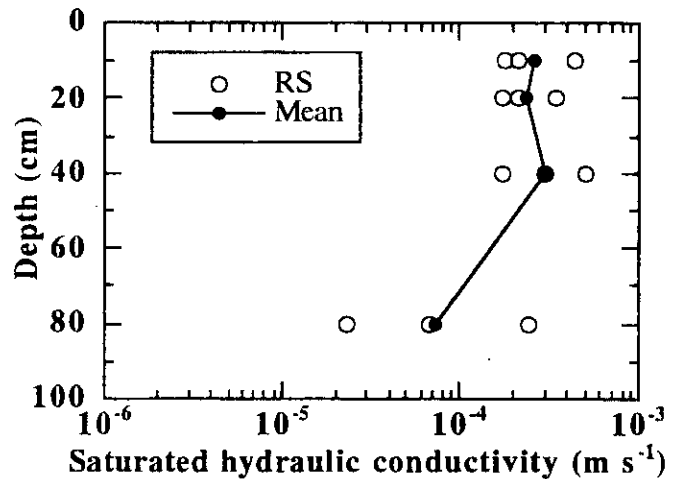
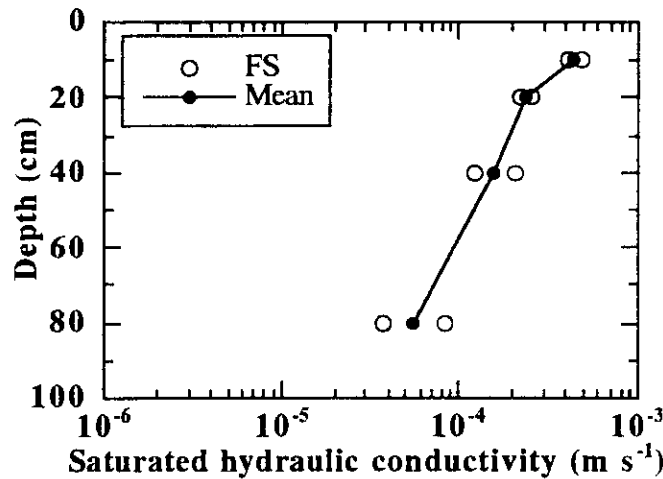
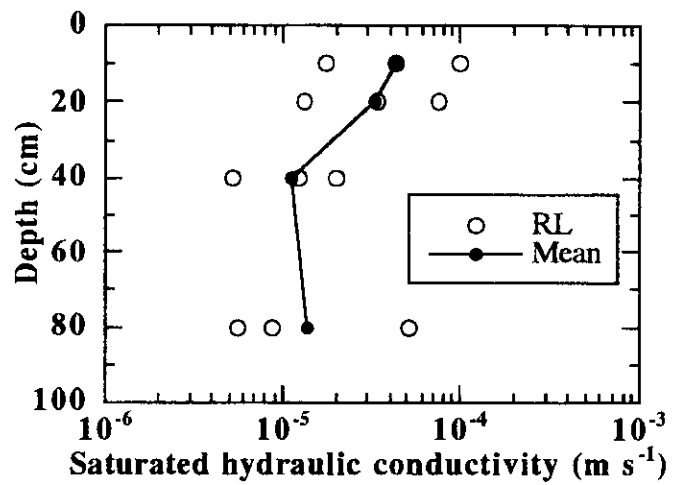
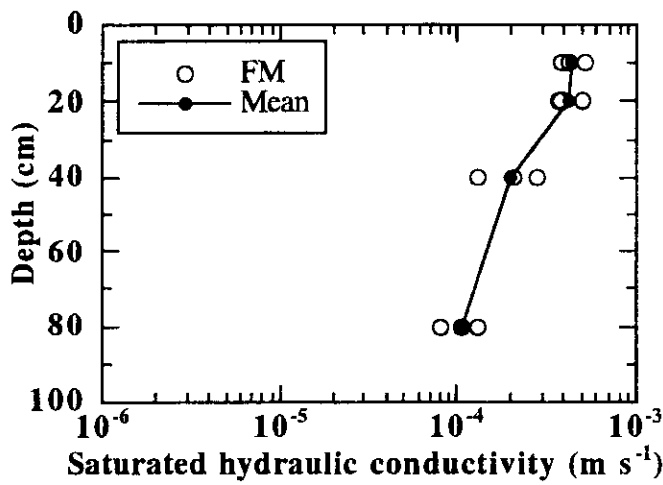
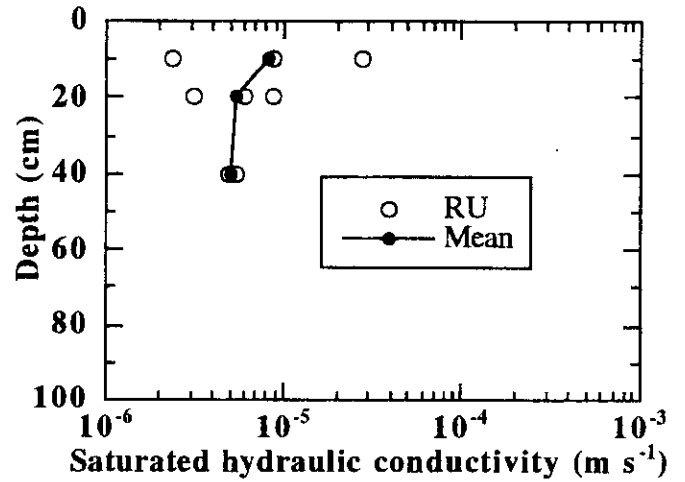
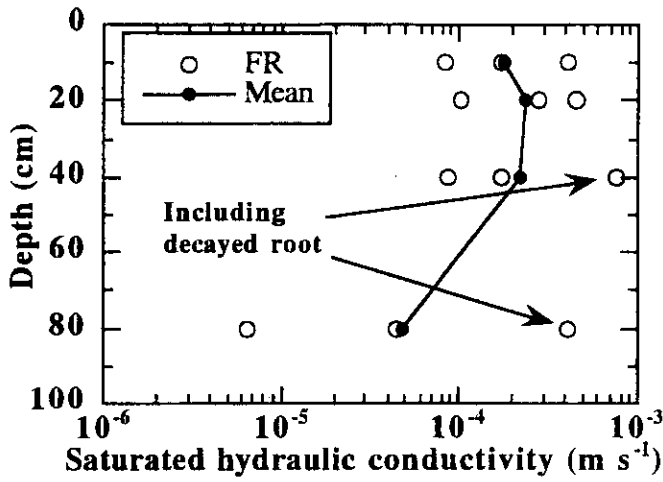


図4 林地 (FR, FM, FS) およびゴム園テラス平坦部(RU, RL)とテラス傾斜部(RS)における飽和透水係数の測定結果

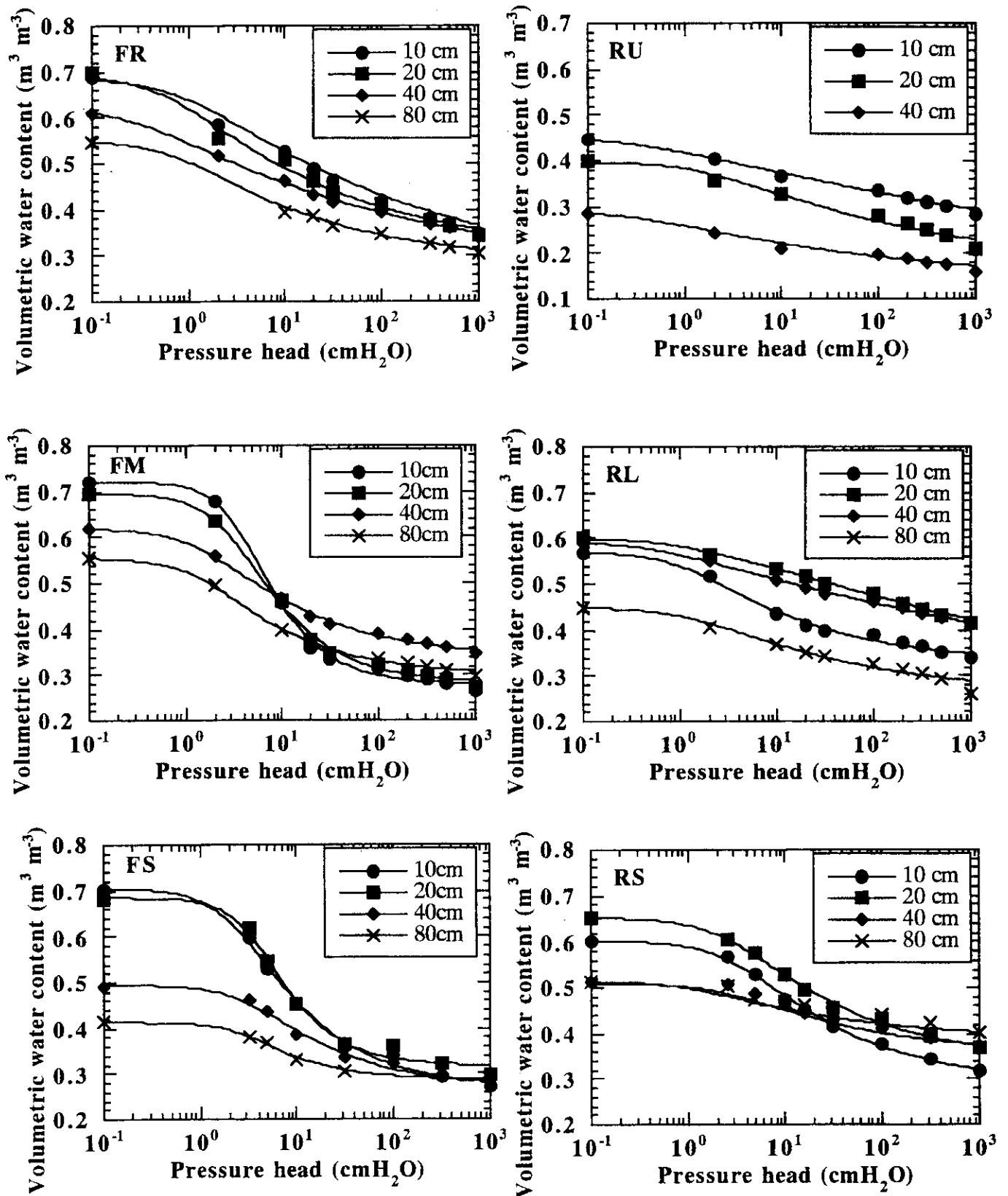


図5 林地 (FR, FM, FS) およびゴム園テラス平坦部(RU, RL)とテラス傾斜部(RS)における保水特性とvan Genuchten方程式の適用

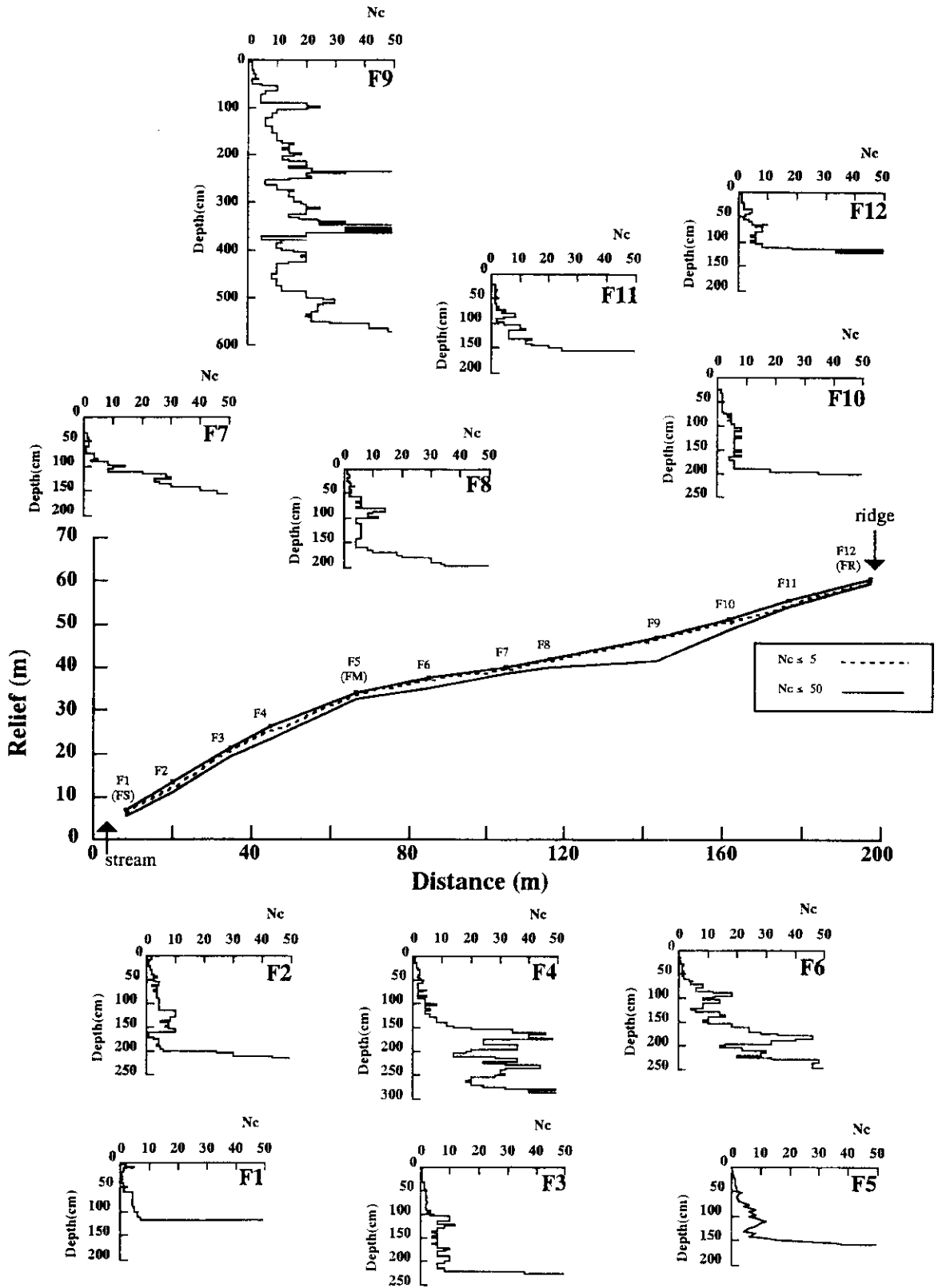


図6 林地における土層深の測定結果および土壌サンプル採取地点 (FS、FM、FR) とテンシオメータ埋設地点 (F1、F3、F5、F9、F12)

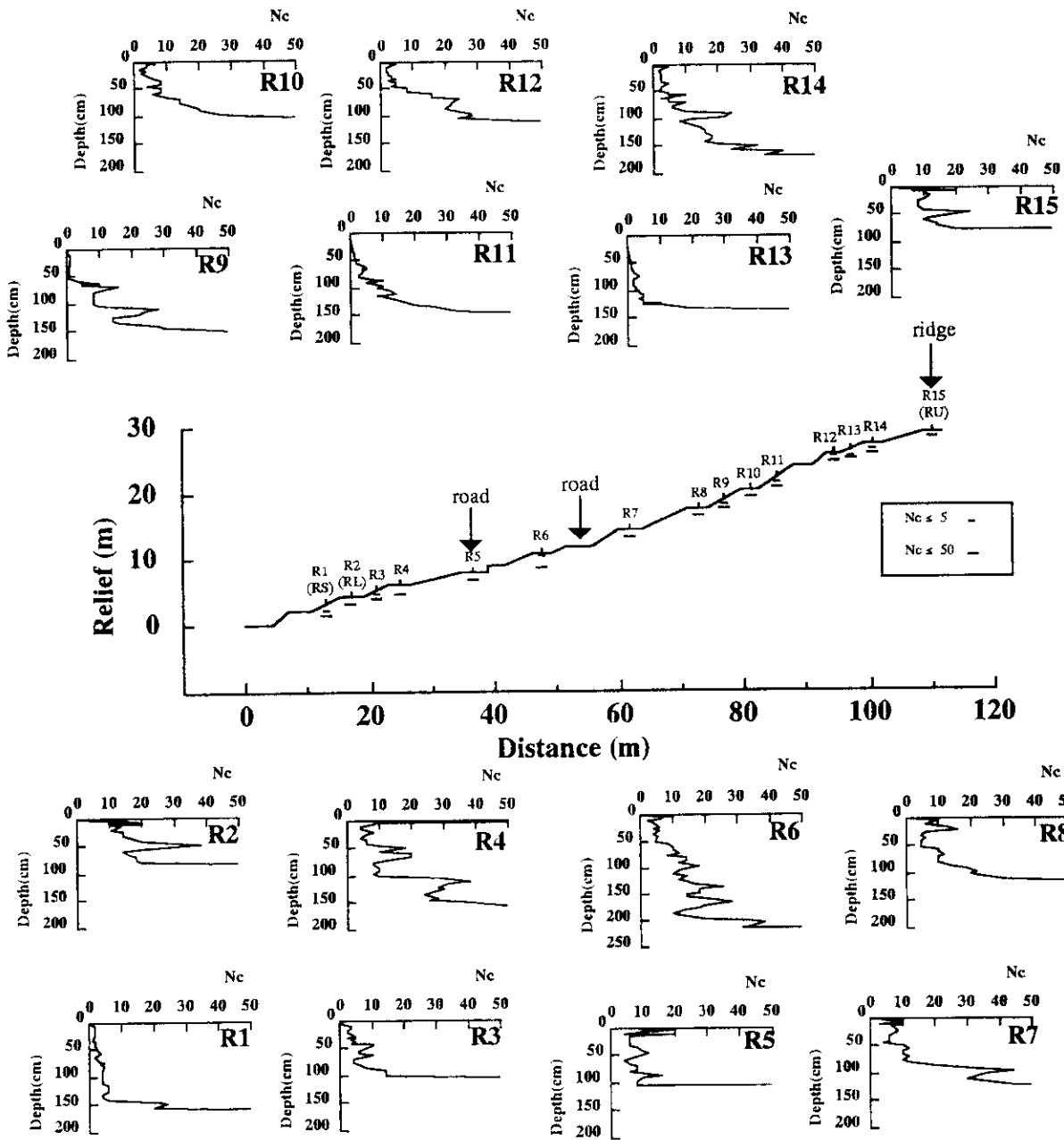


図7 ゴム園における土層深の測定結果と土壤サンプル採取地点 (RU、RL、RS)

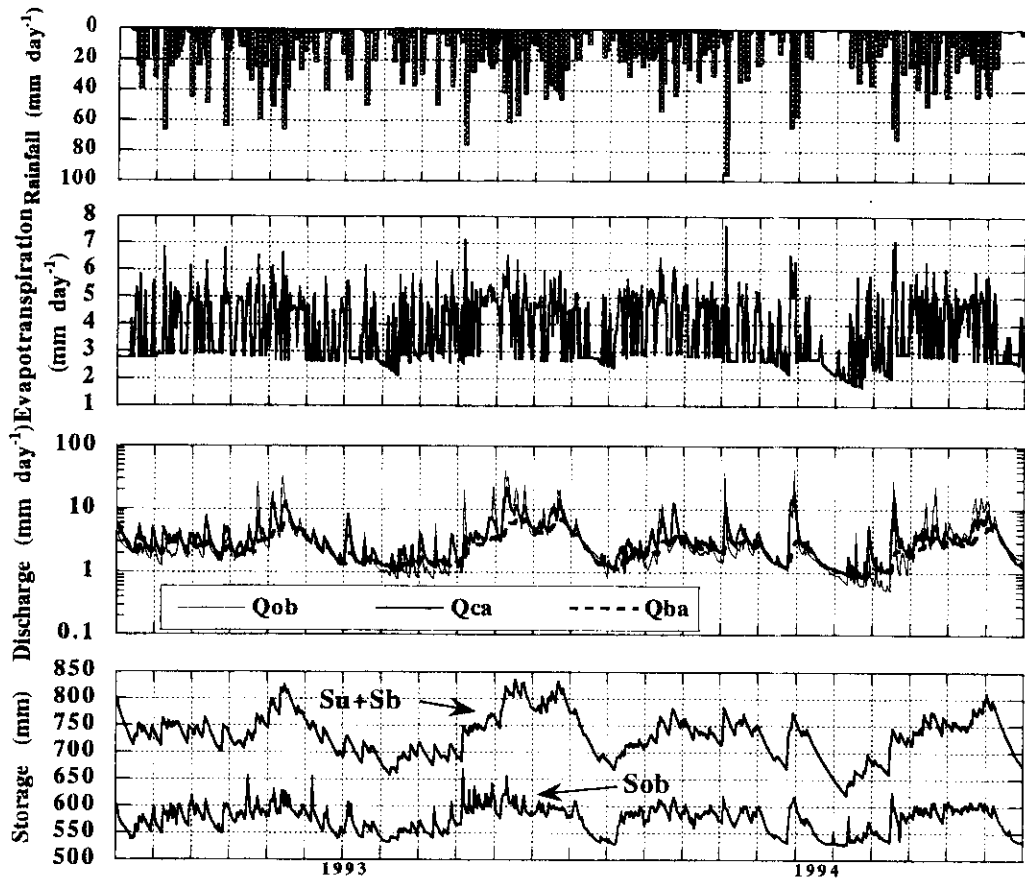


図8 HYCYMODELによる計算結果

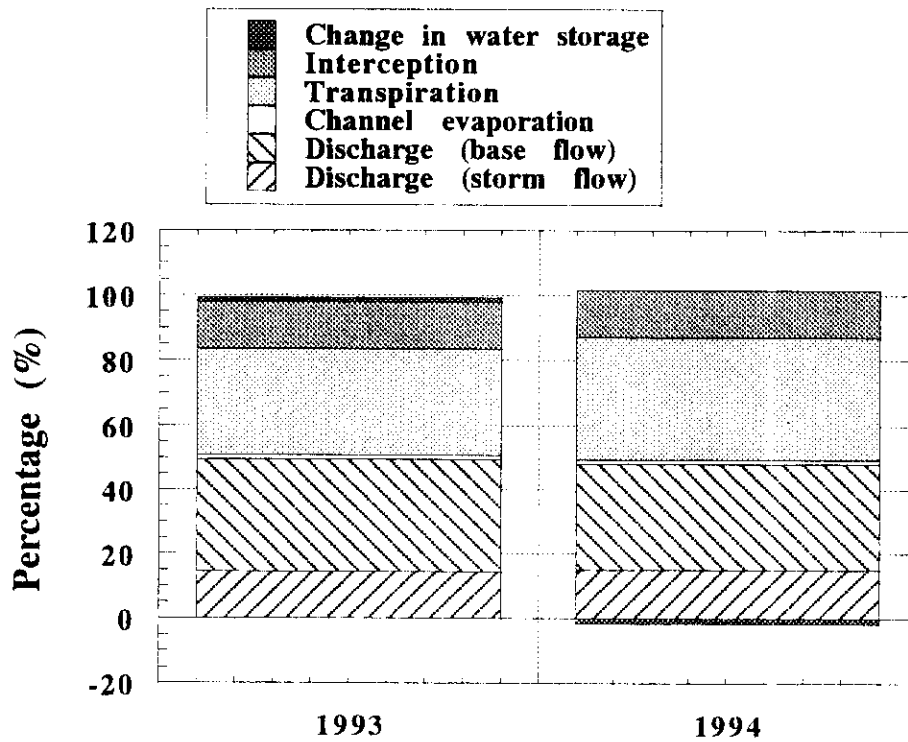


図9 HYCYMODELを用いて計算された水収支の内訳

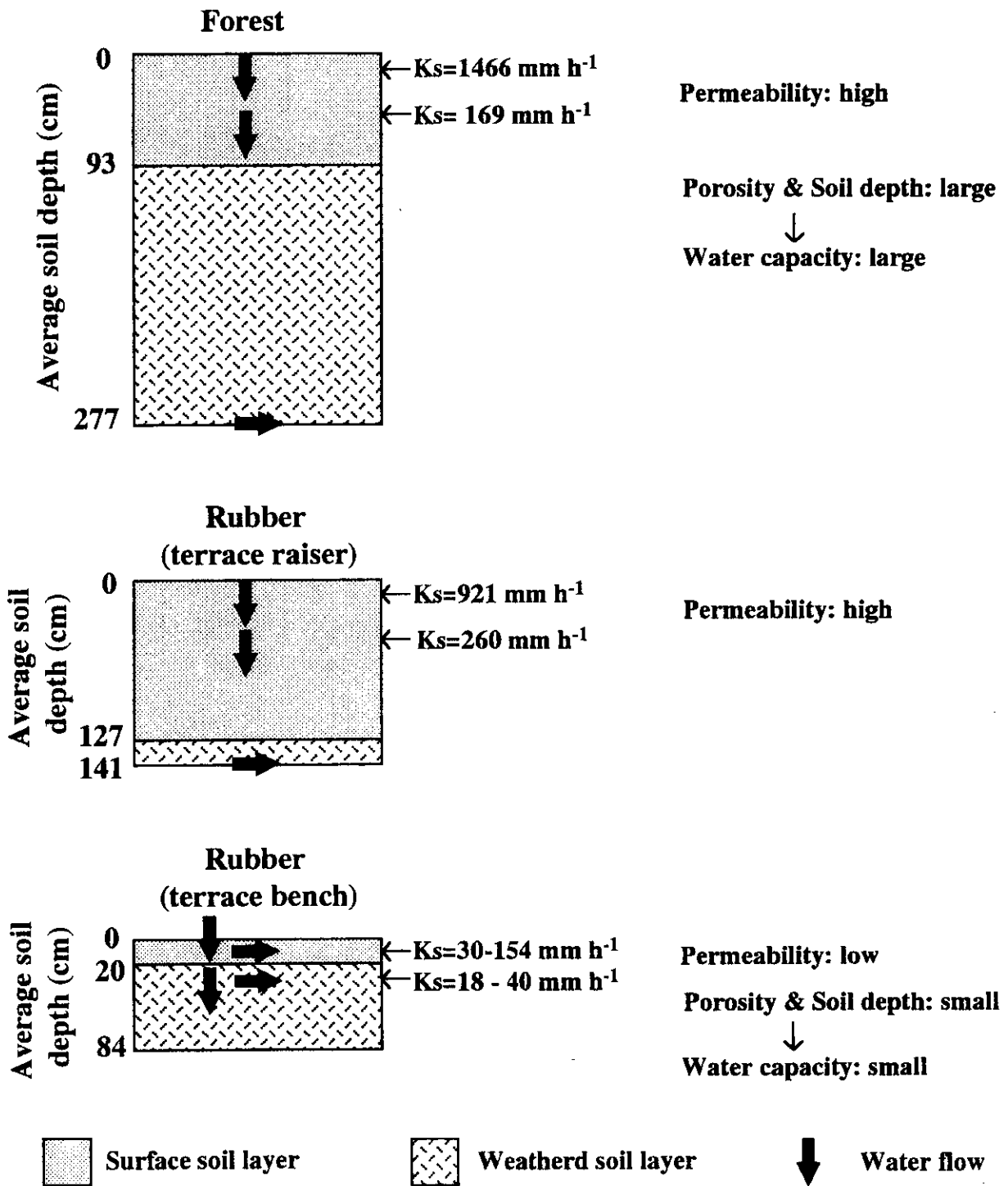


図 1 0 林地とゴム園における流出過程の概念図

第4部 熱帯林の攪乱が土壌に及ぼす影響に関する予備的研究

1. 序

熱帯林は伐採、火災といった人為的な攪乱によって変容する。人為的攪乱によって森林下の土壌が被る攪乱は様々で、広範囲に及ぶことも少なくない。半島マレーシアの択伐地における研究¹¹⁾によれば、伐採のために開設された作業道や丸太を引きずった跡地では容積重が増加し、孔隙率が低下して透水性が悪化するなど表層土壌の物理性が悪化し、土壌浸食を引き起こすことが明らかにされた。また、ブルネイの混交フタバガキ科天然林における択伐施業による林地への影響に関する研究¹²⁾では土壌の被る影響が土壌の様々な特性に現れることを示した。すなわち、集材によりブルドーザが走った場所と丸太を引きずった場所の土壌変化が著しかった。伐採木の枝条の供給と有機物分解の加速およびA0層の剝削により堆積有機物の厚さはそれ程変化していなかった。しかし、A層は減少し土壌硬度は増加し、透水性が低下した。これは容積重の増加とともに粗孔隙が減少し、細孔隙が増加したことに起因していた。同時に有機物分解が促進されたり、流亡したりすることから全炭素、全窒素が伐採後に低下した。最も過酷な変化はブルドーザ集材路にみられ、土壌の物理性の悪化が顕著で、養分の系外への流亡、土砂流出が生じていた。

熱帯林が攪乱を受けると、その影響は森林や土壌にとどまらず、水収支や気候などの環境保全機能に影響して地球環境問題となる可能性がある。そのため、攪乱が森林の機能に及ぼす影響を研究するには、土壌のみならず、水文、気象など様々な観点から検討する必要がある。

2. 研究目的

この研究はマレーシア森林研究所が理水試験地において試験伐採、火入れが計画されている試験流域の土壌特性を把握することを目的とした。

3. 研究方法

(1) 調査地

調査地はマレーシア森林研究所 Bukit Tarek 森林水文試験地（北緯3度31分、東経101度35分）である。試験地の植生は *Koompassia malaccencis*, *Canarium spp.*, *Santiria spp.*, *Eugenia spp.* が優占する低地林で、約30年前に択伐された2次林である。試験地周辺はゴム、オイルパームのプランテーション、*Accacia mangium* の植林地となっている。表層地質は珪岩、石英質雲母片岩、黒色片岩、砂質な千枚岩などの変成岩となっている¹³⁾。試験地はC1、C2、C3の3流域に区分され、C2流域では試験伐採、C3流域では火入れ試験が計画されている。

(2) 調査方法

1997年2～3月にC2流域内で傾斜の異なる2斜面系列に沿って上部、中腹、下部でそれぞれ1カ所ずつ、深さ約1mの試孔を設定して土壌断面の形態的特徴を記載し、層位別に化学分析用試料を採取した。表層土壌における化学性の変異を把握するため、それぞれの試孔点とほぼ同じ斜面位置5カ所から堆積有機物直下の0-5cm土壌を100mL採土円筒により採取した。

1997年11月にC3流域内で斜面系列に沿って上部、中腹、下部でそれぞれ1カ所ずつ深さ約1mの試孔を設定して土壌断面の形態的特徴を記載し、層位別に化学分析用試料を採取した。表層土壌における化学性の変異を把握するため、それぞれの試孔点とほぼ同じ斜面位置5カ所から

堆積有機物直下の 0-5cm 土壌を 100mL 採土円筒により採取した。さらに、C 2, C 3 流域の境界尾根上にある作業道跡の表層土壌を採取した。

土壌断面調査位置を図-1 に、土壌断面調査地点の概況を表-1 に示した。土壌断面の記載は FAO⁹⁾ に準拠して行い、層位毎に七色 (マンセル表色法による)、現場土性、石礫、構造、コンシステンス、空隙、根の頻度等を記載した。

採取した土壌試料は、風乾後、粒径 2mm 以下の細土を篩別し、マレーシア森林研究所の土壌化学研究室で分析した。

(3) 分析方法

分析項目と分析方法は以下の通りである。ただし、粒径組成は断面記載し層位別に採取した試料について分析した。

pH(H₂O), pH(KCl) : 土 : 液比 2 : 5 の懸濁液 1 時間振とうした後、ガラス電極法で測定した¹¹⁾。

炭素(C) : Walkley-Black 法¹¹⁾で定量した。

窒素(N) : Kjeldal 法¹¹⁾で定量した。

陽イオン交換容量(CEC) : 中性 1N 酢酸アンモニウム溶液により交換性塩基を抽出した後、土壌に吸着されたアンモニウムイオンを過剰な塩化カリウム溶液で交換して定量した¹¹⁾。

交換性カルシウム(ex-Ca), マグネシウム(ex-Mg), カリウム(ex-K), ナトリウム(ex-Na) : 原子吸光法により定量した¹¹⁾。

交換酸度(ex-acidity), 交換性アルミニウム(ex-Al) : Yuan 法により、定量した¹²⁾。

粒径組成 : 比重計法により定量した¹¹⁾。粒径区分は国際法に準拠し、粘土 : <0.002mm, 微砂 : 0.02-0.002mm, 細砂 : 0.2-0.02mm, 粗砂 : 2.0-0.2mm とした。

4. 結果と考察

(1) 断面形態の特徴

土壌断面の形態的特徴を表-2~4 に示した。堆積有機物は全般に薄く、部分的には地表面が露出している場所があった。全般に土色は黄色みが強く、珪岩など石英質に富む母材から生成されていることを反映して、石英質の石礫が下層にいくにつれて増加していたが、土壌は風化の進んだものと思われる。土壌構造はあまり発達していなかった。形態的には C 2, C 3 流域とも Noguchi et al⁸⁾ による C 1 斜面土壌と類似しており、土壌条件は同じであるとみられたが、表に示した以外で観察された各斜面系列における形態的な特徴は以下のとおりである。

C 2 急斜面系列では中腹斜面(C2-2)の B3t 層や、下部斜面(C2-3)の B2t 層以下からは黄色の斑紋が顕著にみられた。上部斜面(C2-1)の下層(B2t, BC1 層)には根と思われる炭化物がみられた。

C 2 緩斜面系列では下部斜面の下層(C2-5 の B2 層, C2-6 の CB 層)から赤色の結核、斑紋がみられた。また、C 2 緩斜面系列の下部斜面の B2t, B3t 層では粘土皮膜がみられた。この斜面系列では B1 層以下でアリやミミズなどの生物活動がしばしばみられた。また、下部斜面の下層(Bt3)でも根と思われる炭化物がみられた。

C 3 斜面系列においては斜面頂部(C3-1)の下層 (B2t, B3t) で粘土皮膜が観察された。また、中腹斜面(C3-2)の B2, B3 層では黄色の斑紋がみられた。中腹斜面, 下部斜面の B 層以下では腐根が多くみられた。

どの斜面系列においても下部斜面では動物、植物由来とみられる導管がみられ、土壌中での生

物活動が活発であることを反映していると考えられる。また、C3斜面系列の下層で観察された黄色の斑紋も植物根や有機物の浸透によるものと考えられる。粘土皮膜が観察されたことから土壌中での粘土移動が示唆された。

(2) 土壌の化学性

断面土壌の分析結果を表-4, 5に示した。

どの断面においても表層ほど酸性度が強く、下層になるほど酸性度が弱まる傾向にあった。花崗岩母材のセマンコック土壌¹⁰⁾では尾根や斜面中腹では表層土壌と下層土壌で酸性度の違いが大きく、斜面脚部では違いが小さかったが、ここでは斜面位置による違いははっきりしなかった。

炭素率は表層から下層にかけて急激に減少していた。表層の炭素率はC2急斜面では上部斜面で低く下部斜面で高くなっていたが、C2緩斜面、C3斜面では上部斜面で高く下部斜面で低くなっていた。

窒素率も表層から下層にかけて急激に減少していた。斜面位置による違いはみられなかった。有機物の分解指標となるC/N率は全体に低く概ね10以下で、分解が進んでいることが示唆された。

CECは概ね表層から下層にむかって減少する傾向にあるとみられた。斜面系列による違いははっきりしなかった。交換性塩基濃度は表層で高く、下層にむかって減少していた。塩基飽和度は表層でも数%程度で、概ね3%以下であった。CECは土壌中の腐植と粘土鉱物が関与しており、分析結果からCECと炭素率の間には正の相関がみられた。しかしながら、粘土量との間でははっきりとした相関関係はみられなかった。

交換酸度は表層で高く、下層にむかって減少した。C3流域の値はC2流域の値より高く、交換性アルミ濃度も高かった。

粒径組成をみるとC2急斜面はとくに粘土に富んでいたが、C2急斜面、C3斜面は比較的砂質であった。C2急斜面、C2緩斜面では中腹斜面、下部斜面ではB層に粘土量の高まりがみられ粘土移動が発生しているとみられる。C3斜面で粘土移動ははっきりしなかった。

C2流域とC3流域では断面観察による石礫の分布や種類に顕著な違いがみられなかったが、試験地の地質が受けた変成作用⁹⁾の違いから、粘土量や交換酸度、交換性アルミ濃度の違いをもたらしたのかもしれない。

分析結果から粘土あたりのCEC(表-5のCEC_{clay})を計算すると、C2流域の土壌は概ね24cmol/kg soil以下で、C3流域土壌は24cmol/kg以上となった(表-5)。C2流域とC3流域では粘土鉱物組成が異なるとみられる。これらの結果から試験地土壌をFAO分類⁹⁾に適用すると、C2流域土壌はAcrisolsに、C3流域土壌はCambisolsに区分されると考えられる。

(3) 表層土壌の変異

表層0-5cm土壌における化学的分析結果の平均値を、表-7に示した。炭素率やCECなど表-5に示した層位別の分析結果と異なる分析項目もあるが、今後それぞれの流域で試験伐採や火入れが行われた後、表層土壌の変化をみる基礎データとなると考えられる。

(4) 林内作業道跡における表層土壌の化学性

断面観察から表層1cm程度までは有機物で汚染されており、それ以下では土壌化が進んでいないとみられた。そのため、表層1cmまでの試料とそれ以下の試料を採取し、分析した結果を表-8に示した。表層1cm以内では有機物の蓄積が進み、CECの値も斜面土壌の最表層と同程度

に達していたが、1cm 以下は断面土壌の下層と変わらない値であった。作業道が約 30 年前の択伐に際して開設されたものであるので、表層 1cm の有機物は 30 年間に蓄積されたといえる。

5. まとめ

約 30 年前に択伐を受けた熱帯 2 次林が分布するマレーシア森林研究所 Bukit Tarek 森林水文試験地の土壌特性を調べた。その結果、断面形態からは比較的粘土質に富み、風化の進んだ土壌とみられた。断面の形態的特徴と分析結果から調査した土壌断面は Acrisols と Cambisols に区別されるとみられた。

6. 引用文献

- 1) Baharuddin K. and Abdul Rahim, N. (1994) Suspended sediment yield resulting from selective logging practices in small watershed in peninsular Malaysia. *J. Trop. For. Sci.* 7(2): 286-295.
- 2) Baharuddin, K., Mokharuddin, A.M. and Nik Muhamad M. (1995) Surface runoff and soil loss from a skid trail and a logging road in a tropical forest. *J. Trop. For. Sci.* 7(4): 558-569.
- 3) Baharuddin, K., Mokharuddin, A.M. and Nik Muhamad M. (1996) Effects of logging on soil physical properties in peninsular Malaysia. *Land Husbandry* 1(1&2) 33-41.
- 4) FAO (1990) Guidelines for soil description. 3rd edition. FAO, Rome, 70pp.
- 5) FAO, ISRIC and ISSS (1998) World reference base for soil resources. FAO World Soil Res. Rep. 84: 88pp.
- 6) 小林繁男(1991) 森林の伐採に伴う土壌の変化. *森林計画誌* 16: 159-170.
- 7) Kobayashi, S. (1994) Effects of harvesting impacts and rehabilitation of tropical rain forest. *J. Plant Res.* 107: 99-106.
- 8) Noguchi, S., Abdul Rahim, N., Baharuddin K., Tani, M., Sammori T., and Morisada K. (1997) Soil physical properties and preferential flow pathways in tropical rain forest, Bukit Tarek, Peninsular Malaysia. *J. For. Res.* 2: 115-120.
- 9) Sulaiman, S., Abdul Rahim, N. and Muhammad Farid Abdul Rashid (1991) Watershed research in forest plantation: 1. Establishment and physical characteristics of Bukit Tarek Watershed. FRIM Research Pamph. 110: 44pp.
- 10) Tange, T., Yagi, H. and Sasaki, S. (1998) Relationship between topography and soil properties in a hill dipterocarp forest dominated by *Shorea curtisii* at Semangkok forest reserve, peninsular Malaysia. *J. Trop. For. Sci.* 10(3): 398-409.
- 11) Wan Rasidah Wan Abdul Kadir, Blasek, R. and Ahmad, R. (1989) Manual of soil and foliar analysis. Malaysian-German Forestry Research Project. FRIM, 92pp.
- 12) Yuan, T.L. (1959) Determination of exchangeable hydrogen in soils by a titration method. *Soil Sci.* 88(3): 164-167.

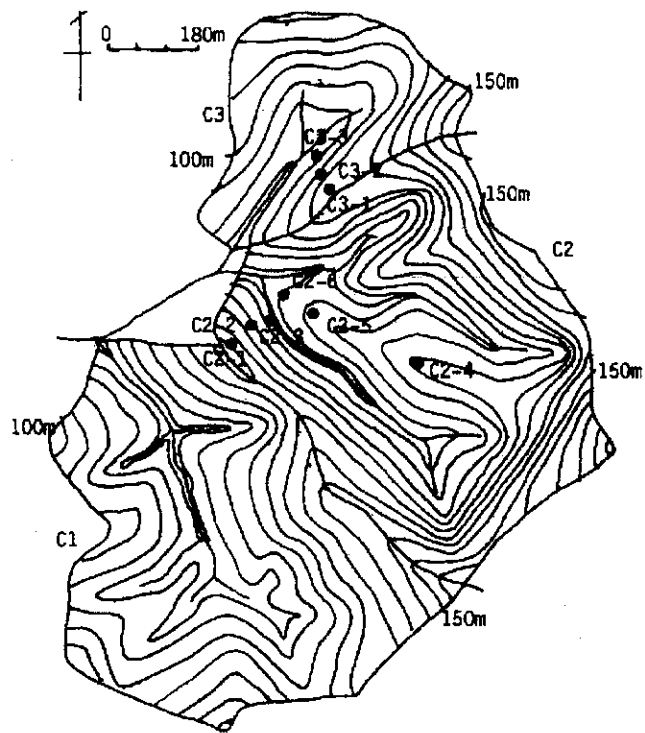


図-1 土壤断面調査地点

表-1 土壤断面調査地点の概況

断面番号	相対的位置	標高(m)	斜面方位	傾斜(度)	斜面形
C2-1	上部斜面	110	N50E	30	直線
C2-2	中腹斜面	80	N50E	30	直線
C2-3	下部斜面	60	N50E	30	凸型
C2-4	中腹斜面頂部	105	N90W	5	凸型
C2-5	下部斜面	75	N80W	10	直線
C2-6	下部斜面	60	N55W	15	直線
C3-1	中腹斜面頂部	110	N75W	25	凸型
C3-2	中腹斜面	85	N70W	33	直線
C3-3	下部斜面	65	N40W	25	直線

表-2 C2流域急斜面系列における土壌断面の形態的特徴

断面	層位	深さ cm	土色	石礫 ¹	構造 ²	コンシステン ³	空隙 ⁴	根 ⁵		
								VF	F	M C
C2-1	A0	3/5-0	L,F層, 細根多し							
	Ah1	0-3/5	7.5YR4/4	n	GR	VF	I	c	c	
	Ah2	3/5-15	10YR4/6	n	SB, GR	VF	I	c		v
	B1	15-40	10YR6/6	f-w-Q	SB, GR	FR	C		f	f v
	B2t	40-70	10YR6/6	f-w-Q,S	(SB)	FR	C,I		f	f v
	BC1	70-90	10YR6/6	m-w-Q	(SB)	VFI	I		f	
	BC2	90-100+	7.5YR6/8	c-w-Q	(SB)	VFI	I		v	
C2-2	A0	1-0	L,F層							
	Ah	0-1/5	7.5YR3/4	n	GR, SB	VFR	I	c		
	B1	1/5-20/25	7.5YR5/6	n	SB, GR	FR	I		c	f
	B2t	20/25-50	10YR6/8	n	SB	FI	I		v	f
	B3t	50-80	7.5YR5/6	v-w-Q	(SB)	FI	(I),C		v	
	BC	80-90+	——	d-W-Q	RS	FI	(I)		v	
	C2-3	A0	1/0	L層まれ, 部分的に欠						
Ah		0-1/3	7.5YR3/4	n	GR	VER	I	c		v
B1		1/3-20	10YR6/6	n	SB	FR	I		f	v
B2t		20-40	10YR6/6	n	SB	FI	V,(C)		f	v
B3t		40-70	10YR5/8	n	(SB)	FI	C		f	
B4t		70-100	10YR5/8	n	(SB)	FI	(C),V		f	
BC1		100-120	10YR5/8	f-w-Q	(SB)	FI	V, (I)		v	

- 1 頻度：n:石礫なし, v:乏し, f:あり, c:含む, m:富む, a:頗る富む, d:支配的
 風化度：w:強度に風化された 岩種：Q:石英質, S:砂岩
- 2 SB:亜角塊状構造, GR:粒状構造, ()は構造の発達程度が非常に低い
- 3 VFR:非常に碎けやすい, FR:碎けやすい, FI:壊れにくい, VFI:非常に壊れにくい
- 4 I:隙間, B:小泡, V:ヴァグ, C:導管
- 5 大きさ：VF:細根, F:小根, M:中根, C:大根
 頻度：v:乏し, f:あり, c:含む, m:富む

表-3 C2流域緩斜面系列における土壌断面の形態的特徴

断面	層位	深さ cm	土色	石礫 ¹	構造 ²	コンシステン ³	空隙 ⁴	根 ⁵		
								V	F	M C
C2-4	A0	1/3-0	L,F 層, 部分的に欠							
	Ah	0-3/5	7.5YR3/4	n	SB	FR	I	c	c	v
	B1	3/5-12	7.5YR6/6	n	SB,GR	FR	V	m		f
	B2	12-35	7.5YR7/8	n	SB	FR	V		f	v
	B3	35-60	7.5YR7/8	n	SB	FI	(V)			f
	CB	60-90+	7.5YR6/8	m-w-S	-	FI	(I)			f
C2-5	A0	<1-0	L,F 層, 部分的に欠							
	Ah	0-1/2	7.5YR3/4	n	GR	VFR	I	c	c	
	AB	1/2-10/15	7.5YR5/6	v-w-Q	GR, SB	FR	-		c	v
	B1	10/15-40	7.5YR6/8	f-w-Q	SB	FI	B,C		f	v
	B2	40-60	10YR6/6	c-w-Q	(SB)	FI	B		f	f
	CB	60-80+	5YR5/8	a-w-Q	-	-	(I)		v	
C2-6	A0	<1-0	F 層, 部分的に欠							
	Ah	0-2	7.5YR4/3	n	SB	FR	I	c	m	f
	B1	2-10/20	10YR5/8	f-w-S	SB	FI	C,V		f	v
	B2	10/20-40	10YR5/8	f-w-S	(SB)	FI	C		f	f
	B3t	40-70	10YR6/6	f-w-S	-	FI	C			f
	CB	70-80+	2.5YR7/4	c-w-S,Q	-	VFI	(I)			v

凡例は表-2 を参照。

表4 C3流域斜面系列における土壌断面の形態的特徴

断面	層位	深さ cm	土色	石礫 ¹	構造 ²	コンシステンス ³	空隙 ⁴	根 ⁵		
								VF	F	M C
C3-1	A0	3/5-0	F層, 白色菌糸多し							
	Ah	0-4/8	7.5YR3/4	n	SB	FR	I	c	v	
	B1	4/8-20	10YR6/8	n	SB	FI	I	v	v	
	B2t	20-30	10YR6/6	f-w-Q	SB	FI	I	f	v	
	B3t	30-60	7.5YR6/6	a-w-Q	SB	VFI	I	v		
	BC	60-60+	2.5YR6/8	a-w-Q	—	EFI	—	v		
C3-2	A0	1/2-0	F層							
	Ah	0-4/6	10YR5/4	n	GR	FR	I	f	v v	
	B1	4/6-30	10YR6/6	n	SB, GR	FR	B	c	f f	
	B2	30-55	10YR6/8	n	SB	FI	I, B	v	v	
	B3	55-90	10YR6/8	n	(SB)	FI	C	f	v	
	BC	90-100+	10YR7/6	c-w-Q	—	VFI	—		v	
C3-3	A0	1/2-0	F層							
	Ah	0-4/6	7.5YR4/3	n	SB	FI	V	c	v v	
	B1	4/6-22	10YR6/6	v-w-Q	SB	FI	C, B		f v	
	B2	22-50	10YR6/6	v-w-Q	SB	VFI	C	f	v	
	BC	50-80	2.5Y7/4	c-w-Q	(SB)	VFI	C	f		
	CB	80-90+	2Y7/4	c-w-Q, S	—	VFI	(I)	v		

凡例は表-2を参照。

表-5 土壌の化学性分析結果

断面	層位	pH(H ₂ O)	pH(KCl)	C%	N%	C/N ratio
C2-1	Ah1	3.87	3.28	2.54	0.32	8
	Ah2	4.28	3.60	1.57	0.19	8
	B1	4.78	3.63	0.77	0.12	6
	B2t	4.82	3.43	0.48	0.07	7
	BC1	4.87	3.31	0.31	0.07	4
	BC2	5.06	3.23	0.15	0.03	5
C2-2	Ah1	3.88	3.18	4.48	0.40	11
	B1	4.66	3.63	1.16	0.14	8
	B2t	4.89	3.61	1.61	0.09	18
	B3t	4.93	3.55	0.56	0.09	6
	BC	5.00	3.49	0.26	0.06	4
C2-3	Ah	3.79	3.37	4.74	0.47	10
	B1	4.49	3.77	1.21	0.17	7
	B2t	4.73	3.72	0.65	0.11	6
	B3t	4.83	3.68	0.69	0.10	7
	B4t	4.89	3.60	0.63	0.08	8
	BC1	4.84	3.54	0.52	0.09	6
C2-4	Ah	3.63	2.94	3.90	0.32	12
	B1	4.34	3.60	0.95	0.11	9
	B2	4.58	3.68	0.51	0.07	7
	B3	4.90	3.58	0.57	0.05	11
	CB	4.80	3.23	0.16	0.05	3
C2-5	Ah	3.90	3.18	3.14	0.36	9
	AB	4.60	3.46	1.51	0.19	8
	B1	4.58	3.38	0.72	0.11	7
	B2	4.79	3.34	0.42	0.08	5
	CB	4.98	3.22	0.49	0.05	10
C2-6	Ah	4.03	3.26	2.99	0.28	11
	B1	4.70	3.52	0.95	0.12	8
	B2	4.85	3.51	1.06	0.08	13
	B3t	4.91	3.40	0.44	0.07	6
	C	4.90	3.32	0.19	0.04	5
C3-1	Ah	3.72	2.92	5.05	0.44	11
	B1	4.44	3.45	0.92	0.14	7
	B2	4.52	3.38	0.61	0.10	6
	B3	4.62	3.23	0.57	0.08	7
	BC	4.51	3.17	0.35	0.06	6
C3-2	Ah	3.92	3.41	3.61	0.36	10
	B1	4.58	3.63	1.07	0.16	7
	B2	4.96	3.59	0.58	0.09	6
	B3	5.01	3.58	0.58	0.10	6
	BC	4.77	3.50	0.44	0.10	4
C3-3	Ah	3.89	3.36	2.62	0.30	9
	B1	4.45	3.60	0.72	0.12	6
	B2	4.67	3.65	0.45	0.10	5
	BC	4.72	3.59	0.58	0.11	5
	CB	4.66	3.51	0.64	0.09	7

表-5 (続) 土壤の化学性分析結果

断面	層位	CEC	ex-Ca	ex-Mg	ex-K	ex-Na	Base sat.	Ex-acidity	ex-Al	CECclay
		— cmol/kg soil					%	— cmol/kg soil		
C2-1	Ah1	18.82	0.05	0.18	0.26	0.03	3	10.45	0.12	23
	Ah2	15.45	0.03	0.05	0.15	0.02	2	7.42	0.09	24
	B1	12.82	0.03	0.03	0.10	0.01	1	4.93	0.07	23
	B2t	13.23	0.03	0.02	0.04	0.01	1	4.70	0.07	28
	BC1	12.41	0.03	0.02	0.04	0.01	1	4.42	0.06	27
	BC2	15.78	0.03	0.03	0.03	0.01	1	4.84	0.07	40
C2-2	Ah1	20.80	0.06	0.21	0.45	0.03	4	9.69	0.09	16
	B1	15.47	0.03	0.05	0.14	0.02	2	5.64	0.06	29
	B2t	11.90	0.03	0.03	0.05	0.01	1	5.30	0.06	16
	B3t	17.03	0.03	0.02	0.07	0.01	1	4.17	0.05	37
	BC	6.48	0.04	0.02	0.05	0.01	2	1.93	0.05	18
	C2-3	Ah	20.83	0.06	0.19	0.22	0.03	2	7.88	0.08
B1		11.56	0.03	0.07	0.17	0.02	3	4.56	0.05	19
B2t		12.15	0.03	0.03	0.08	0.01	1	3.63	0.04	25
B3t		9.38	0.04	0.03	0.06	0.02	2	3.95	0.04	16
B4t		14.21	0.04	0.03	0.05	0.02	1	4.79	0.04	28
BC1		10.58	0.03	0.03	0.05	0.01	1	3.8	0.03	23
C2-4		Ah	11.30	0.06	0.12	0.13	0.02	3	9.3	0.07
	B1	7.80	0.04	0.04	0.03	0.01	2	7.11	0.06	24
	B2	5.97	0.05	0.03	0.01	0.01	2	6.74	0.06	21
	B3	6.15	0.04	0.03	0.02	0.01	2	5.15	0.04	21
	CB	13.35	0.05	0.03	0.02	0.01	1	5.56	0.04	72
	C2-5	Ah	15.33	0.06	0.16	0.21	0.02	3	13.13	0.13
AB		13.75	0.05	0.08	0.16	0.02	2	11.77	0.11	30
B1		11.78	0.10	0.06	0.10	0.02	2	9.66	0.08	24
B2		12.87	0.05	0.04	0.02	0.01	1	6.58	0.04	31
CB		15.06	0.05	0.03	0.03	0.01	1	6.66	0.04	46
C2-6		Ah	13.32	0.06	0.13	0.13	0.02	3	9.58	0.08
	B1	11.56	0.05	0.07	0.07	0.02	2	9.78	0.09	25
	B2	13.20	0.05	0.04	0.03	0.02	1	7.22	0.06	28
	B3t	20.20	0.04	0.03	0.01	0.02	0	7.29	0.05	75
	C	5.58	0.04	0.03	0.01	0.01	2	4.76	0.04	16
	C3-1	Ah	19.75	0.18	0.53	0.44	0.04	6	36.33	0.56
B1		11.93	0.06	0.07	0.25	0.02	3	25.89	0.43	40
B2		17.27	0.05	0.04	0.22	0.02	2	37.87	0.49	64
B3		10.99	0.05	0.03	0.17	0.02	2	18.35	0.25	44
BC		17.62	0.04	0.03	0.08	0.01	1	20.69	0.30	69
C3-2		Ah	12.68	0.07	0.15	0.30	0.00	4	25.12	0.53
	B1	10.30	0.07	0.07	0.21	0.01	3	28.89	0.49	29
	B2	9.26	0.05	0.03	0.22	0.01	3	23.82	0.27	32
	B3	17.70	0.07	0.04	0.20	0.01	2	22.25	0.39	75
	BC	6.73	0.07	0.04	0.10	0.01	3	22.65	0.39	23
	C3-3	Ah	12.53	0.20	0.27	0.26	0.00	6	18.74	0.34
B1		9.06	0.08	0.10	0.11	0.00	3	13.27	0.28	30
B2		11.89	0.09	0.10	0.11	0.00	3	15.23	0.31	47
BC		20.77	0.09	0.08	0.08	0.00	1	12.62	0.29	85
CB		21.25	0.10	0.07	0.08	0.00	1	11.04	0.24	82

表-6 断面土壤の粒径組成

断面	層位	粘土	微砂	細砂	粗砂	土性区分
		%	%	%	%	
C2-1	Ah1	43	23	13	22	LiC
	Ah2	42	24	16	18	LiC
	B1	45	25	16	15	LiC
	B2t	42	23	20	16	LiC
	BC1	42	25	15	19	LiC
	BC2	38	35	16	11	LiC
C2-2	Ah1	31	34	15	20	LiC
	B1	39	21	19	21	LiC
	B2t	39	18	25	19	LiC
	B3t	40	18	23	20	LiC
	BC	31	18	20	32	LiC
C2-3	Ah	35	23	16	26	LiC
	B1	39	24	19	19	LiC
	B2t	39	21	20	20	LiC
	B3t	43	16	20	22	LiC
	B4t	43	16	24	18	LiC
	BC1	39	22	19	21	LiC
C2-4	Ah	20	26	20	35	CL
	B1	19	27	25	30	CL
	B2	20	27	25	29	CL
	B3	20	27	23	29	CL
	CB	18	25	25	31	CL
C2-5	Ah	38	22	17	23	LiC
	AB	28	25	24	23	LiC
	B1	39	21	21	20	LiC
	B2	37	22	18	23	LiC
	CB	29	15	15	40	SC
C2-6	Ah	27	22	18	33	CL
	B1	33	24	17	26	LiC
	B2	34	20	20	26	LiC
	B3t	25	23	15	37	LiC
	C	30	18	17	35	LiC
C3-1	Ah					
	B1	22	34	27	17	CL
	B2	24	34	28	14	CL
	B3	20	31	24	24	CL
C3-2	Ah					
	B1	22	32	29	17	CL
	B2	22	31	28	19	CL
	B3	21	32	29	18	CL
C3-3	Ah					
	B1	22	31	27	20	CL
	B2	22	37	26	15	CL
	BC	22	35	26	17	CL
C3-3	CB	23	32	26	19	CL

表-7 表層土壌の化学性の変異

採取斜面	BD	C	N
	g/ml	%	%
C2-1	0.57 (0.05)	3.01 (0.19)	0.30 (0.01)
C2-2	0.56 (0.06)	2.91 (0.83)	0.27 (0.04)
C2-3	0.63 (0.08)	3.14 (0.65)	0.33 (0.05)
C2-4	0.77 (0.19)	2.49 (1.15)	0.23 (0.10)
C2-5	0.73 (0.11)	2.32 (0.14)	0.25 (0.02)
C2-6	0.72 (0.11)	2.20 (0.33)	0.25 (0.05)
C3-1	0.59 (0.06)	3.25 (0.74)	0.31 (0.06)
C3-2	0.68 (0.05)	2.40 (0.63)	0.27 (0.04)
C3-3	0.71 (0.09)	2.87 (0.21)	0.28 (0.04)

n=5, BD:容積重, 平均値 (標準偏差)

表-7 (続) 表層土壌の化学性の変異

採取斜面	CEC	ex-Ca	ex-Mg	ex-K	ex-Na	ex-acidity	ex-Al
	— cmol/kg soil —						
C2-1	17.18 (1.20)	0.07 (0.04)	0.15 (0.05)	0.35 (0.08)	0.02 (0.00)	9.2 (1.4)	0.10 (0.01)
C2-2	15.90 (1.69)	0.07 (0.01)	0.15 (0.03)	0.33 (0.09)	0.03 (0.01)	9.1 (0.8)	0.10 (0.01)
C2-3	16.87 (1.04)	0.06 (0.01)	0.15 (0.01)	0.38 (0.07)	0.02 (0.00)	8.2 (0.6)	0.10 (0.00)
C2-4	10.83 (4.71)	0.05 (0.01)	0.09 (0.02)	0.07 (0.04)	0.02 (0.00)	9.3 (1.9)	0.08 (0.02)
C2-5	15.55 (1.08)	0.07 (0.02)	0.13 (0.03)	0.17 (0.07)	0.03 (0.01)	13.3 (0.8)	0.13 (0.01)
C2-6	12.00 (3.73)	0.07 (0.01)	0.11 (0.03)	0.18 (0.03)	0.02 (0.00)	9.4 (2.9)	0.10 (0.01)
C3-1	12.55 (1.40)	0.09 (0.02)	0.17 (0.06)	0.32 (0.11)	0.02 (0.01)	27.3 (2.7)	0.45 (0.05)
C3-2	11.78 (1.13)	0.10 (0.03)	0.15 (0.03)	0.34 (0.07)	0.01 (0.01)	28.1 (5.1)	0.53 (0.05)
C3-3	15.44 (2.50)	0.09 (0.02)	0.20 (0.06)	0.30 (0.06)	0.01 (0.01)	23.4 (3.9)	0.37 (0.03)

n=5, 平均値 (標準偏差)

表-8 林内作業道跡における表層土壌の化学性

深さ	pH(H ₂ O)	pH(KCl)	C	N	CEC	ex-Ca	ex-Mg	ex-K	ex-Na	ex-acidity	ex-Al
cm											
				%	%	— cmol/kg soil —					
0-1	3.78	3.13	6.11	0.34	16.15	0.09	0.18	0.20	0.00	29.91	0.43
1-15+	4.78	3.50	0.92	0.10	7.46	0.10	0.07	0.08	0.02	17.91	0.31

n=3

〔国際共同研究等の状況〕

本研究は、マレーシア森林研究所 (FRIM) 水文研究室と共同研究として実施しており、Dr. Abdul Rahim Nik、Dr. Zulkifli Yusop、Mr. Baharuddin Kasran、Dr. Wan Rasidah Wan Abdul Kadir がカウンターパートである。

〔研究成果の発表状況〕

(1) 口頭発表

- ① S. Noguchi, T. Makoto, Y. S. Sammori, and N. Abdul Rahim 1997 General hydrological observations of tropical rain forest in Peninsular Malaysia. The 2nd East Asia-Pacific Regional Conference on International Long-Term Ecological Research (3-5 March 1997, National Institute for Environmental Studies, Tsukuba)
- ②野口正二 1998 熱帯林小流域における土壌水分変動と流出、1998年森林水文ワークショップ
- ③椎林俊昭, 森貞和仁: 第49回日本林学会関東支部大会(1997) 「海外林業関係図書資料検索システムの開発」

(2) 論文発表

- ① M. Tani, Abdul Rahim Nik and Y. Ohtani, 1996. Estimating energy budget above a tropical rain forest in Peninsular Malaysia using Bowen ratio method, Proceeding of IGBP/BAHC-LUCC Joint Inter-Core Projects Symposium, Kyoto, Japan: 127-130.
- ②S. Noguchi, Abdul Rahim Nik, Baharuddin kasran, M. Tani, T. Sammori and K. Morisada, 1997. Soil physical properties and preferential flow pathways in tropical rain forest, Bukit Tarekm Peninsular Malaysia, J. For. Res. 2: 115-120.
- ③S. Noguchi, Abdul Rahim Nik, Zulkifli Yusop, M. Tani, T. and Sammori, 1997 Rainfall-runoff responses of soil moisture variations to the response in tropical rain forest, Bukit Tarek, Peninsular Malaysia, J. For. Res. 2: 125-132.
- ④Y. Ohtani, M. Okano, M. Tani, K. Yamanoi, T. Watanabe, Y. Yasuda and A. R. Nik, 1997. Energy and CO₂ fluxes above a tropical rain forest in Peninsular Malaysia, J. Agric. Meteorol. 55, 453-456.
- ⑤野口正二・坪山良夫・谷誠・Zulkifli Yusop・Baharuddin Kasran, 1997. 熱帯林とゴム園における水文応答特性の比較、水文・水資源学会1997年研究発表要旨集、233-234.
- ⑥野口正二・谷誠・坪山良夫・三森利昭・Abdul Rahim Nik. 1997. 熱帯林小流域における降雨・流出特性、第5回水資源に関するシンポジウム論文集、707-712.
- ⑦S. Noguchi, K. Baharuddin, Y. Zulkifli, Y. Tsuboyama, and M. Tani Depth and physical properties in soil beneath forest and rubber areas in Peninsular Malaysia (in prep)
- ⑧S. Noguchi, Y. Zulkifli, K. Baharuddin Y. Tsuboyama, and M. Tani Runoff characteristics of tropical rainforest catchment using HYCYMODEL. (in prep.)
- ⑨森貞和仁, 1998. 熱帯林の現状を理解するために, 国際農林業協力, 20, 10, 2-9 (1998)

〔謝辞〕

試験地の使用に当たっては、Negri Sembilan州森林局、Selangor州森林局、マレーシア森林研究所の許可を得ている。また、マレーシア森林研究所の水文研究室と土壌化学研究室の職員諸氏には、観測、土壌分析で多大な協力を得た。森林総研の新山馨博士には植生調査のデータを提供いただき、千葉大学大学院の安田幸生博士（現在、森林総研 STA 特別研究員）には二酸化炭素フラックスの観測、解析に多大な貢献をしていただいた。ここに記して、心からの謝意を表す。