

### E-3. 熱帯林の環境形成作用の解明に関する研究

#### (2) 熱帯林の水流出特性に関する研究

研究代表者 森林総合研究所 野口 正二

農林水産省 森林総合研究所

森林環境部

水流出管理研究室

野口正二

気象研究室

谷 誠

水資源保全研究室

志水俊夫

平成5-7年度合計予算額 19,964千円

(平成7年度予算額 5,268千円)

#### [要旨]

マレーシアのBukit Tarek 森林水文試験地にて流域調査および水文観測が実施された。流域調査によって、土壌物理特性、土層深および土壌における雨水の水みちが明らかにされた。また、水文観測の結果、熱帯林における降雨・流出特性が明らかにされた。年間の降水量の62.0%は13:00~19:00の間に生じ、明瞭な日周期変化がみられた。また、降雨イベントは、温帯地域(日本:常陸太田試験地)と比較して降雨継続時間は短く、総降水量は小さいものの、降雨強度が高いことが明らかになった。直接流出量と一降雨量の関係について、30mm以下の降雨の場合、初期流量にあまり依存せず、直接流出量は一降雨量の10%以下であった。30mmを越える降雨のとき、初期流量によって直接流出量が異なり、初期流量が $0.1\text{mmh}^{-1}$ 以上の時、初期損失を越える雨水(この場合30mm)が、直接流出量になると判明した。被圧逓減係数および不圧逓減係数はそれぞれ0.0290~0.05315(平均値:0.04165)および0.01095~0.01962(平均値:0.01590)であった。乾燥期間において、降雨イベントによる出水時、流量は降雨の終了とともにすばやく減水した。この理由は、この時土壌水分が高サクションから低サクションに変化しており、雨水が土壌に保持され河道に流出しなかったためと考えられた。湿潤期間において、土壌水分は低サクションで変化しており、動水勾配が約1.0で圧力水頭に対応した土壌水分の下向きフラックスが存在していた。この期間中、河川流量は降雨によってすばやく応答しなだらかに減水した。この理由は、斜面上部から下部にかけて浸透した雨水が途中で貯留されず河川に流出するためと考えられた。短期水収支法によって蒸発散量を推定した結果、年間を通じて明瞭な季節変化は見られなかった。また、季節によって土壌水分の変動のために系統的に過小に、あるいは過大に評価される傾向があることがわかった。土壌水分の観測結果から貯留量を求めて考慮した結果、平均日蒸発散量は、2.74~4.86mm(平均値:3.83mm)となった。選定された水収支期間において、貯留量は51.8mmから-53.8mmの差が生じていた。

[キーワード] 熱帯林, 降雨特性, 流出特性, 水文応答, 蒸発散

#### 1. はじめに

近年、急激な熱帯林の消失による環境破壊が危惧されている<sup>5)</sup>。熱帯林の環境形成として最も

重要なもののひとつが河川の水流出量への影響である。熱帯林が減少することに加えて、気候変動などの環境変化が生じることにより、洪水・渇水が著しくなることも推定され、今後の水流出量の変動予測が必要になってきている。最近、熱帯林における精度よい水文観測が行われ、流出解析が行われているが<sup>2)・6)・8)</sup>、熱帯林の水文特性が十分に明らかにされたとは言えない。本研究では、実際に熱帯林における雨水の流出過程を現地観測によって把握し、熱帯林の水流出特性を明らかにすることを目的とする。

## 2. 調査地および調査方法

### (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(図-1) 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。BTの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、BTは今や貴重な天然2次林である。植生は*Kommpssia malaccensis*, *Santiria spp.*が多く、ところどころに*Diptero-carpus 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<sup>14)</sup>。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°C~34.9°Cの範囲で変化し、年平均降水量は2655mmであった。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、C1流域を対象とした。BTの地形図を図-1に示す。

### (2) 研究方法

#### ①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、転倒式雨量計および降雨強度計を用いてを測定した。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-2、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

テンシオメータ設置位置	表層からの埋設深(cm)	解析期間	設置位置の土層深(cm)
T1	10, 20, 40, 80	1993-1994	118
T2	10, 20, 40, 80, 160	1993-1994	227
T3	10, 20, 40, 80, 160	1993-1994	161
T4	10, 20, 40, 80, 160	1994	571
T5	10, 20, 40, 80, 123	1994	121

#### ②土壌物理特性

400cc(断面積:100cm<sup>2</sup>, 高さ:4cm)採土円筒を用いて、鉛直方向に尾根頂上(OR)、尾根付近(NR, DP)および河道直上(NS)で10, 20, 40, 80cmの深さにおいて土壌サンプルを採取した。また、DP地点では同深度で水平方向にも同様に土壌サンプルを採取した。採取したサンプルは実験

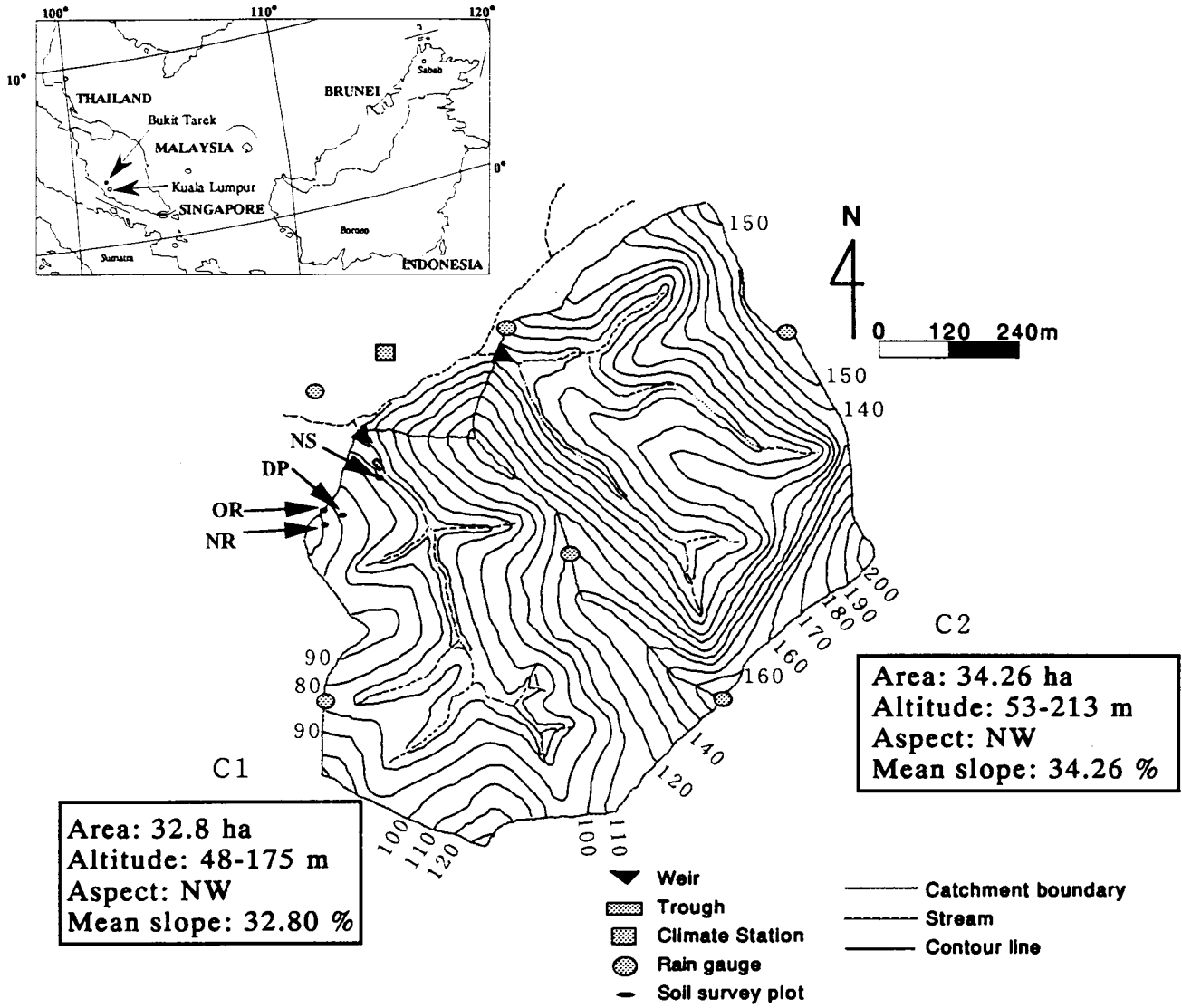


図-1 Bukit Tarek 試験地の位置および地形図と測器の配置

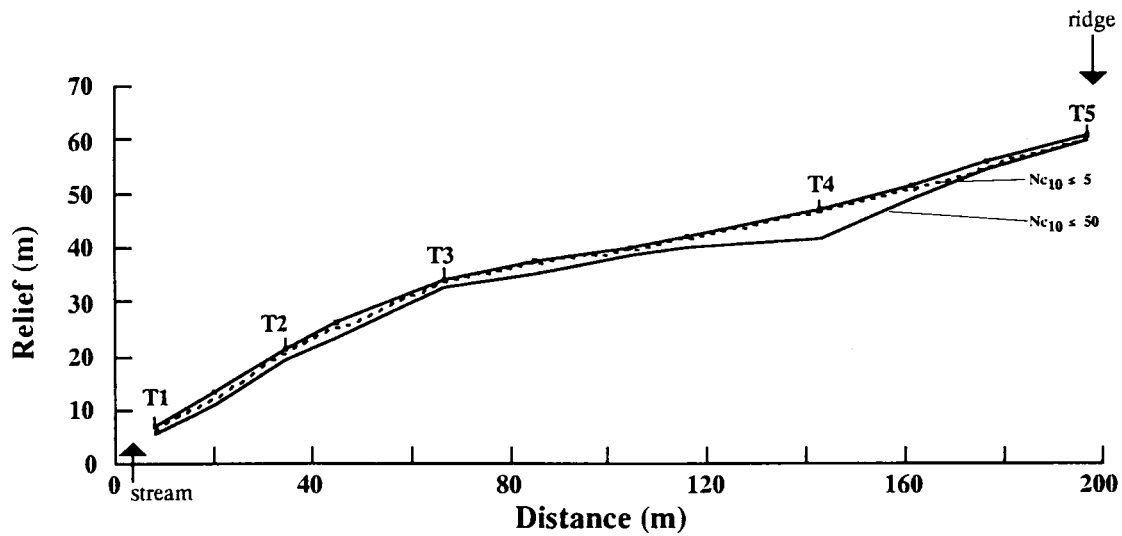


図-2 試験斜面の縦断面とテンシオメーター (T1~T5) の設置位置

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。その保水特性は、低サククション域 ( $31.6\text{cmH}_2\text{O}$ ) を砂柱法、高サククション域 ( $100\sim 1000\text{cmH}_2\text{O}$ ) を加圧法で求めた。サククションと体積含水率の関係は van Genuchten の方程式<sup>18)</sup> を用いて解析した。

### ③ 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、ノ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  $N_{c10}$  値とする。その  $N_{c10}$  値が5以下を表土層、 $N_{c10}$  値が5より大きく50以下を風化層、 $N_{c10}$  値50以下の深さを土層深と定義した。

### ④ 土壌中の雨水浸透形態の把握

土壌中の水移動形態を直接観察する方法の一つとして染料が用いられている<sup>3)、16)</sup>。水みちを調査するために畑や水田ではメチレンブルーを用いているが、林地では腐植層が存在し、その層に染料の吸着が著しい。そこで、今回はその影響が少ない水性白色ペイント (10%濃度) を染料として用いた。流域内に野外プロット ( $1\text{m}\times 0.5\text{m}$ ) を設定し (DP: 図-1), 強度  $80\text{mm/h}\cdot 10^{-1}$  の水を散水後、同じ強度で  $20^{-1}$  の染料を散水した。散水24時間後、斜面下方から鉛直に10cmずつ掘り起こし、染色されている部分をスケッチし、写真を撮った (断面0cm~40cmの5断面)。写真はイメージスキャナーを用いてカラー (256色) でコンピュータに入力し、その画像を2値化し、白色ペイントによって染色された部分の分布・面積を求めた。

## 3. 結果と考察

### (1) 土壌物理特性

熱帯降雨林では、わずか3月で落葉が分解されてしまい、土壌断面はAoとA層が薄いことが特徴である。OR、NR、DPおよびNS地点における飽和透水係数 ( $K_s$ ) の測定結果、その値は  $6.40 \times 10^{-1}$  から  $7.51 \times 10^{-2}$  ( $\text{cm s}^{-1}$ ) の値の範囲を示し、OR地点を除き、深さが増すにつれてその値が小さくなる傾向を示した。図-3にBTにおける  $K_s$  の幾何平均値と他の熱帯・亜熱帯地域で測定された  $K_s$  の値を示す。その結果、どの地域においても深度が増すにつれて、その値は小さくなる傾向があった。BTにおける  $K_s$  の値は、他の熱帯・亜熱帯地域の測定結果より大きい値を示し、 $4.69 \times 10^{-3}$  (深さ80cm) から  $4.07 \times 10^{-2}$  ( $\text{cm s}^{-1}$ ) (深さ10cm) の値を示した。それらの値は、降雨強度に換算すると、深度10cmで約  $1500(\text{mm hr}^{-1})$ , 80cmで約  $180(\text{mm hr}^{-1})$  であり、降雨強度が強いと言われている熱帯降雨林にても雨水がほとんど浸透しうる値を示す。このことは、地中流が河川流量を考える上で重要なことを示唆している。また、興味深い点として、OR地点では深さ40cmと80cmで高い透水性を示す部分が存在した。その値は  $7.51 \times 10^{-2} \text{cm s}^{-1}$  (40cm) と  $4.01 \times 10^{-2} \text{cm s}^{-1}$  (80cm) を示し、深さ10cm、20cmにおける  $K_s$  の幾何平均値より大きい値を示した。この高い透水性は腐朽した根系によるマクロポアが原因と考えられ、深さ40cmから80cmに鉛直的に連続していた。図-4にDP地点における  $K_s$  の異方性 (鉛直方向と水平方向) を示す。鉛直方向および水平方向の  $K_s$  の値はそれぞれ  $8.54 \times 10^{-2}$  から  $2.57 \times 10^{-1}(\text{cm s}^{-1})$  および  $8.81 \times 10^{-2}$  から  $2.33 \times 10^{-3}$  ( $\text{cm s}^{-1}$ ) の値を示した。両方向ともその幾何平均値は深度が増すにつれ

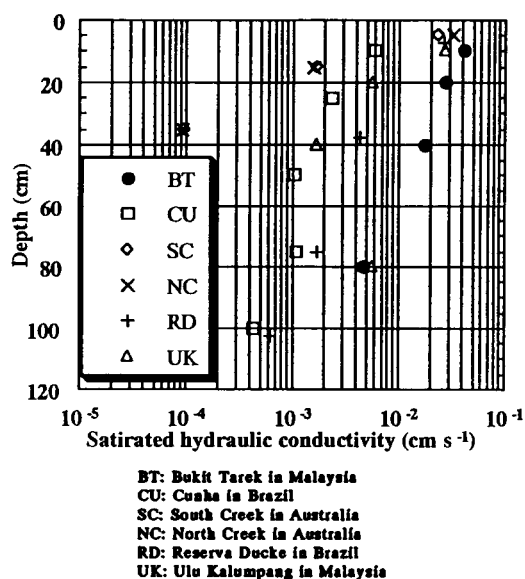


図-3 Bukit Tarek試験地と他の熱帯地域における飽和透水係数の測定結果の比較

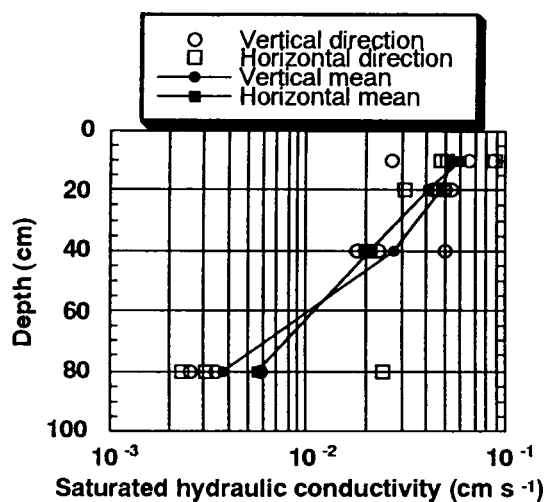


図-3 飽和透水係数の異方性（水平方向と鉛直方向）の測定結果

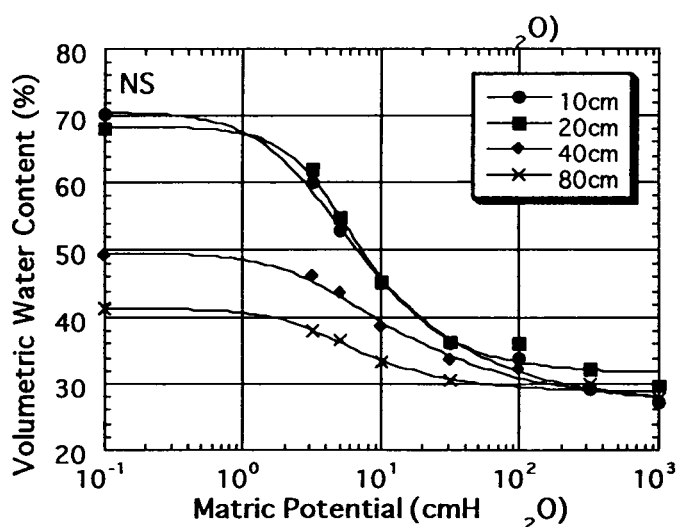
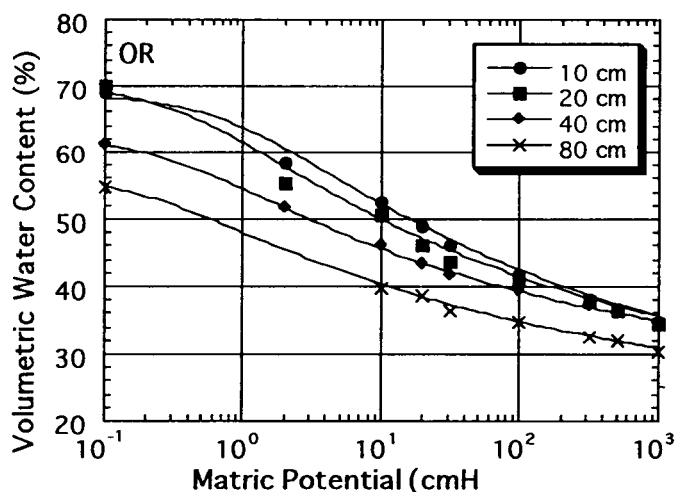


図-5 OR地点とNS地点における保水特性の測定結果とvan Gechten方程式への適用

て増加する傾向があったが、両者に顕著な差は認められず、マトリックス部分における $K_s$ の異方性は見られなかった。

図-5に実験から求められたサクションと体積含水率の関係の一例とその測定値をvan Genuchtenの方程式に適合した結果を示す。Kosugi<sup>7)</sup>は、土壌サンプルから測定された水分特性曲線を数式モデルを用いて解析し、典型的な森林土壌の水分特性曲線では、圧力水頭が $-30\text{cmH}_2\text{O}$ よりも大きい領域で体積含水率が大きく変化することを指摘している。本試験地における土壌サンプルの水分特性曲線のかたちは、その典型的な森林土壌の特徴を示した。

## (2) 土層深

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 $N_{c10}$ 値のプロファイルを示す。試験斜面において、尾根頂部(D12)と斜面末端(D1)で土層が薄く、斜面中腹上部(D9)で厚いことが明らかになった。 $N_{c10}$ 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<sup>17)</sup>。しかし、根系は $N_{c10}$ 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<sup>12)</sup>は花崗岩山地での調査結果から $N_{c10}$ 値が50を基盤と漸移層の境界として定義し、太田<sup>10)</sup>は新第三紀丘陵性山地での調査結果から $N_{c10}$ 値が20を飽和帯の発生に深く関わっているとし、その面を水文学的基盤面と定義している。ORとNS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、 $N_{c10}$ =5以下の層は、土壌が発達した層に対応し、 $N_{c10}$ =50以上になると、掘削が人力では不可能となり、OR地点では風化の進んでいない礫層が存在し、NS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。

## (3) 土壌中の雨水浸透形態

各断面における染色域の最大深さは水平方向に一様でない。透水性は深くなるにつれて悪くなるにもかかわらず、深部まで染色されている部分も存在する。断面20cmにおいて最大染色域は深く(範囲: 22cm~40cm, 平均値: 31.0cm, 標準偏差: 6.6cm)、断面0cmにおいて浅い(範囲: 9cm~31cm, 平均値: 17.6cm, 標準偏差: 6.7cm)。断面40-50間、水平距離20cmに根が鉛直に存在し、生根及びその周辺に白色ペイントが集中しているのが観察された。各断面において共通して水平距離30cm付近で最大染色深の値が大きいのはその生根の存在の影響と推察された。染色面積の割合は2値化された画像データを用いてピクセル数から求めた。各断面において染色面積の割合は、深さ0-10cmで45~73%、深さ10-20cmで20~67%、深さ20-30cmで2.5~14%であり、深さが増すにつれて小さくなる傾向があった。白色ペイント散水開始30分後(散水量: 10-1)、枠外の斜面下方表層から白色ペイントが観察されはじめた。散水終了後、枠外から斜面下方へ最大53cmの距離まで染色された。この染色域の形態は斜面下方に向かって左にかたより、表層微地形が影響していると考えられた。また、枠外の染色された部分は主にA<sub>0</sub>およびA層が染色されていた。以上から強い降雨イベントでA-B層間で側方流が生じる可能性が示唆された。断面の観察によると、A<sub>0</sub>・A層では全体に染色され、B層になると染まっているところと染まっていないところが顕在化

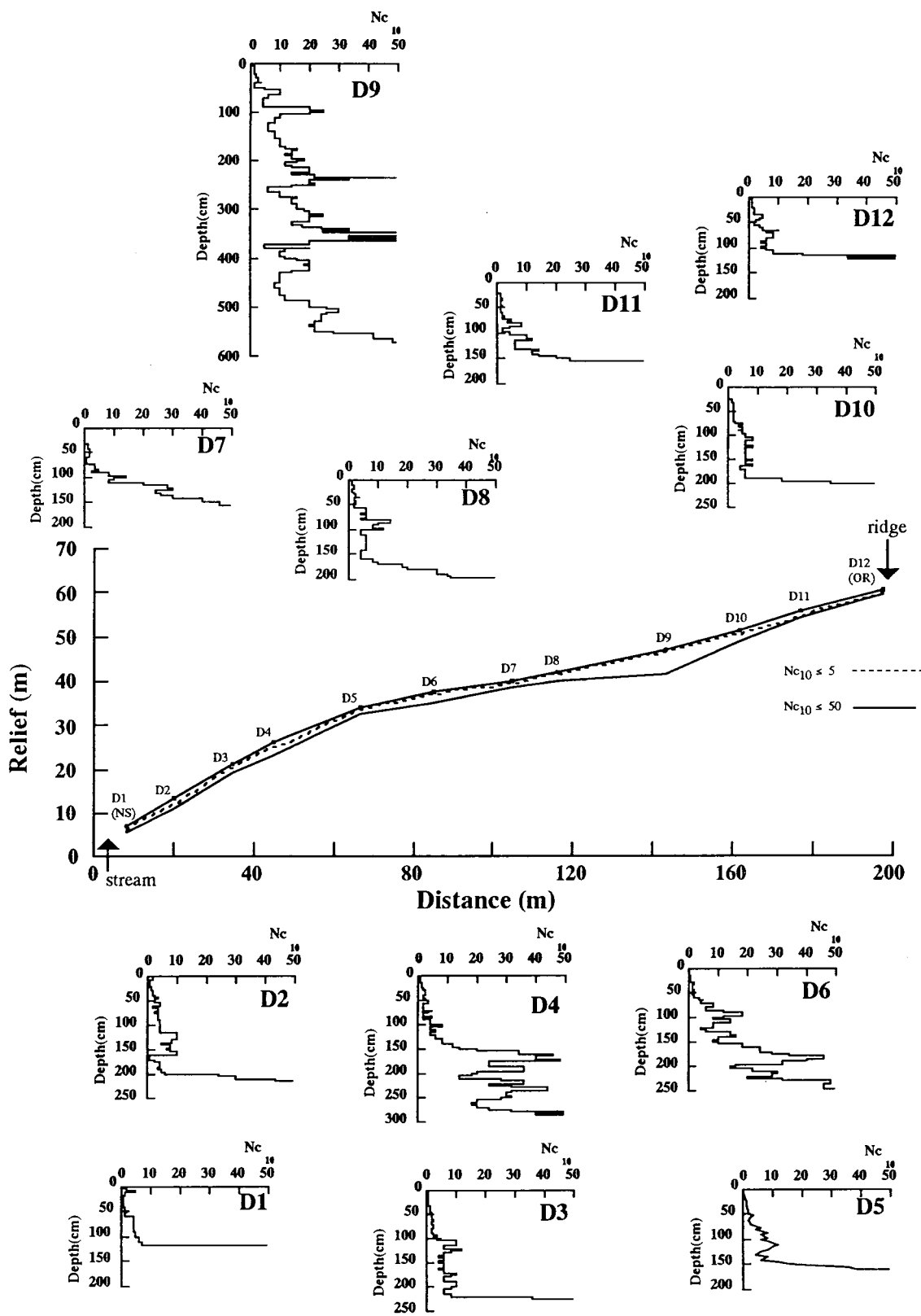


図-6 試験斜面における土層構造縦断面と $N_{c10}$ プロファイル

する。断面の染色域は必ずしも鉛直に連続でなかった。土壌断面において、腐朽根、生根および根系付近の土壌が集中して白色ペイントによって染色されていた。中でも鉛直方向および斜面下方へ伸張している根系が染色されていた。これらは選択的流出経路( preferential flow pathways )として働くと考えられた。また、ターマイトによって根が腐朽され、その根の中および回りに白色ペイントが集中していた。熱帯では、ターマイトは土壌形成に大きな役割を果たしていると言われているが、流出経路の形成にも寄与していると考えられた。

#### (4) 降雨特性

熱帯地域における本試験地(BT)の降雨特性を明らかにするため、温帯地域における常陸太田試験地(HO:北緯36°34′、東経140°35′)の降雨と比較・検討した。

##### ① 季節・日周期変化

図-7にBTとHOにおける降水量の季節・日周期変化を示す。1992年から1994年までのBTにおける最大月降水量、最小月降水量および平均月降水量はそれぞれ、354.3mm(11月)、106.3mm(1月)および221.2mmであった。月降水量の分布は年間を通じて二つのピークがある(5月と11月)。これは、南西モンスーンと北東モンスーンの影響と考えられる。年間の降水量の43.9%が北東モンスーン期(11月から3月)、37.1%が南西モンスーン期、残りの19.0%が遷移期(4月と10月)にもたらされた。年間を通じて降水量が多い月と少ない月はあるが、雨季と乾季とに明瞭に分けることはできない。BTの月降水量の分布型は、Dale<sup>4)</sup>の分類による西地域(West region)の結果に類似した。

3年間を通じてBTにおける年間の降水量の62.0%は13:00~19:00の間に生じた(図-7)。午後に降雨が生じる傾向は湿潤な月に顕著に現れた。本試験地の降雨イベントは、この結果と後で示されるように降雨強度が高いことから、対流性の降雨が卓越していることがわかる。また、降水量の日周期について、Ramage<sup>13)</sup>は半島マレーシアの夏季(5月~9月)の降水量を5つに分類した。この結果と比較すると、BTの日周期変化の分布型は内陸山岳地域(Inland-mountain regime)のものと類似した。

Oki and Musiake<sup>11)</sup>はマレーシア半島の降水の日周期変化についてサイン波を用いて解析を行った。そのサイン波は、24時間・12時間・8時間の周期のフーリエ変換によって構成され、下記の方程式で示される。

$$Y = m_1 + m_2 \sin(2\pi/24X + m_3) + m_4 \sin(2\pi/12X + m_5) + m_6 \sin(2\pi/8X + m_7)$$

Yは降水量(mm)、Xは時間(1時から24時)で、m1-7は係数を表わす。

BTでの観測結果をこの式に適用した結果(図-8)、相関よく(r=0.9734)再現することができた。適用した結果求められた係数を表-2に示す。図-8によると6:00~9:00に小さなピークが認めら

表-2 Bukit Tarek試験地における降水量の日周期変化に対するフーリエ変換の適用結果

m1	m2	m3	m4	m5	m6	m7	相関係数
110.59	110.31	66.268	-74.132	-60.798	-32.117	-14.648	0.9734

れる。Nieuwolt<sup>9)</sup>は海岸地域において陸風がしばしば早朝の降雨の原因となることを指摘している。BTは海岸から約50km程離れているが若干その影響があり、早朝に降雨がもたらされると考え



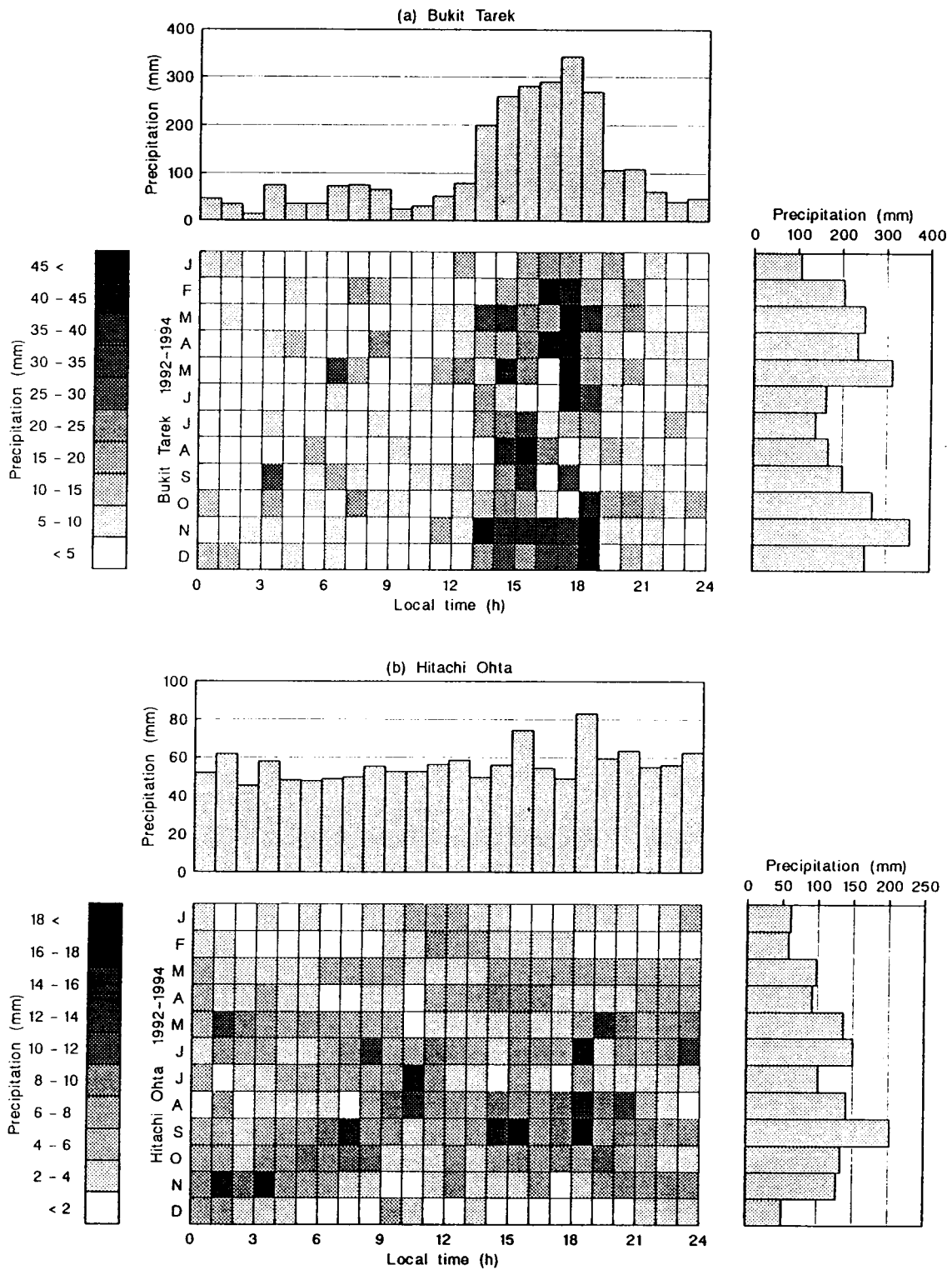


図-7 降水量の季節変化・日周期変化  
3年間の平均値 (1992-1994)

られた。このようにサイン波は降水量の日周期を再考する上で有益であると考えられた。

## ②降雨イベントの特性

1時間インターバルデータを用いて、6時間以上経て測定された降雨は異なるイベントと区別し、3年間（1992年～1994年）の降雨イベント（1mm以上）について解析を行った。BTとH0においてそれぞれ期間中に555および276の降雨イベントがあった。図-9に降雨イベントの降水量の頻度分布を示す。BTとH0においてその分布型はともに逆J型を示した。その平均値は同様な値を示したが（BT:14.3 mm, H0: 14.4 mm）、最大値はH0の方がBTより大きい値を示した（BT:96 mm, H0:200 mm）。図-10に全降水量に対する各降雨イベントクラスの占める割合を示す。BTとH0において25mm以上および50mm以上の降雨イベントの割合は、それぞれ57.9%および17.8%、52.1%および32.6%であった。H0において50mm以上の降雨イベントの割合が高いのは、この地域では前線性の降雨や台風によって100mm以上の豪雨をもたらされるためと考えられ、このような降雨イベントに年間の降水量が依存することが明らかになった。図-11に降雨継続時間の頻度分布を示す。BTにおいて、降雨イベントの約55%が1時間以内であった。その平均値はH0の約4分の1の2.7時間であり、最大値も同様に約4分の1の18時間であった。降雨イベントの降水量と降雨イベント中の最大1時間降雨強度の関係は、BTおよびH0において、両者には正の相関（BT: 0.94893, H0: 0.77671）が認められた。特にBTでは、降雨イベントの降水量の大部分が1時間以内にもたらされることが明らかになった。また、H0において10分間に50mmh<sup>-1</sup>の強度の降雨イベントは3年間を通じて4回しか観測されなかった。しかし、BTにおいて、この程度の強度の降雨イベントはどの月においても生じ、最大5分間強度で162mmh<sup>-1</sup>の降雨イベントが観測された。

## （5） 流出特性

### ①減水特性

山地河川流域の無降雨日（降雨後3日間以降）の流出は、地下水流出と考えられている。そして、地下水流出の逓減式として指数関数型の被圧地下水流出の逓減式と分数型の不圧地下水流出の逓減式が提示されている<sup>15)</sup>。

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t}$$
$$Q = \frac{Q_0}{(1 + \beta \sqrt{Q_0 t})^2}$$

ここで、Q: 流出量、Q<sub>0</sub>: 初期流出量、α、β: 逓減係数、t: 時間である。

降雨終了後3日目以降の流出に対し、無降雨期間が8日以上のもを対象とし、最小自乗法によりαとγを求めた。なお、本研究では、サンプル数の関係から、2.0mm day<sup>-1</sup>以下の降雨は無降雨日として取り扱った。図-12に初期流量と地下水逓減係数の関係を示す。被圧逓減係数αおよび不圧逓減係数βはそれぞれ0.0290～0.05315（平均値: 0.04165）および0.01095～0.01962（平均値: 0.01590）であった。安藤・高橋<sup>15)</sup>は、被圧逓減式と不圧逓減式のいずれを選択するかに当たって、初期流量にかかわらず逓減係数が一定と見なし得るかどうかを判定条件としている。図-12によると、被圧逓減係数αは初期流量と正の相関をもつのに対して不圧逓減係数βは初期流量

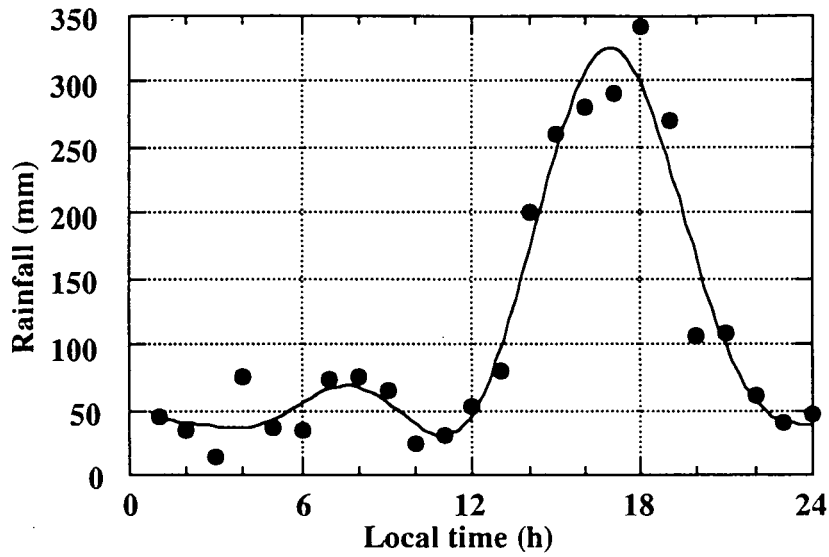


図-8 日周期変化に対するフーリエ変換の適用

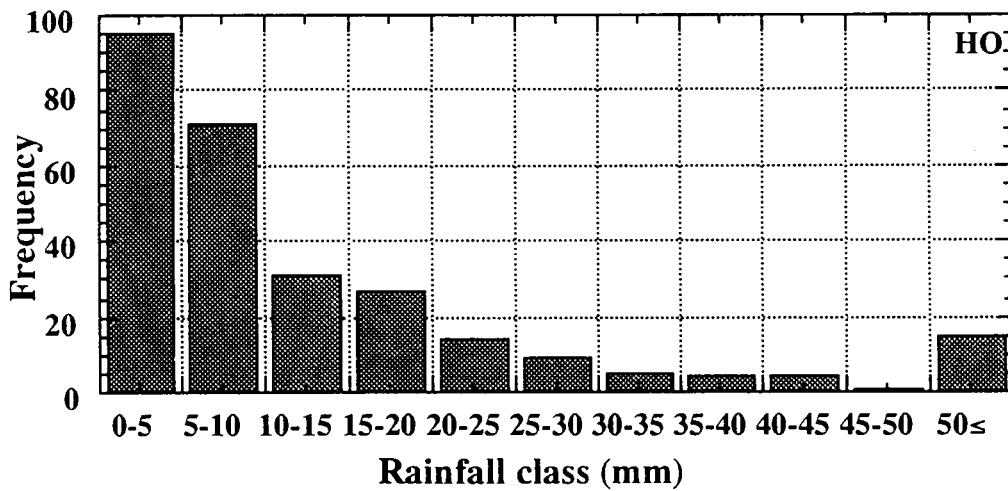
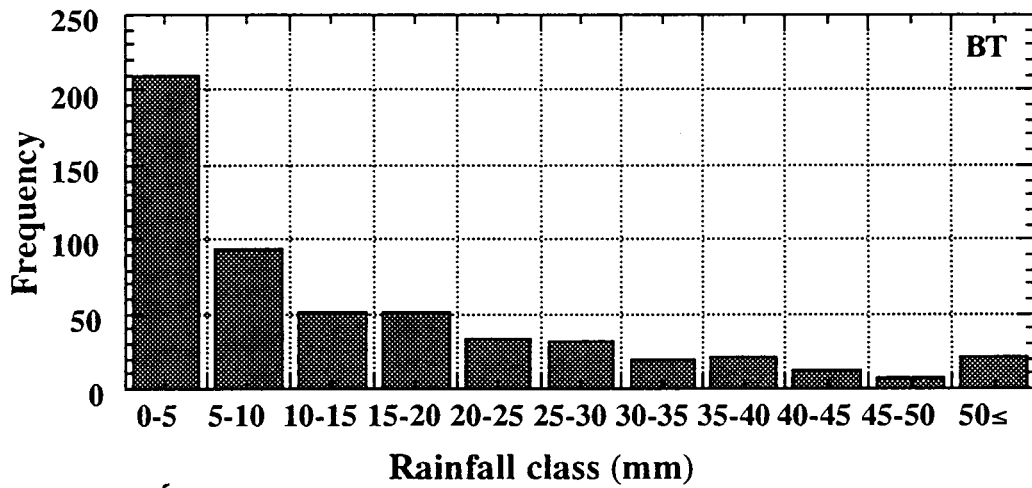


図-9 降雨イベントの降水量の頻度分布  
BT: Bukit Tarek試験地、HO:常陸太田試験地

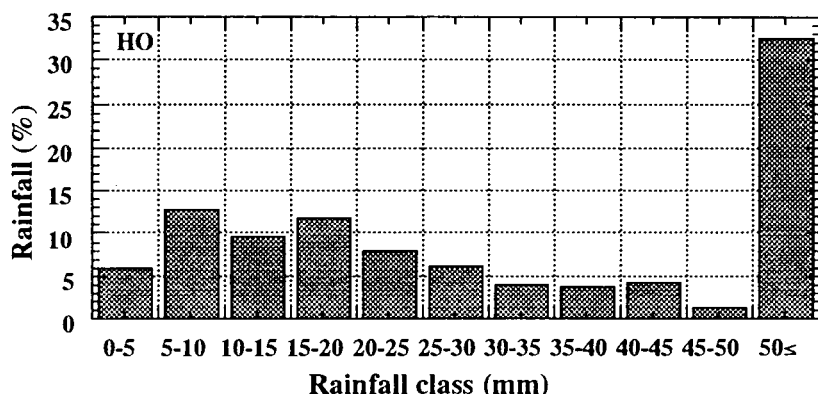
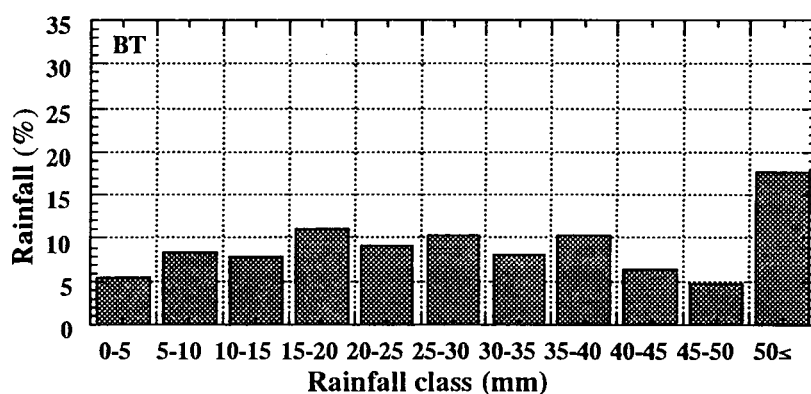


図-10 全降水量に対する各降水イベントの降水量の割合  
BT: Bukit Tarek 試験地、HO: 常陸太田試験地

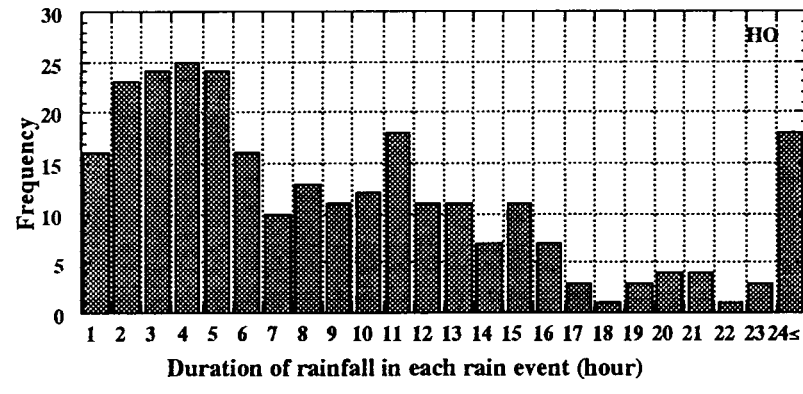
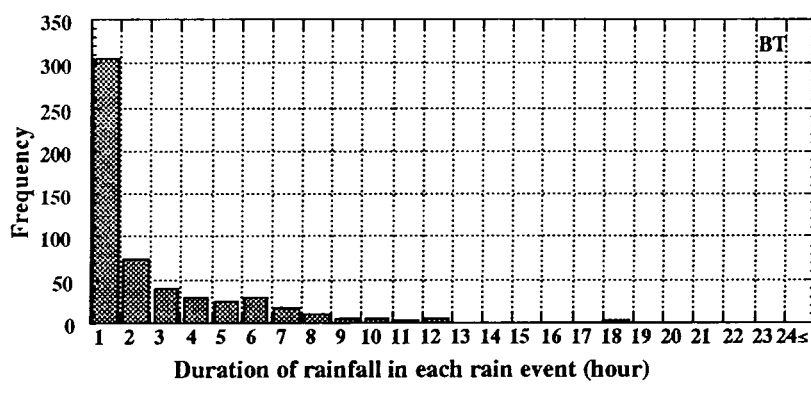


図-11 降雨イベントの降雨継続時間の頻度分布  
BT: Bukit Tarek 試験地、HO: 常陸太田試験地

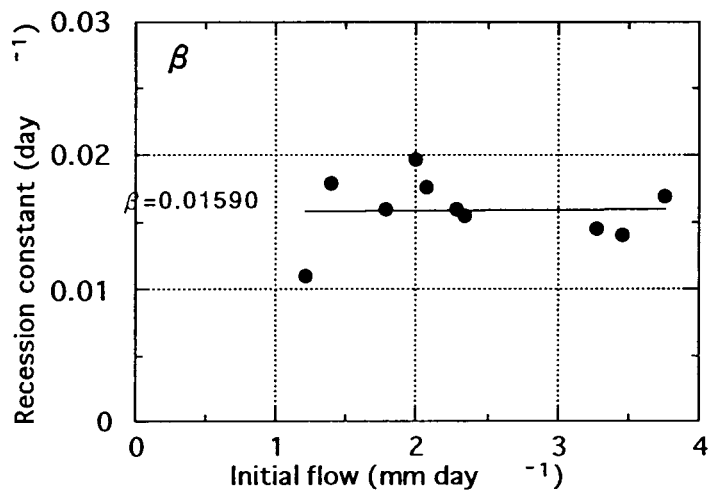
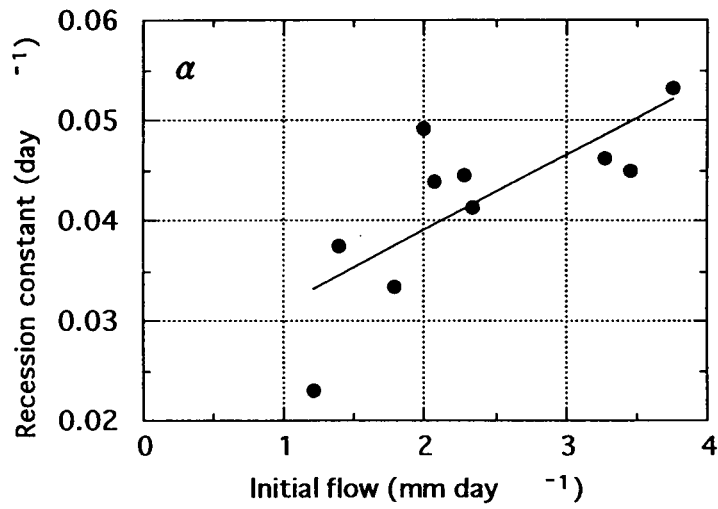


図-12 初期流出量と地下水逡減係数の関係  
 $\alpha$  : 被圧地下水逡減係数、 $\beta$  : 不圧地下水逡減係数

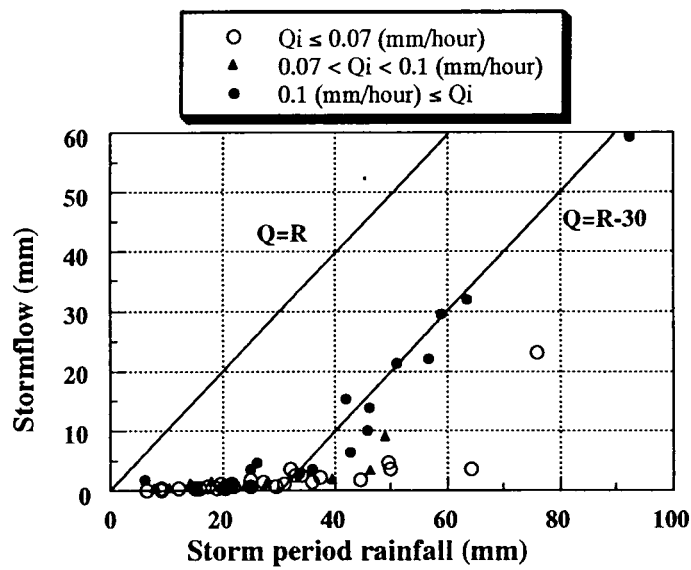


図-13 一降雨量と直接流出量の関係

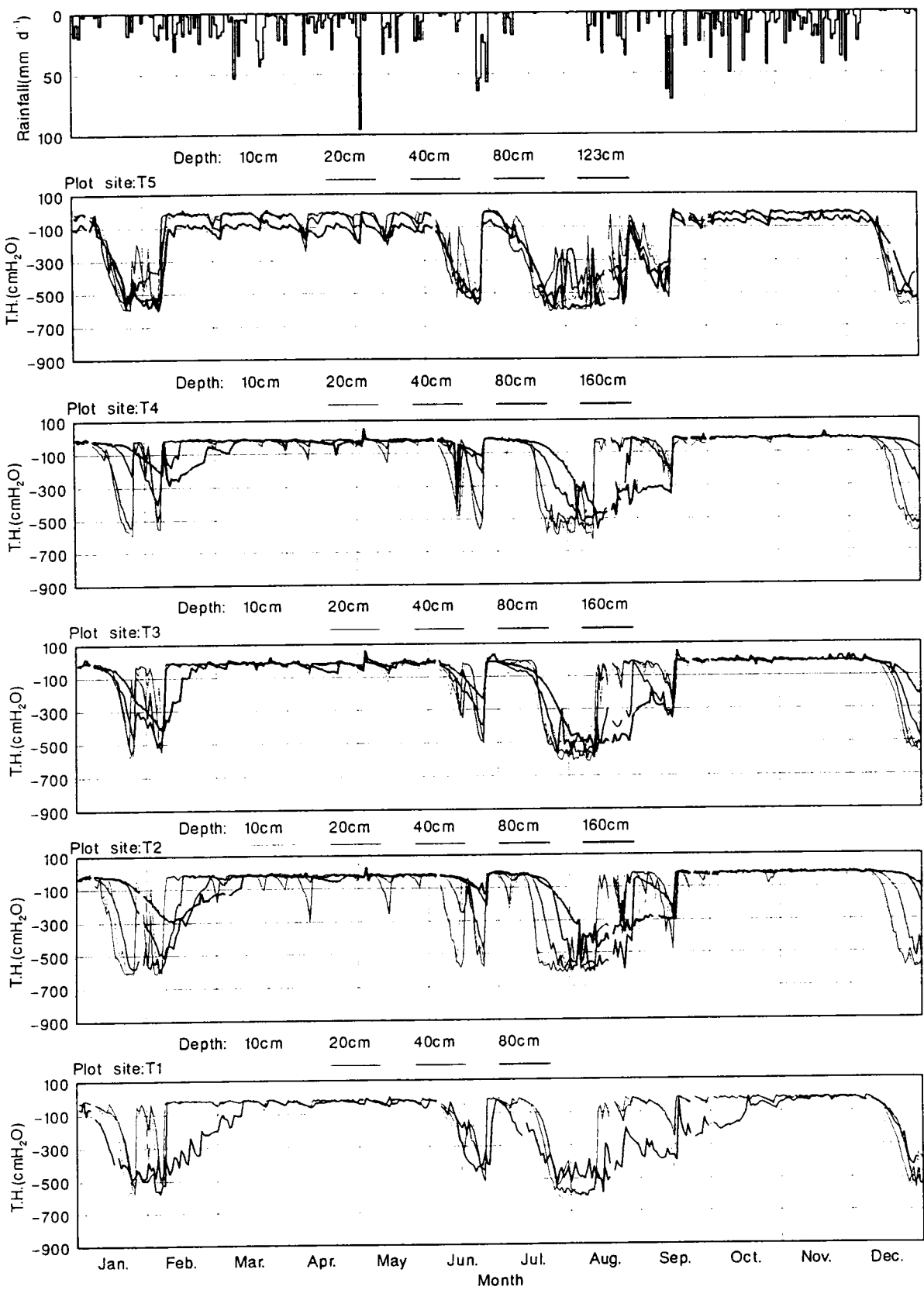


図-14 ハイエトグラフと試験斜面における土壌水分の変化(1994年)

にかかわらず一定と見ることができた。よって、本流域でのハイドログラフの逓減曲線には、不圧地下水逓減式が適合すると考えられる。

## ②直接流出特性

ハイドログラフから直接流出を分離するに当たって、降雨終了後12～36時間の間に折れ点があるものを解析対象とし、その折れ点を直接流出の終了点として採用し、折れ点の決定に恣意が入らないように心がけた。図-13に一降雨量と直接流出量の関係を示す。その時の初期流出量は、流域の湿潤さの一つの指標とみることができる。30mm以下の降雨の場合、直接流出量は流域の湿潤さにあまり依存せず、一降雨量の10%以下であった。このときの流出は、河道付近からのものと推察された。30mmを越える降雨のとき、流域の湿潤状態によって直接流出量が異なった。すなわち、初期流量が $0.1\text{mmh}^{-1}$ 以上の時、初期損失を越える雨水（この場合30mm）が、直接流出量になると判明した。

## (6) 土壌水分

図-14に1994年における土壌水分の測定結果とハイドログラフを示す。BTにおいてどの月にもかなりの降雨があり、年間を通じて著しい乾期は存在しない。しかし、降水量が少ない月は晴天がづく時があり、その時に土壌が乾燥していくことが明らかになった。また、一般に斜面下方になるほど土壌は湿潤な傾向をしめすが、BTの測定結果では尾根頂部においてその特徴が見られるものの、他の地点では見られなかった。これは斜面位置による影響よりも微地形など他の要因が土壌水分状態に影響を及ぼしていると推察された。また、1992年年11月の集中観測時において、飽和透水係数の測定結果では、深度10 cmでは $1500(\text{mm hr}^{-1})$ の降雨も浸透しうる値を示したが、21日の降水イベント（83 mm, max:  $47.0\text{mm hr}^{-1}$ ）時に、深度10 cmで正圧が観測された。これは

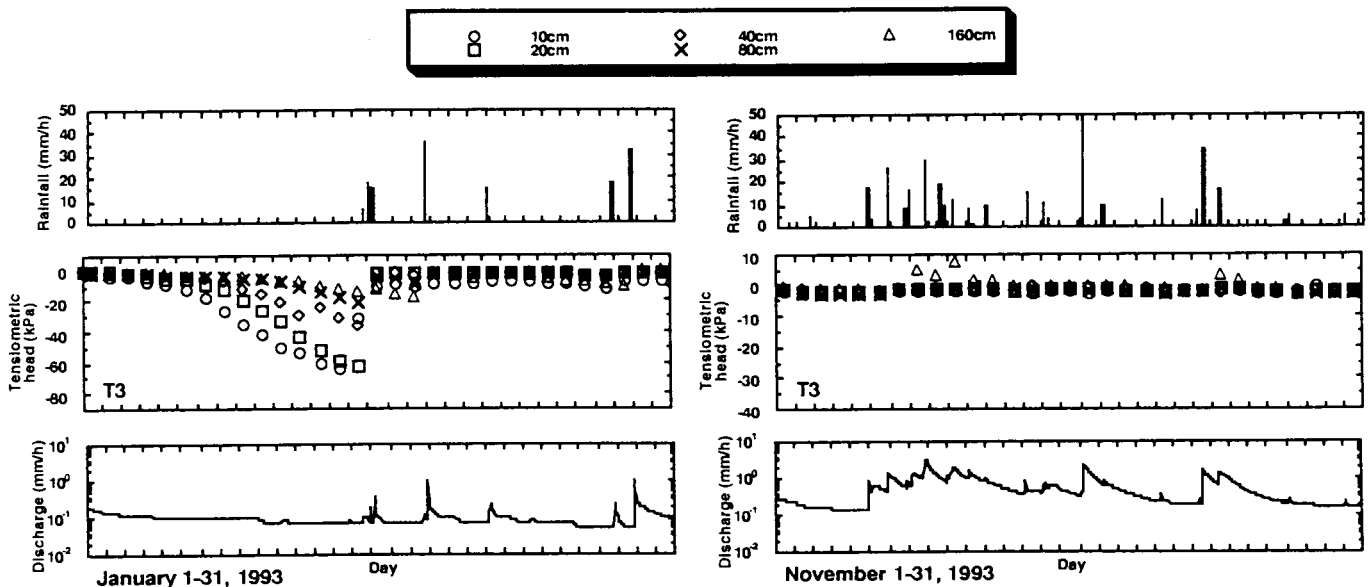


図-15 乾燥期間と湿潤期間における土壌水分の変化、ハイドログラフおよびハイドログラフ

A層とB層との境界で浸透が悪くなることによって一時的な飽和が生じるためと考えられた。加えて、T3地点でこの降雨イベントによって深度160 cmにおいて99cmH<sub>2</sub>Oの正圧が観測された。その理由一つとして、土層が薄い(161 cm)ことが原因として考えられた。

図-15に乾燥状態(1月)と湿潤状態(11月)における土壌水分、降水量および河川流量の変化を示す。まず、乾燥期間について見ると、1月1日から14日までの降水量は3.5mmで、土壌の乾燥過程が示されている。この期間において、場所によって若干異なるが、10, 20, 40, 80, 160 cmと表層から乾燥が進み、降雨によって再び10, 20, 40, 80, 160 cmと水分不足が解消されていく。15, 16日の出水時、流量は降雨の終了とともにすばやく減水する。その理由はこの時土壌水分が高サクションから低サクションに変化しており、雨水が土壌に保持されたためと考えられた。湿潤期間について見ると、土壌水分は低サクションで変化しており、動水勾配が約1.0で圧力水頭に対応した土壌水分の下向きフラックスが存在していた。この期間中、河川流量は降雨によってすばやく応答し、なだらかに減水した。この理由として、斜面上部から下部にかけて浸透した雨水は途中で貯留されず河川に流出するためと考えられた。

#### (7) 蒸発散

流域からの蒸発散量を推定するために、短期水収支法を用いて計算した。一流域において、流出量 $q(t)$ と流域貯留量 $S(t)$ の間に

$$S(t) = f [q(t), dq/dt]$$

の関係が成立すると仮定すると、 $q(t)$ ,  $dq/dt$ のいずれもが等しい時刻 $t_1$ と $t_2$ において流域貯留量 $S(t_1)$ と $S(t_2)$ は等しいことになる。そこで、この $t_1$ と $t_2$ の間で水収支をとると、次式により蒸発散量が求まる。

$$E = P - Q = \int_{t_1}^{t_2} P(t)dt - \int_{t_1}^{t_2} q(t)dt$$

計算における水収支期間の開始日と終了日について、①～③の条件下で選定した。

- ① 先行する2日間に降雨がなく、当日も無降雨である日を候補日とする。また、計算可能なサンプル数を増やす目的で、2.0(mm day<sup>-1</sup>)以下の降雨を無降雨日として取り扱った場合についても行う。
- ② 初期流量の差が2%と5%の場合。
- ③ 水収支期間が9日以上、60日、90日、120日および150日以下の場合。

計算結果を表-3、表-4および図-16に示す。BTでは年間を通じて明瞭な季節変化は見られなかった。また、この短期水収支法は、土壌水分の変動のため季節によって系統的に過小あるいは過大に評価されることが指摘されている。BTは熱帯降雨林気候下で年間平均して約2650mmの降雨があり、明瞭な乾季・雨季は存在しないものの、短い乾燥期間が存在する。試験斜面における土壌水分の観測結果から求めた土層の貯留量を考慮した結果を表-5に示す。その結果、水収支期間が乾燥状態から湿潤状態で計算されると、流量が過小評価されるため蒸発散量が過大評価された。反対に、水収支期間が湿潤状態から乾燥状態で計算されると、流量が大過評価されるため蒸発散量が過小評価された。選定された水収支期間において、貯留量は51.8 mm～53.8 mmの差が生じていた。土壌水分の観測結果から貯留量を求めて考慮した結果、平均日蒸発散量は、2.74～4.86mm



表-3 短期水収支法による蒸発散量の推定結果  
(先行する2日間に降雨がなく、当日も無降雨である日を候補日とする。)

	流量誤差	水収支期間	結果	
			範囲 mm	平均値 mm
計算 結果-1	2%以下	9-60日	3.10-6.43	4.53
	2%以下	9-90日	3.10-6.43	4.43
	2%以下	9-120日	3.10-6.43	4.47
	2%以下	9-150日	2.80-6.43	4.23
計算 結果-2	5%以下	9-60日	2.66-5.85	4.47
	5%以下	9-90日	2.66-5.85	4.33
	5%以下	9-120日	2.78-5.85	4.35
	5%以下	9-150日	2.78-5.85	4.18

表-4 短期水収支法による蒸発散量の推定結果  
(先行する2日間に降雨がなく、当日も無降雨である日を候補日とする。  
なお、2.0 (mm/d) 以下の降雨は無降雨日として取り扱う。)

	流量誤差	水収支期間	結果	
			範囲 mm	平均値 mm
計算 結果-3	2%以下	9-60日	2.42-6.71	4.45
	2%以下	9-90日	2.42-6.50	4.36
	2%以下	9-120日	2.42-6.50	4.32
	2%以下	9-150日	2.42-6.50	4.13
計算 結果-4	5%以下	9-60日	2.25-5.99	4.36
	5%以下	9-90日	2.25-5.92	4.26
	5%以下	9-120日	2.26-5.51	4.15
	5%以下	9-150日	2.26-5.32	4.01

表-5 貯留量を考慮した短期水収支法で蒸発散量を推定した結果

	流量誤差	水収支期間	結果		備考
			範囲 mm	平均値 mm	
計算 結果-5	5%以下	9-150日	2.74-4.86	3.83	条件1
	5%以下	9-150日	2.26-5.32	3.85	条件2
	5%以下	9-150日	2.83-6.50	4.09	条件3

条件1・2：2.0(mm/d)の降雨は無降雨日として取り扱った。

条件1：貯留量を考慮した短期水収支法で蒸発散量を推定した。

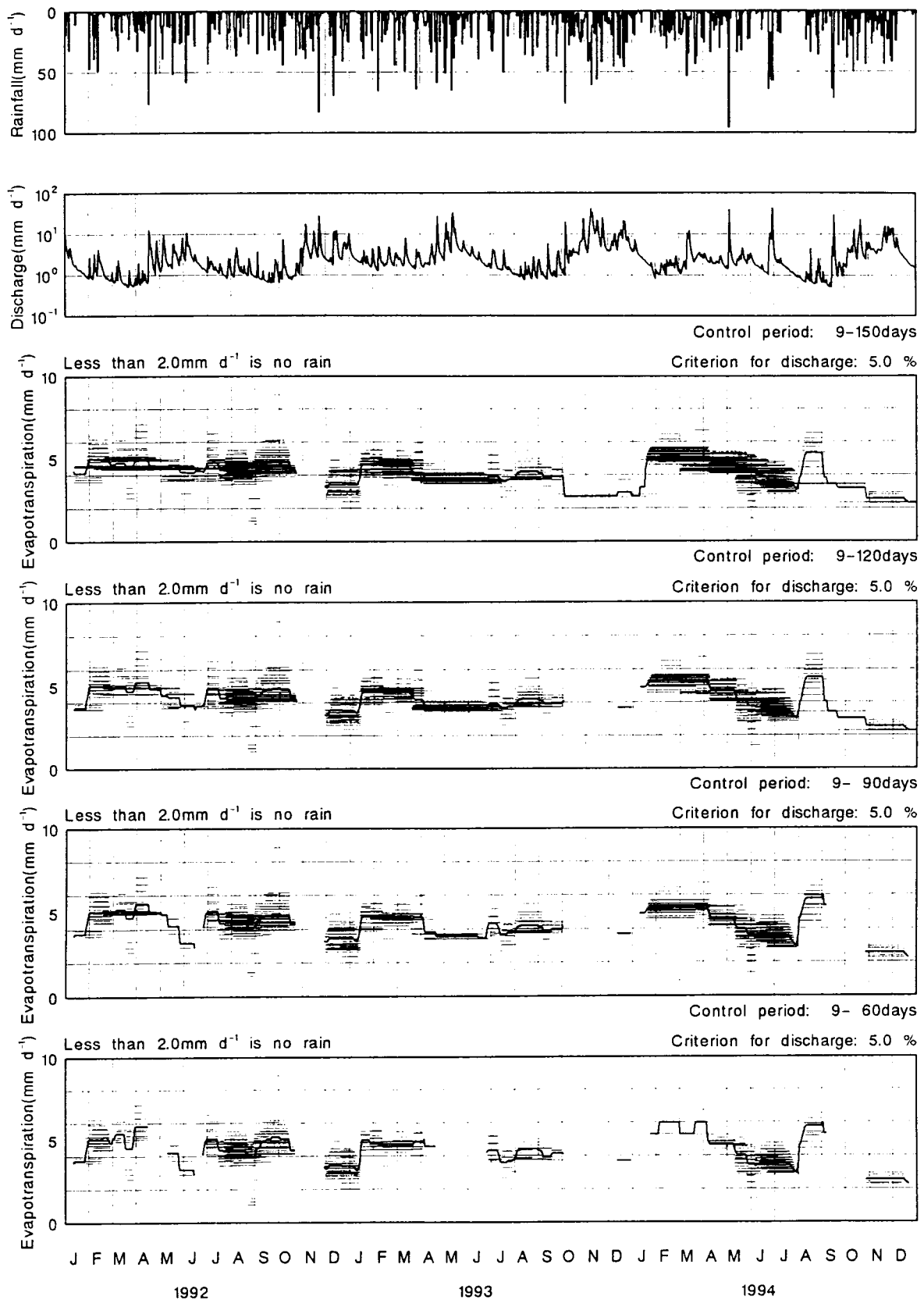


図-16 短期水収支法による蒸発散量の推定結果（計算結果-4）

(平均値：3.83mm) となった。

## 5. 引用文献

- (1)安藤義久・高橋 裕 (1982) 山地河川の長期流出解析に関する一考察、土木学会論文報告集、第318号、93-105.
- (2)Bonell, M. (1993) Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. *J. Hydrol.*, 150: 217-275.
- (3)Bouma J. and Dekker, L. W. (1978) A case study on infiltration into dry clay soil (I) Morphological observations. *Geoderma*, 20: 27-40.
- (4)Dale, W. L. 1959. The rainfall of Malaysia, Part I. *J. Trop. Geogr.* 13: 23-37.
- (5)FAO, Forest resources assessment 1990, Tropical countries. FAO Forest Paper, 112. Rome, 1993.
- (6)藤枝基久 (1995) フラジル・サンパウロ州海岸山脈における流出特性、森林総合研究所研究報告、第369号、63-152.
- (7)Kosugi, K. (1994) Analysis of water retention curves of forest soils with three-parameter lognormal distribution model. *J. Jpn. For. Soc.* 76: 433-444.
- (8)蔵治光一郎・Paul L.L. (1994) 短期水収支法による熱帯林流域からの蒸発散量推定、水文・水資源学会1994年研究発表要旨、66-67.
- (9)Nieuwolt, S. (1968) Diurnal rainfall variation in Malaysia. *A. A. Am. Geogr.* 58: 313-326.
- (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・水資源学会誌、1(1)、75-82.
- (11)Oki, T. and Musiaka, K. (1994) Seasonal change of the diurnal cycle of precipitation over Japan and Malaysia. *J. Appl. Meteor.*, 33: 1445-1463.
- (12)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 (I) -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
- (13)Ramage, C. S. 1964. Diurnal variation of summer rainfall of Malaysia. *J. Trop. Geogr.*, 19: 62-68.
- (14)Saifuddin S., Abdul Rahim, N. and Muhammad, R. (1991) Establishment and physical characteristics of Bukit Tarek watershed. FRIM Research Pamphlet No.110: 1-51.
- (15)高木不折 (1966) 低水流出の低減特性に関する研究、土木学会論文集、第128号、1-11.
- (16)辻村真貴・田中 正・島野安雄 (1991) 川上試験地における浸透能と浸透後の水の流動経路について、筑波大学農林技術センター演習林報告第7号. 137-161.
- (17)Tsukamoto, Y. and Ohta, T. (1987) Hillslope topography and runoff process on steep forested slopes. U.S.-Japan seminar on hydrology, Hawaii.
- (18)van Genuchten, M. Th. (1980) A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 44: 892-898.

[国際共同研究等の状況]

本研究は、マレーシア国、マレーシア森林研究所との共同研究として行っている。カウンターパートは、同研究所のDr. Abdul Rahim Nik, Zulkifli Yusop, Baharuddin Kasranである。

[研究発表の状況]

- Noguchi, S. Abdul Rahim, N., Saifuddin, S., Sammori, T. and Tani, M., Hydrological characteristics of tropical rain forest in Peninsular Malaysia (I) -General hydrological observations on a hillslope-. Inter. Symp. on For. Hydro. 1994, p275-282, 1994.
- 野口正二・Abdul Rahim Nik・三森利昭・谷 誠, 林地斜面におけるPreferential flow pathwaysに関する研究-マレーシア・Bukit Tarek試験地における調査例-, 水文・水資源学会1994研究発表会要旨集, p16-17, 1994.
- Noguchi, S., Abdul Rahim, N., Saifuddin, S. Sammori, T. and Tani, M., Hydrological observations in Bukit Tarek Experimental Watershed, Reserch report of FRIM/NIES/UPM joint research project for 1994. 1995.
- Noguchi, S., Abdul Rahim, N. Saifuddin, S. Sammori, T. and Tani, M., Hydrological responses on a hillslope covered with tropical rainforest in Peninsular Malaysia. The second international study conference on GEWEX in Asia and GAME, Thailand, p419-422, 1995.
- 野口正二・Abdul Rahim, N.・三森利昭・谷 誠, マレーシア・Bukit Tarek試験地における降雨特性, 水文・水資源学会1995研究発表会要旨集, p154-155, 1995.
- Noguchi, S., Abdul Rahim, N., Sammori, T. and Tani, M., Runoff characteristics in tropical rain forest, Reserch report of FRIM/NIES/UPM joint research project for 1995. 1996.
- Noguchi, S., Abdul Rahim, N., Sammori, T., Tani, M. and Tsuboyama, Y., Rainfall characteristics of tropical rain forest and temperate forest: Comparison between Bukit Tarek in Peninsular Malaysia and Hitachi Ohta in Japan. (to be submitted to J. Trop. For. Sci.)
- Noguchi, S., Abdul Rahim, N., Baharuddin, K. Sammori, T., Tani, M. and Morisada, S., Hydrological characteristics in tropical rain forest in Peninsular Malaysia (I) : Soil physical properties and preferential flow pathways. in prep.
- Noguchi, S., Abdul Rahim, N., Zulkifli, Y., Tani, M. and Sammori, T., Hydrological characteristics in tropical rain forest in Peninsular Malaysia (II) : Rainfall -Runoff responses and a role of soil moisture variations on a hillslope. in prep.
- 野口正二・Abdul Rahim, N.・三森利昭・谷 誠, マレーシア・熱帯林小流域の水・土砂流出特性 (III) -短期水収支法による蒸発散量の推定-, 第107回日本林学会大会
- Noguchi, S., Abdul Rahim, N. Tani, M. and Sammori, T., Evapotranspiration estimates of tropical rainforest, Bukit Tarek Experimental Watershed in Peninsular Malaysia, using the short-time period water-budget method. in prep.