

# 熱帯林の水文特性に関する研究

蔵 治 光一郎\*

## Hydrological Characteristics of Moist Tropical Forests

Koichiro KURAJI\*

### 目 次

第1章 概 説	95
第2章 世界の熱帯林流域における水収支の特性	99
第1節 はじめに	99
第2節 世界の熱帯林流域における水収支の特性	99
2-2-1 熱帯の定義	99
2-2-2 熱帯における水収支研究	101
2-2-3 対象とする流域	102
2-2-4 流域水収支研究の総括	102
2-2-5 熱帯林流域における水収支の特性	110
第3節 まとめ	113
第3章 熱帯林地域の水循環過程の特性—マレイシア・サバ州の2試験地を例として—	114
第1節 はじめに	114
第2節 試験地と観測システムの概要	114
3-2-1 試験地の概要	114
3-2-2 観測システムの概要	119
第3節 降雨特性	119
3-3-1 はじめに	119
3-3-2 年降雨量の特性	120
3-3-3 時間変動特性	120
3-3-4 時空間分布特性	125
第4節 樹冠遮断特性	129
3-4-1 はじめに	129
3-4-2 熱帯林における樹冠遮断研究	129
3-4-3 樹冠遮断量の観測	131

\* 東京大学大学院農学生命科学研究科森林科学専攻 (日本学術振興会特別研究員)

現勤務先: 東京大学農学部附属千葉演習林

Graduate Student, Department of Forest Science, Division of Agricultural and Life Sciences, The University of Tokyo. (Research Fellow of the Japan Society for the Promotion of Science)

Present Address: University Forest in Chiba, Faculty of Agriculture, The University of Tokyo.

第5節 斜面水文特性	133
3-5-1 はじめに	133
3-5-2 熱帯林における斜面水文研究	133
3-5-3 飽和透水係数の測定	135
3-5-4 地下水位とサクシヨンの観測	137
第6節 流出特性	139
3-6-1 はじめに	139
3-6-2 熱帯林流域における流出特性の研究	139
3-6-3 長期流出特性	141
3-6-4 短期流出特性	143
第4章 熱帯林流域における水収支の推定法の提示	148
第1節 はじめに	148
第2節 短期水収支法による流域蒸発散量の推定	148
4-2-1 短期水収支法の原理と温帯湿潤地域での適用例	148
4-2-2 湿潤熱帯流域における短期水収支法の適用	149
4-2-3 水収支期間の設定	150
4-2-4 計算結果と考察	150
第3節 移動水収支法の提示と流域への適用	154
4-3-1 はじめに	154
4-3-2 移動水収支法の原理	155
4-3-3 対象2流域への適用結果と考察	158
4-3-4 流域貯留水量の変動	160
第4節 まとめ	162
第5章 熱帯林流域と日本の森林流域の水循環特性—数値モデルを用いた比較検討—	163
第1節 はじめに	163
第2節 遮断モデル	163
5-2-1 はじめに	163
5-2-2 モデルの構造	163
5-2-3 遮断量, 遮断率, 降雨中蒸発量, 無降雨時の蒸発量に関する検討	164
5-2-4 短い降雨中断中の遮断量に関する検討	165
5-2-5 まとめ	168
第3節 短期流出モデル	169
5-3-1 はじめに	169
5-3-2 モデルの構造	169
5-3-3 解析対象流域	169
5-3-4 パラメータの同定結果	170
5-3-5 流域の応答特性の比較と降雨特性の影響	173
5-3-6 まとめ	174

第4節 水循環モデル	175
5-4-1 はじめに	175
5-4-2 熱帯林流域における水循環モデルの適用例と問題点	175
5-4-3 モデルの構造	176
5-4-4 解析対象データ	177
5-4-5 計算方法とパラメータの同定結果	177
5-4-6 流域水収支と蒸発散量・流出量の成分分離	180
5-4-7 入力降雨の特性とシステムの応答特性の分離評価	182
5-4-8 まとめ	184
第6章 熱帯林の皆伐に伴う変化が水文過程に及ぼす影響	184
第1節 はじめに	184
第2節 熱帯林施業と土地利用の変化	185
第3節 皆伐・択伐の影響評価に関する既往の研究	186
第4節 水循環モデルを用いた皆伐の影響評価	188
6-4-1 地表面状態の想定とパラメータの設定	188
6-4-2 計算結果と考察	191
第5節 まとめ	192
第7章 総括	193
謝辞	196
要旨	197
引用文献	199
Summary	207

## 第1章 概 説

地球上の森林面積の約半分を占める熱帯林はその大部分が発展途上国にあり、近年加速度的に破壊されている。1990年のFAO森林資源アセスメントの中間報告に基づいた集計によると、熱帯林は年間約1540万haが消失しており(永田, 1994)、これは1980年代前半の約1.5倍のスピードである。その原因は増加する木材需要、過放牧、無秩序な移動耕作、薪炭材利用の増大などにあり、その背後に人口増加、貧困、累積債務問題などの発展途上国に特有な社会経済的要因がある。熱帯林の破壊は土壌流出、洪水多発、土地の劣化、砂漠化、林産物供給機能の低下、種の絶滅と遺伝資源の減少、地球温暖化の加速、大気大循環の変化など多くの環境問題をひきおこす可能性が指摘されているが、そのうちの複数の問題に係わっている基本的かつ重要な変化として、熱帯林の水文特性の変化があげられる。

一般に、森林のもつ水文特性は次のように整理されている。森林は降雨の一部を遮断して速やかに蒸発させるとともに、土壌に達した水を蒸散により大気中に発散させる。森林が生産する有機物は孔隙に富み、透水性・保水性に優れた森林土壌を形成し、下層植生やリターはこの土壌を侵食から保護している。熱帯地域に成立している森林=熱帯林でもその基本的特性は変わらないと予想されるが、スコールと呼ばれる独特の降雨や深層まで風化が進んだ土壌など、すでに明らか

になっている熱帯林特有の気候条件・立地条件を考慮すると、熱帯林はそれらの条件の上に独特の水文環境を形成していると想像される。熱帯林が破壊されると、これらの特性は破壊の程度やスケールによって変化し、その結果、蒸発散量の減少と地表熱環境の変化を通じて、水循環の局所的な変化をひきおこす可能性がある。また熱帯林の択伐・皆伐に伴い森林土壌の孔隙構造が破壊され、表層の浸透能が激減し、地表流が発生することによって、洪水多発や土壌流出などの問題が発生する。このような水文環境の変化は一度起こるともとの状態にもどらない可能性が高いため、一度皆伐・択伐され、土壌が攪乱された熱帯林はもはや持続可能な管理は難しいということになる。

「持続可能」(Sustainable)という言葉が初めて登場したのは、国連の環境と開発に関する世界委員会(ブルントラント委員会)が1987年に発表した報告書の中である。このタームはその後地球環境問題を論ずる場合必ず登場するキーワードとなった。国際熱帯木材機関(ITTO)は持続可能な熱帯林管理のための基準を設定し、「2000年までに持続可能な管理が行われている森林からの木材のみを貿易の対象とする」という目標を掲げた。現在、加盟各国において、この目標の実現に向けて努力が続けられている(例えばPersidangan Perhutanan Malaysia, 1992)。各国の気象条件・立地条件に応じた持続可能な森林管理を実現するためにも、熱帯林の水文特性と水土保全機能を定量的に明らかにしていく必要がある。

一方、大規模な植生変化は広域の熱環境・水文環境を変化させ、その影響は大気大循環に及ぶといわれており、陸域生態系の中心である熱帯林の皆伐は、地球規模の水循環にも変化を与える可能性がある。こういった大スケールの影響評価は、主に気象学の分野で大気大循環モデルを用いて研究されてきている。モデルによる数値計算は有用な手段であるが、近年の計算技術や衛星情報活用技術等のめざましい進歩をもってしても、なお现阶段では有意なシミュレーションを行うために必要な地上観測データが質、量ともに不足しているといわざるを得ない。

このように、熱帯林の水文特性を正確に把握することは、緊急かつ重要な課題である。

これまでに、主に欧米諸国による援助を受けつつ、熱帯諸国において多くの熱帯水文研究が行われてきたが、それらはすべて対象地点の観測報告の域を出ないものであった。前述した熱帯林の水文特性の重要性が広く認識されるようになり、ヨーロッパと大洋州の第一人者の手によるレビューが相次いで発表されたのは、1990年代に入ってからのことである(BRUIJNZEEL, 1990; BONELL with BALEK, 1993)。これらのレビューでは、情報は確かに蓄積されているが、これをもって世界の熱帯林の水文特性が統一的に理解され、熱帯林の水土保全機能が定量的に明らかになった、とは必ずしもいえない。

日本では、熱帯林の水文特性に関する研究は未だ緒についたばかりである。近年、日本と熱帯各国との間でも、国際協力事業団(JICA)、森林総合研究所、大学等を窓口として国際共同研究が開始されている。JICAは1976年にフィリピンにおいて林業開発プロジェクトを開始して以来、現在に至るまで熱帯各国で林業技術協力プロジェクトを展開している。その中にはサンパウロ林業研究計画、南スラウェシ治山造林計画、黄土高原治山技術訓練計画のように、森林水文という職種で長期専門家が派遣されたプロジェクトがあるが、サンパウロにおける藤枝基久氏の精力的な研究(藤枝, 1995)がある他は、熱帯林の水文特性を明らかにするという点で、まとまった成果は公表されていない。森林総合研究所は1990年より科学技術庁および環境庁のプロジェクトにおいて熱帯林の水文特性に関する研究を半島マレーシアで遂行しており(谷, 1990; 環境庁,



1995), 報告も公表されはじめた (TANI and ABDUL RAHIM, 1995; NOGUCHI ら, 1994)。彼らの研究は年に 1, 2 回, 数週間フィールドに滞在してデータをとるというスタイルで行われている。

このように, 日本人が熱帯林内で直接, 長期間にわたり, 観測を行なった研究はわずかで, それらも対象とした地域の観測報告に留まっている。また熱帯林の水収支についての研究を统一的に整理した例は日本にはなく, 熱帯林内で生起する樹冠遮断, 蒸散, 斜面流出などの水文過程に関する研究も整理されていない。日本で熱帯林の水文特性に関する研究の重要性が指摘されている (太田, 1992) にもかかわらず, 研究の進展が遅れている原因の一つに, 熱帯林で水文観測を行うことの困難が挙げられる。

熱帯で水文観測を行うことには, 外国であるという困難に加えて, 熱帯特有の困難が伴う。MANLEY and ASKEW (1993) はそれらを整理しているが, 著者自らの経験を加味して改めて整理すると次のようになる。

(1) アクセス 試験地への道路は通常舗装されていない。未舗装道路はすぐ侵食され, 水みちと化しており, 雨季の通行は極めて困難である。ヘリコプターが唯一のアクセスであることすらある。

(2) 距離 人口密度が低いため, 試験地間の距離は物理的に遠い。アクセスの悪さがそれに輪をかけて。

(3) 現象のスケール 降雨量, 降雨強度等の絶対値, 極大値は世界のどこよりも大きく, その空間的ばらつきも大きい。こうした現象に対応した測定機器, 測定システムが必要になる。

(4) 気候 高温多湿の気候は観測者のみならず, 測定機器にも悪影響を与える。

(5) 動物・虫 とくに白アリは木質材料のみならず, プラスチックチューブも短時間で食いちぎる。カエルやトカゲは測器の中に巣を作り, 機能を停止させる。

(6) 現地スタッフ 多くの発展途上国では, 教育を受けた有能な人間が薄給で待遇の悪い政府のスタッフとして働くことはほとんどない。教育しようにも, 中学教育すら受けていないスタッフが大半で, 「精度の悪いデータをいくらとっても無駄だ」といってもわかってもらえず, 「自分の飯の種になりさえすれば, それでいいんだ」といわれる。かりに教育が成功したとしても, 彼らはより給料の良い民間会社へ逃げてゆく。

(7) 予算 予算はより即効性の高い, 金になるプロジェクトに優先的にまわされ, 地味にデータを蓄積するだけの仕事の優先順位は低い。

(8) 言語 多くの途上国で技術用語は欧米の言語を用いているが, 現場作業員とのコミュニケーションにはその国の国語, あるいは土地の言葉が必要になる。

(9) 盗難 何十万円もする測器が数円しかしない接続コードやバッテリーを盗むためにこじ開けられ, 壊される。金色の雨量計は売れるとみなされて盗まれる。

(10) 病気 熱帯は温帯にはない風土病の宝庫である。特に水文観測が行われる山間の清水池こそ, マラリア原虫を媒介するハマダラ蚊の棲息地である。命と引き換えに観測ができるか?

(11) 測器 現在熱帯で用いられている多くの測器は欧米や日本の製品である。消耗品の購入すらそれらの国に注文するため, 金と時間がかかる。故障して修理するとなると, 観測再開まで 1 年はかかる。

熱帯林において観測を行い, 精度の良いデータを得るためには, これらの困難を克服することが必要となる。これらの困難を克服し, 精度の良いデータを得るためには, 短期間滞在してデー

タの提供を受けるのではなく、研究者自らが現地に入り、長期滞在して観測を管理することが最も望ましい。

以上のような背景をふまえ、本論文は世界の熱帯林で行われてきた研究成果から水収支及び水文過程の特性を整理すると同時に、マレーシアの熱帯林で観測されたデータを解析し、日本の森林の水文特性と比較検討することにより、熱帯林の水文特性を明らかにし、さらに熱帯林の皆伐が水文特性に与える影響を評価することを研究の目的とする。

次に本論文の特徴を述べる。

本研究では、前述した様々な困難を、著者自らマレーシア・サバ州森林研究所に2年3ヶ月間在職し、熱帯林内にのべ100日以上滞在することにより、克服することに成功した。著者は現地語を完全にマスターし、現地スタッフとは阿吽の呼吸が合う間柄にあった。優秀なカウンターパートを通じて、研究所のコアファンドを使う権限も与えられていた。2試験地のうち遠い方（サブロット試験地、第3章参照）は研究所から車で丸2日かかる、ジャングルの最奥地に位置していたが、アクセス道路は木材伐採と農地開発のために年々整備が進められていた。必要な場合はバックホウにより道を整備することができた。測器は日本製のものを使っており、故障しないので現地での評価は高かった。消耗品はコアファンドにより、5年単位で注文していた。著者は熱帯熱マラリアに感染したが、幸運なことに発病に至らず、観測を続けることができた。試験地に常駐している職員も、欠測とならないようメンテナンスと精度の向上に努力してくれた。本論文の基幹となる、2試験地における2.5年間の欠測のない正確かつ連続的な降雨量・流出量観測データは、このような理想的な条件があっただけで得られたものであり、世界的にも極めて貴重なデータであるといえる。この貴重なデータを用いて論を展開していることが、本論文の第1の特徴である。

次に、世界の熱帯林においてこれまで行われてきた水文特性の研究成果を可能な限り整理し、紹介しようとする立場から、34地点64流域における熱帯林の流域水収支をはじめとして、降雨、樹冠遮断、斜面水文、流出等の素過程研究も含め、膨大な引用を含むレビューを行なったことが、本論文の第2の特徴である。さらに、観測データの解析にあたり、短期水収支法の熱帯への適用、新しい水収支計算法としての移動水収支法の提示、水循環モデルを用いた皆伐の影響評価などを行ったが、これらはいずれも熱帯林地域の水文研究として初めて提唱され、用いられた手法である。これが本論文の第3の特徴である。

本論文の構成を次に述べる。

本論文は全7章より構成されている。水文特性を記述するにあたり、本論文では流域水収支と水文過程の2項目に大分して取り扱う。まず第2章では熱帯の定義および地域区分に触れた後、世界の熱帯林における流域水収支の観測結果を引用することにより、世界の熱帯林における水収支の特性を明らかにする。

第3章では、熱帯林において生起する降雨から流出に至る水文過程に関する既往の研究を整理し、それを踏まえて自らの観測データを解析した結果について述べる。まず自ら観測を行なったサブロット、ウルカルンパン両試験地の概要と観測システムについて記述する。水文過程は降雨、樹冠遮断、斜面水文過程、流出の4過程に分けて記述する。降雨の項では対象2試験地の降雨特性と日本の3地点における降雨特性とを比較解析し、樹冠遮断、斜面水文の項では、既往の観測結果を整理した後に、自らの観測結果に基づき、樹冠遮断特性と斜面における雨水流動特性を明

らかにする。流出の項では、既往の研究事例を整理し、対象2流域のハイドログラフおよび直接流出の特性について解析する。

第4章では、熱帯林流域における水収支の新たな推定法を提示する。まず短期水収支法を対象2流域の降雨流出記録に適用した結果を記述した後、新しい水収支推定法を提示し、これを「移動水収支法」と名付ける。この方法を対象2流域に適用して水収支を推定した結果について述べ、流域の貯留水量の変動を推定し、その時系列変動と降雨変動との関係や、両流域の貯留水量変動幅の差について考察を加える。

第5章では、対象2流域、および比較対象として日本の2流域の水循環過程を数値モデルで表現することにより、モデルの応答特性を解析し、熱帯林流域の水循環特性を日本の森林流域の水循環特性と比較検討する。水循環過程のモデル化に先立ち、樹冠遮断過程と短期流出過程を表現する新しいモデルを作成し、そのモデルを用いて熱帯と日本の降雨特性の違いが遮断蒸発過程・短期流出過程に及ぼす影響を明らかにする。これらの素過程モデルをすべてサブモデルとして組み込んだ水循環モデルを提示し、このモデルを用いて、各流域の蒸発散・流出成分をそれぞれ遮断蒸発・蒸散、直接流出・基底流出の各成分に分ける。モデルにマレーシアと日本で観測された降雨を入力することにより、それぞれの流域における成分分配の特性を解析し、降雨特性の違いの影響と基盤条件の違いの影響を別々に評価することを試みる。

第6章では、熱帯林の皆伐とそれに引き続く農地造成や植林が流域の水収支と流況に与える影響を数値モデルを用いて定量的に評価する。

第7章では、全体をまとめ、今後の研究の方向性を展望する。

## 第2章 世界の熱帯林流域における水収支の特性

### 第1節 はじめに

本章は世界の熱帯林地域でこれまでに行われた多くの流域水収支観測結果を整理し、その結果を解析することにより、熱帯林の水収支特性を明らかにすることを目的とする。

まず熱帯林の水文特性を扱う際の熱帯の定義について検討する。次に熱帯における水収支研究を分類し、流域水収支を検討対象とすることを述べ、対象流域のスケール等について検討する。その上で対象とする流域における水収支観測結果を表に整理し、各流域試験の概要を解説する。最後に熱帯林流域の年水収支の特性について、1)3大陸別の流域水収支、2)天然植生の流域における年蒸発散量の特性、3)湿潤熱帯の流域における植生の違いが年蒸発散量に及ぼす影響、の3点について検討を加える。

### 第2節 世界の熱帯林流域における水収支の特性

#### 2-2-1 熱帯の定義

熱帯林の水文特性を研究対象とするにあたってまず必要なことは、熱帯地域の定義とその地域区分である。いわゆる「熱帯」には次のようないくつもの定義が可能である(樞根, 1989)。

- ① 南北回帰線にはさまれた地域
- ② 寒期のない地域
- ③ 気温の年較差よりも日較差のほうが大きい地域
- ④ 最寒月の平均海面更正気温が18°C以上の地域

## ⑤ 生物界に対する寒さのストレスが存在しない地域

伝統的には、ケッペンやソーンズウェイトの地理学的区分がよく用いられる。ケッペンによれば、熱帯は最寒月平均気温が  $18^{\circ}\text{C}$  を超える地域と定義され、熱帯はさらに年降雨量（熱帯を扱うため、降雪は考慮する必要がないので、本論文では「降水」の代わりに「降雨」を用いる。霧等の降水も降雨に含める）とその季節配分により熱帯雨林、サバナ、熱帯モンスーンの3地域に区分される。日本では現在でもケッペンの区分が主に用いられている。その後、ソーンズウェイトは、気候区分をするにあたり、植物の使用可能水量が降雨量そのものよりも重要なファクターであるという古くからの知見に基づいて、土壌の水収支を基本とした気候区分法を提示した。月降雨量と月水消費量の変動を同一のグラフに表示する、いわゆるソーンズウェイトのダイヤグラムもこの区分法に基づいたものであり、広く用いられている。しかしこの方法の基礎となっている蒸発散量推定式（ソーンズウェイト式）は熱帯への適用が困難であるという指摘がある（榎根・小林, 1973; YOSHINO, 1984; 近藤, 1994）。純放射量と放射乾燥度を指標としたブディオコの気候区分法も、植物の使用可能水量を念頭に置いた区分法である（及川, 1995）。この方法の難点は、地球上で一般に放射量の観測データが少ないため、ある地域がどの区分に属するか明確にできないことである。

熱帯地域を森林水文学的に扱う立場では、熱帯の定義とその地域区分は水文学的かつ森林生態学的に妥当であることが必要である。

水文学の分野では、UNESCOにおいて国際水文学計画（International Hydrological Program: 以下 IHP と記す）を実行するにあたり、どのような地域区分の下に比較水文学の研究を進めていくかについて検討され（木下, 1988; 虫明, 1992）、熱帯の定義とその地域区分が以下のように定義された（CHANG and LAU, 1993）。

- ① 最寒月の平均海面更正気温が  $18^{\circ}\text{C}$  以上の地域を熱帯とする。
- ② 平均年湿潤月数の多少により、熱帯を以下の4地域に区分する。
 

9.5 以上	湿潤熱帯地域 (Humid Tropics)
7 以上 9.5 未満	亜湿熱帯地域 (Subhumid Tropics)
4.5 以上 7 未満	乾湿熱帯地域 (Wet-dry Tropics)
4.5 未満	乾燥熱帯地域 (Dry Tropics)

ここで、「湿潤月数」とは平均月降雨量 100 mm 以上の月数を 1, 60 mm 以上 100 mm 未満の月数を 0.5 として数える月数である。IHP 第 III 期 (1984~1989 年) および第 IV 期 (1990~1995 年) においては、研究テーマ「特定地域の水文研究」の対象地域の 1 つとして湿潤熱帯地域が取り上げられている。

森林生態学の分野では、世界の植生区分は重要な基礎課題である。いくつかの区分法が提示されているが、最も普通に行われる植生区分は「熱帯林」を「熱帯(多)雨林」「熱帯季節林(雨緑林)」「疎生林(サバナ林)」の3種に分けるものである（吉良, 1992）。アジアでは熱帯季節林を熱帯モンスーン林と称している。それらの植生の存在する地域は、熱帯雨林は1年を通じて多量の降雨のある地域、熱帯季節林は雨季・乾季がはっきりした地域、サバナ林は乾季が5ヶ月以上続く地域であり、これは CHANG and LAU (1993) の熱帯の区分とほぼ同じである。多くの研究者はケッペンの気候区分をそのままあてはめ、「熱帯雨林-Af 気候」「熱帯季節林-Am 気候」「サバナ林-Aw 気候」としている（たとえば大角, 1992; 相場, 1994）。ケッペンはもともと世界の植

生分布を表現することを念頭において気候区分を作っており (STRAHLER and STRAHLER, 1987), このあてはめは必然的に正しい。植生区分のためのより良い指標を求めて多くの研究がされており, 例えば吉良 (1976) は川喜田二郎が発案した温量指数の分布と世界の植生型の分布との対応がよいことを示した。Walter は年降雨量と乾季の長さを両軸にとったグラフ上で, 植生区分の線引きを試みている (中静, 1992)。また高標高地域は低地とは異なる「山地林」とでもいうべき別の植生タイプが分布するので, 独立した地域として区分されるのが普通である。

水文学的定義と森林生態学的定義を比較すると, 両者の違いはわずかであり, 気温の定義をどのように設定するかによって熱帯に含まれる範囲が異なってくる。本章では全世界の研究成果を取り扱うため, より広い地域を含む熱帯の定義を用いることが有効であると考えられる。そこで本章では熱帯の定義として高標高地域等の広い地域を含む CHANG and LAU (1993) の水文学的定義を用いて熱帯林流域を選定することにした。選定と地域区分にあたり, 流域近くでの月別平均気温・降水量の長期観測結果を用いたが, 観測が行われていなかったり, 報告されていない場合は月平均気温・降水量の観測期間における平均や近くの気象観測点のデータにより代用した。

### 2-2-2 熱帯における水収支研究

水収支研究には様々な手法があり, それらは新しい測定機器の開発や衛星情報の利用などにより近年多様化しつつある。熱帯でこれまでに行われてきた水収支研究を分類してみると次のようになる。

(1) 流出のない平坦地において, 降雨量, 樹冠遮断量, 土壌水分変動等を観測することにより地点蒸発散量を求める研究。例えばコンゴにおける FOCAN and FRIPIAT (1953), 象牙海岸における HUTTEL (1975) があるが (BRUIJNZEEL, 1990), 近年次にあげる (1') の手法によって替わられた。

(1') 土壌水分変動, 乱流フラックスの短期間直接測定により微気象モデルのパラメータを同定し, 長期間の微気象観測, 樹冠遮断量観測により地点蒸発散量を求める研究。例えばインドネシアにおける CALDER ら (1986), アマゾンにおける SHUTTLEWORTH (1988) がある。

(2) 流域の降雨量, 流出量, 貯留水量変動等を観測し, 流域の水収支を論じる研究。熱帯の流域水収支研究を総括した例として DOLEY (1981); OYEBANDE (1988); BRUIJNZEEL (1988, 1989, 1990) 等がある。

(3) 陸面からの蒸発散量をパン蒸発量, ペンマン式, ソーンズウエイト式等によって求めた「可能蒸発散量」を用いて推定することにより, 広域の水収支を論じる研究 (気候学的水収支法)。熱帯では東アジア・東南アジア全域 (榎根・小林, 1973; YOSHINO, 1984; 近藤, 1994), マレーシア (NIEUWOLT, 1976), ナイジェリア (AYOADE, 1976), タイ (MARUYAMA, 1967; SHIROMA ら, 1980) など多くの地域に適用されている。

(4) 4次元同化された気象要素のデータセットより大気の水蒸気収束量を求め, 広域の流出量や貯留水量変動を観測降雨量より推定する研究 (大気水収支法)。この手法そのものは昔から提案されていたが, 全球大気数値モデルやリモートセンシングの進歩によってグローバルなデータセットが提供されるようになり, 適用例が増加した。精度を上げることがこれからの課題となっている。熱帯河川への適用例として, チャオプラヤ川 (OKI ら, 1995), アマゾン川 (MATSUYAMA, 1992), コンゴ川 (MATSUYAMA ら, 1994) などの例がある。

本論では水収支を森林水文学的に考察する立場上, 気候学・微気象学的手法とは独立な流域水

収支法により求められる水収支を整理することとし、上記 (1), (1')~(4) のうち (2) に分類される研究を解析の対象とした。

### 2-2-3 対象とする流域

流域には流域面積数 ha の小流域から数千 km<sup>2</sup> の大流域まで、様々なスケールがある。

熱帯大流域の水収支を対象とした研究は数多くあり、例えば全世界の熱帯流域を対象とした SOLOMON (1967); Low and Goh (1972), マレーシア・サラワク州国立公園内の流域に関する WALSH (1982), スリランカの 70 流域の水収支を計算し蒸発散量地図をつくった KAYABE (1982), アフリカの大河川の水収支表を整理した AYIBOTELE (1993), チャオブラヤ川とメコンについての TAKEUCHI (1994) などがある。しかし大流域では、面積降雨量及び洪水流出量の観測精度が悪くなり、正確な水収支算定には不適切であると考えられる。また高山地帯に位置し、主植生が雲霧林 (Cloud forest) である流域では、標高の増加に伴う降雨量の変動を捉えることが難しいこと、通常の雨量計では補足できない降水、いわゆる「オカルト降雨」(BRUIJNZEEL, 1990, 1995) を正確に観測することが不可能に近いこと、の 2 つの理由により、流域降雨量の精度に問題があると考えられる。

そこで本章では流域の大部分が雲霧林帯であるような流域を除いた流域のうち、湿潤熱帯、亜湿熱帯、乾湿熱帯のいずれかに位置し、降雨量、流出量が 1 年以上観測されている、流域面積が 100 km<sup>2</sup> 未満の中小流域を対象とした。なお雲霧林帯の水循環過程については BRUIJNZEEL (1995) に詳述されている。

### 2-2-4 流域水収支研究の総括

世界の熱帯林地帯で行われた水収支研究を整理した結果を表-2.1 に、これらの流域の位置を図-2.1 に示した。

流域はアジア太平洋州、アフリカ、中南米の 3 大陸に分け、それぞれの大陸内で流域の属する国

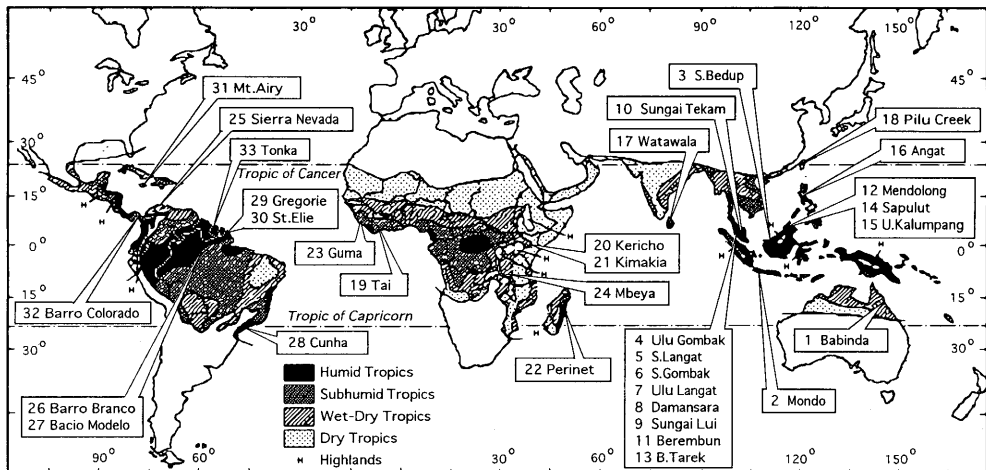


図-2.1 世界の熱帯林地帯における試験流域。  
(熱帯の地域区分については BONELL ら (1993) による)

Fig. 2.1. World map showing locations of study catchments in the moist tropical forests.  
(the distribution of the four climatic sub-types of the tropics is cited from BONELL *et al.*, 1993)

と地域の名称の ABC 順に配列した。同じ国と地域に属する流域が複数ある場合については原則として観測開始年の古い順に並べた。地域区分は CHANG and LAU (1993) の定義により分類し、気温区分は海面更正をしない最寒月平均気温と 18°C の高低を比較して分類した。植生に関しては原論文中の記述が研究者によってまちまちであり、また世界の熱帯林を統一的に分類する基準が必ずしも確立されているとはいえないため、ここでは植生が天然林の流域、植生が最近 10 年以内に皆伐された流域、都市化流域の 3 つに分類した。ここでいう「天然林」は、「5 年以上前に択伐された形跡がある森林」のような森林も含めた概念である。また皆伐された後の処理方法（放置、植林、農地転換など）は区別しない。最近 5 年以内に択伐された流域は表-2.1 の中に存在しなかった。標高は最低点（流量観測点）と最高点で表示したものと、流域平均標高で表示したものがある。原論文に具体的な数字で示されていない場合、地形図からおおよその標高を読み取った。観測期間は乾季終了月を年界とした水年を単位としている場合が多い。表-2.1 では観測開始年、終了年として観測開始月と終了月の暦年を表示し、水年数を括弧内に表示した。降雨量、流出量、損失量はすべてこの水年内の平均値である。貯留水量変動については算定されていない流域がほとんどであり、この場合貯留水量の欄を空欄とした。貯留水量変動が算定されている流域では、観測期間の水年数にかかわらず、観測開始年の開始月と終了年の終了月における貯留水量の差を計算し、符号とともに表-2.1 に示した。貯留水量の観測・推定方法は流域の概況の項に記した。表-2.1 全体を通じて、空欄となっている欄はその情報が得られなかったことを意味している。

以下に、表-2.1 の各流域の概況を順に述べる。対象とする流域水収支観測と同じ場所で樹冠遮断、斜面水文、水質水文、土砂流出等の研究が行われている場合、これらの情報も可能な限り示した。特に引用文献を示していない記述は、表-2.1 に示した文献からの引用である。

#### [アジア大洋州：18 地点 28 流域]

##### (1) Babinda

オーストラリア・クイーンズランド州北東部の熱帯林地帯に位置するこの試験流域では、1969 年より現在に至るまで一貫して森林水文学的研究が行われている。その経緯は BONELL (1990); 塚本ら (1993) に述べられている。この試験地の観測にもとづく論文は膨大な数にのぼるが (BONELL, 1990), 斜面水文学的研究がその多くを占めている。流域水収支に関しては Gilmour の学位論文とシンポジウムの講演要旨集に発表されたのみで、投稿論文として印刷されたものはない。現在ここでは水文地球化学的研究が行われており (BONELL with BALEK, 1993), 熱帯水文学の発展への寄与が大いに期待されている。なお図-2.1 ではこの地域は亜湿熱帯地域に区分されているが、Babinda の長期平均月降雨量 (GILMOUR and BONELL, 1979) によるとここは湿潤熱帯地域に区分される。これは、この地域の月降雨量の空間分布が極めて複雑である (GILMOUR and BONELL, 1979) ためである。

##### (2) Mondo

インドネシア・中央ジャワに位置する流域であり、この地域に広く分布する火山砕屑物の風化過程に関する生物地球科学的総合調査の一環として水収支が観測された。52 年間平均の年雨量が 4770 mm に達し、6 月から 10 月にかけて明瞭な乾季がある気候下にある。1 ヶ月毎の土壌水分変動を熱重量分析法で、地下水量の変動を標準低減曲線法で、それぞれ推定している。林内

表-2.1. 世界の熱帯林流域における水収支観測結果  
Table 2.1. Water balance in the moist tropical forested catchments

No.	Sire name	Nation or territory	Catchment name	Climate code	Temp. code	Veg. code	Elevation (m.a.s.l.)	Catchment area (ha)	Observation period (Num. of hydrol. year)	Rainfall (mm)	Runoff (mm)	Loss (mm)	Change of storage (mm)	References
Asia-Pacific														
(1)	Babinda	Australia	South	1	1	1	40-180	25.7	1969-1973 (4)	3899	2372	1502	23	GILMOUR (1975)*
			North	1	1	1	20-100	18.3	1969-1973 (4)	3899	2344	1501	53	GILMOUR (1975)*
(2)	Mondo	Indonesia		2	1	2	508-714	18.7	1976-1978 (14 mons.)	4668	3460	1217	-9	BRUIJZEEL (1988)
(3)	Sungai Bedup	Malaysia		1	1	1	8-686	4550.0	1967-1978 (12)	3516	2050	1466		TAKENOCHI (1982)
(4)	Ulu Gombak	Malaysia		1	1	1	244-548	31.5	1968-1969 (1)	2500	750	1750		KENWORTHY (1969)
(5)	Sungai Langat	Malaysia		1	1	1	152-1216	7642.0	1968-1969 (1)	2823	1152	1670	**	**
(6)	Sungai Gombak	Malaysia		1	1	1	110-1390	4145.0	1968-1969 (1)	2588	1120	1468	**	**
(7)	Ulu Langat	Malaysia		1	1	1	152-1216	7409.0	1969 (1)	2483	1219	1263	-4	Low and Goh (1972)
(8)	Damansara	Malaysia		1	3	3	30-152	9715.0	1969 (1)	2745	1752	993	-89	Low and Goh (1972)
(9)	Sungai Lui	Malaysia	No. 1	1	1	1	76-1210	6810.0	1968-1969 (1)	2156	1077	1079	-2	Low and Goh (1972)
			No. 2	1	1	1		5440.0	1968-1969 (1)	2109	1100	1009	-8	Low and Goh (1972)
			No. 3	1	1	1		3057.0	1968-1969 (1)	2162	1100	1062	-36	Low and Goh (1972)
			Mo. 1	1	1	1		6810.0	1972-1974 (2)	2537	803	1734		DID (1977)
(10)	Sungai Tekam	Malaysia	C	1	1	1	70	56.2	1977-1986 (9)	1902	322	1580		LAI (1993)
			subB	1	1	1	68.5	59.2	1983-1986 (3)	2148	634	1514		DID (1989)
			A	1	2	2	72.5	37.7	1983-1986 (3)	2171	804	1368		DID (1989)
(11)	Berembun	Malaysia	C1	1	1	1	168-252	12.9	1980-1983 (3)	1884	223	1661		ABDUL RAHIM <i>et al.</i> (1985)
			C2	1	1	1	168-223	4.2	1980-1983 (3)	1922	275	1648		ABDUL RAHIM <i>et al.</i> (1985)
			C3	1	1	1	160-293	29.6	1980-1983 (3)	2003	225	1778		ABDUL RAHIM <i>et al.</i> (1985)
(12)	Mendolong	Malaysia	W3	1	1	1	650-750	18.2	1985-1990 (5)	3215	1962	1253		MALMER (1993)
			W6	1	1	1	650-750	4.5	1985-1990 (5)	3490	1950	1540		MALMER (1993)
(13)	Bukit Tarek	Malaysia	C1	1	1	1	48-175	32.8	1989-1994 (5)	2700	1160	1540		ABDUL RAHIM <i>et al.</i> (1995)
			C2	1	1	1	53-213	34.3	1989-1994 (5)	2700	1132	1568		ABDUL RAHIM <i>et al.</i> (1995)
(14)	Sapulut	Malaysia		1	1	1	515-760	59.4	1991-1992 (2)	2318	880	1450	-25	KURAJI and PAUL (1995)
(15)	Ulu Kalumpang	Malaysia		1	1	1	200-275	22.3	1991-1992 (2)	1851	581	1206	130	KURAJI and PAUL (1995)
(16)	Angat	Philippines		2	1	1	208-368	3.8	1975-1979 (5)	3236	2004	1232		BACONGUIS (1980)
(17)	Watawala	Sri Lanka		1	1	1	1000-1500	6500.0	1957-1977 (21)	3777	2282	1495		MADDUMA <i>et al.</i> (1993)
(18)	Pilu Creek	Taiwan	PL-11	2	2	2	2530	144.0	1969-1982 (12)	2290	1092	1198		CHENG <i>et al.</i> (1987)
			PL-12	2	2	2	2622	238.0	1969-1982 (12)	2273	1403	870		CHENG <i>et al.</i> (1987)
Africa														
(19)	Tai	Ivory Coast	1	2	1	1	155-200	120.0	1980 (1)	2003	538	1465		COLLINET <i>et al.</i> (1984)***
			2	2	1	1	155-200	140.0	1980 (1)	1986	623	1363		COLLINET <i>et al.</i> (1984)***



(20) Kericho	Kenya	Lagan Sambret Sub-S.	2 2 2	2 2 2	2200 2200 2200	544.0 702.0 186.0	1958-1973 (16) 1958-1973 (16) 1962-1973 (12)	2129 2036 2036	740 1266 1239	1389 1266 1239	BLACKIE (1979a) BLACKIE (1979a) BLACKIE (1979a)
(21) Kimakia	Kenya	C A M	2 2 2	2 2 2	2440 2440 2440	64.9 36.4 36.8	1958-1973 (16) 1958-1973 (16) 1967-1973 (7)	2325 2198 2062	1167 1106 1088	1158 1092 1054	BLACKIE (1979b) BLACKIE (1979b) BLACKIE (1979b)
(22) Perinet	Madagascar	D4	2	1	930-1095	101.0	1964-1972 (8)	2081	786	1295	BAILLY (1974)***
(23) Guma	Sierra Leone	C	3	2	260-730	870.0	1967-1974 (7)	5795	4649	1146	LEDGER (1975)
(24) Mbeya	Tanzania	A	3	2	2500	16.3	1958-1968 (10)	1924	541	1383	EDWARDS (1979)
						20.2	1958-1968 (10)	1658	686	972	EDWARDS (1979)
Latin Americans											
(25) Sierra Nevada	Colombia		2	1	800-1800	small	1967-1968 (1)	1983	718	1265	HERMANN (1970)
(26) Barro Branco	Brazil		1	1		130.0	1976-1977 (1)	2076	400	1675	LEOPOLDO <i>et al.</i> (1982)
(27) Bacio Modelo	Brazil		1	1		130.0	1981-1982 (1)	2510	868	1642	FRANKEN <i>et al.</i> (1984)
(28) Lake Calado	Brazil		1	1		2350.0	1980-1981 (1)	2089	541	1548	FRANKEN <i>et al.</i> (1984)
(29) Cunha	Brazil	A	2	2	10-40	23.4	1984-1985 (1)	2870	1692	1120	LESACK (1993b)
(30) Gregoire	French Guiana	B	2	2	1048-1222	56.0	1982-1990 (8)	2382	1670	712	FUJEDA (1995)
		1	1	1	1025-1199	36.7	1987-1990 (3)	1974	1392	582	FUJEDA (1995)
		2	1	1	50	840.0	1968-1976 (8)	3676	2148	1528	ROCHE (1982)***
		3	1	1	40	1240.0	1968-1976 (8)	3697	2260	1437	ROCHE (1982)***
(31) St. Elie	French Guinan	A	1	1		320.0	1968-1976 (8)	3751	2307	1444	ROCHE (1982)***
		B	1	1		1.3	1978-1979 (1)	3423	665	2758	FRI TSCH (1993a)
		C	1	1		1.6	1977-1983 (7)	3350	536	2814	FRI TSCH (1993a, b)
		D	1	1		1.6	1978-1979 (1)	3265	332	2933	FRI TSCH (1993a)
		E	1	1		1.4	1978-1979 (1)	3257	511	2746	FRI TSCH (1993a)
		F	1	1		1.6	1978-1979 (1)	3350	494	2916	FRI TSCH (1993a)
		G	1	1		1.4	1978-1979 (1)	3102	1493	1609	FRI TSCH (1993a)
		H	1	1		1.5	1978-1979 (1)	3173	1370	1803	FRI TSCH (1993a)
		I	1	1		1.0	1978-1979 (1)	3165	1577	1588	FRI TSCH (1993a)
		J	1	1		1.1	1978-1979 (1)	3285	460	2825	FRI TSCH (1993a)
(32) Mt. Airy	Jamaica	J	1	1	617-794	1.4	1978-1979 (1)	3219	831	2388	FRI TSCH (1993a)
			1	2	777-1265	8.8	1977-1978 (1)	3233	1375	1850	RICHARDSON (1982)
(33) Barro Colorado	Jamaica		2	1	160-400	38.5	1977-1978 (1)	3746	1753	1998	RICHARDSON (1982)
(34) Tonka	Surinam		1	1	?-70	10.0	1977-1980 (3)	2444	992	1452	DIETRICH <i>et al.</i> (1982)
			1	1		295.0	1979-1983 (4)	2143	513	1630	POELS (1987)***

Climate code 1: Humid tropics, 2: Subhumid tropics, 3: Wet-dry tropics.

Temperature code 1: Mean temperature of the coldest month exceeds 18°C, 2: Sea level mean temperature of the coldest month exceeds 18°C (Tropical uplands).

Vegetation code 1: Natural vegetation, 2: Experienced conversion of vegetation within 10 years, 3: Urban areas.

\* Cited from DOLEY (1981).

\*\* K.L. Hydrological Survey (1968, 1969) (Cited from Low and Gou, 1972).

\*\*\* Cited from BRUIJNZEEL (1990).

雨量の観測も同時に行われている。

### (3) Sungai Bedup

マレーシア灌漑排水局 (DID) によってサラワク州に設置された試験流域である。原論文は技術協力のため派遣された JICA 専門家による報告書で、流出特性の比較対象として日本の建設省の試験流域である神流川のデータが用いられている。

### (4) Ulu Gombak

マレーシア・スランゴール州のマラヤ大学野外研究センター内に設けられた試験流域である。KENWORTHY (1969) はこの流域内で樹冠遮断量の測定、ヒートパルス法による幹内通水流速測定を同時に行っており、これらの観測結果を踏まえて流域水収支を論じ、その上で森林が熱収支に及ぼす影響について検討を加えている。水質水文学的研究も同時に行われた (BRUIJNZEEL, 1990)。

### (5)~(9) Sungai Langat/Sungai Gombak/Sungai Lui/Ulu Langat/Damansara

マレーシア DID は国内の河川にいくつかの流量観測所を設け、観測を行っている。これらの流域は水収支研究のため特に密な雨量観測網を設けているものである。5つの流域はすべてスランゴール州に位置する。貯留水量変動が報告されているが、測定方法は記されていない。このうち Sungai Lui No. 1 流域は 1959 年に観測が始まっているが、その後連続したデータはとれていない。1960 年代後半に Low によって新たに No. 2, No. 3 の 2 流域が建設された。その後 Low は学位論文「Sungai Lui 流域の降雨と流出」をイギリス・ハル大学 (Douglas 教授) より発表した後、マラヤ大学地理学科に所属し、洪水流出の解析 (Low and PEH, 1983) 等を行なっている。その後マレーシア農業大学森林管理学科に所属する Lai が Sungai Lui 流域での研究を続け、1992 年にイギリスのマンチェスター大学 (同じく Douglas 教授) にて学位論文「半島マレーシアの伐採された急傾斜の源流域における溶存・侵食土砂の生産」を発表している。Douglas は 1960 年代より現在に至るまで一貫してマレーシアを対象とした水文地形学的研究を遂行している人物で (DOUGLAS, 1968, 1970), 1987 年からはサバ州ダナンバレー研究所にて森林伐採と水文過程 (DOUGLAS ら, 1992; WAIDI ら, 1992), 地下水水位変動 (KAWI ら, 1993), 水質, 土砂流出 (DOUGLAS ら, 1990, 1992; DOUGLAS and SPENCER, 1992; DOUGLAS and GREER, 1993), 雨滴の衝撃力 (BROOKS and SPENCER, 1995) との関係进行を明らかにすることを目的としたプロジェクトを行なっている。

### (10) Sungai Tekam

半島マレーシアでは 1970 年代に入って森林伐採による農地開発が急速に進み、河川の水量及び水質に及ぼす影響が懸念された。そこで 1973 年、マレーシア DID, 農業局, 環境局, 連邦土地開発公社 (FELDA), 森林局, 国立森林研究所 (FRIM), マラヤ大学, 国立農業大学の官民学 8 組織が協力し、パハン州に Sungai Tekam 試験流域を開設した。このような多くの関係機関の協力による共同研究プロジェクトは世界的にも極めて画期的なものである。観測は 3 流域で 1977 年より 1986 年まで続けられ、水量, 水質, 土砂流出への影響評価に関する多数の論文が発表されている。最終報告書はマレーシア農業省より 1989 年に出版されている。

### (11) Berembun

マレーシア・ヌグリスンビラン州に FRIM によって 1980 年に開設された試験流域であり、異なる手法による天然林の択伐が流出水量, 水質に与える影響を評価することを目的としてい

る。Abdul Rahim は FRIM 水文学研究室長であり、この流域の観測結果をもとに北ウェールズ大学にて学位論文「半島マレーシアにおける択伐施業法が水文学的パラメータに及ぼす影響」の他、多数の論文を発表している (ABDUL RAHIM and HARDING, 1992; ABDUL RAHIM ら, 1994)。また水質 (ZULKIFLI, 1989), 土砂流出 (ZULKIFLI and ANHAR, 1994) への影響評価も行われている。FRIM は同じ目的でパハン州に流域面積がそれぞれ 28.4, 25.4, 2.7 (ha) の 3 小流域からなる Jengka 試験流域を 1979 年に開設しており、水収支は報告されていないものの、降雨特性の解析 (ABDUL RAHIM, 1983), 土砂流出量の解析 (BAHARUDDIN and ABDUL RAHIM, 1994), スキッドトレイルと伐採道路の地面流出量, 土砂流出量の比較 (BAHARUDDIN ら, 1995) 等が行われている。

#### (12) Mendolong

マレーシア・サバ州の民間会社, サバ森林工業 (SFI) がスウェーデン政府, スウェーデン国立農業大学の援助のもとに対照流域試験を行っている流域である。6 つの小流域のうち 4 つを処理区として伐採と植林の影響を評価することを目的としており, 研究対象は水量 (MALMER, 1992) のみならず水質 (MALMER and GRIP, 1993; GRIP and MALMER, 1993), 浸透能 (MALMER and GRIP, 1990), 土砂流出 (MALMER, 1990), バイオマス (SIM and NYKVIST, 1991; NYKVIST ら, 1994) など多岐にわたっている。

#### (13) Bukit Tarek

Berembun と同様, FRIM によって 1983 年にスランゴール州に開設された試験流域である。Berembun や Jengka が択伐施業の影響評価を目的としているのに対し, ここでは皆伐後早生樹種を造林した場合の影響評価を目的としている。1991 年より森林水文学の分野で日本の森林総合研究所と FRIM との間で共同研究が開始され, フィールドの 1 つとしてこの試験地が用いられている (NOGUCHI ら, 1994; SAMMORI ら, 1994)。

#### (14)~(15) Sapulut/Ulu Kalumpang

マレーシア・サバ州の森林局が 1985 年より生態学・水文学共同プロジェクトとして行っている試験流域である。ここでは日本の青年海外協力隊がすでに 10 年近く技術協力を行っている (KOBAYASHI, 1988; KAMATA, 1990)。両流域は 250 km ほど離れており, 地質条件や植生も異なっている。貯留水量変動は移動水収支法によって推定された蒸発散量 (KURAJI and PAUL, 1994) をもとに計算されている。その他に樹冠遮断量, 土壌水分変動の観測 (PAUL and KURAJI, 1992), 表面流出, 土砂流出の観測 (OHTA, 1994; PAUL ら, 1995) などが行われている。

#### (16) Angat

フィリピン, ルソン島ブラカン州サンロレンツォに設けられた試験流域であるが, 設置主体や設置目的は不明である。森林流域の他に 2 つの草地流域があり, 対照流域試験が行われているが, 草地流域の面積が小さいため全流出は観測できていない (DANO, 1990)。そのため森林流域の水収支のみが報告されている。

#### (17) Watawala

スリランカの主要河川の流域水収支については KAYANE (1982); KAYANE and NAKAGAWA (1983) に述べられているが, 本流域の水収支はこれとは独立にスリランカ灌漑排水局のデータを解析して求められたものである。本流域は Mahaweli 川上流域の一支線で, いわゆるウエットゾーンに位置している。得られた年蒸発散量はウエットゾーンの標準的な値である (KAYANE and NAKAGAWA, 1983)。

## (18) Pilu Creek

台湾中央山脈より西に流れる Tachia 川の源頭部に、水源涵養保安林内に林務局および林業試験場によって設けられた試験流域であり、水源涵養林における木材生産と水流出の関係を明らかにすることを目的としている。最寒月平均気温は  $15^{\circ}\text{C}$  であるが、標高が高いため本論の定義によると熱帯に区分される。ここは崩壊や土石流の発生源となる場所であり、解析も洪水流出解析を中心に行われている (CHENG, 1994)。水質の観測報告もある (BRUIJNZEEL, 1990)。

## [アフリカ: 6 地点 12 流域]

## (19) Tai

象牙海岸共和国の Tai プロジェクトは象牙海岸大学がフランス海外科学技術研究局 (ORSTOM) の協力を得て 1973 年より行っている熱帯雨林研究計画である (Dosso, 1981)。研究の主目的は生態系の管理であり、水文観測はその一部として行われたようであるが、成果は UNESCO の報告書の形でしか発表されておらず、詳細は不明である。ここでは後に精密な樹冠遮断量観測が行われ、その結果がモデルを適用した結果とともに HUTJES ら (1990) によって報告されている。

## (20)~(21), (24) Kericho/Kimakia/Mbeya

東部アフリカ森林水文試験は 1955 年に計画され (PEREIRA, 1967)、イギリスの主導でケニア (Kericho, Kimakia)、タンザニア (Mbeya) の 2 カ国 3 地点に 8 つの試験流域を建設し、1973 年に社会経済的理由により中断されるまで水収支観測が続けられた。論文は多数あるが、最終的な結果は East African Agricultural and Forestry Journal の特別号としてまとめられている (BLACKIE ら, 1979)。

## (22) Perinet

マダガスカルの流域で、月降水量 100 mm 以下の月が 7 ヶ月、60 mm 以下の月が 3 ヶ月ある山地季節林地域に位置する。D4 流域の他に D3, D5, D7 の 3 流域を用いて対照流域試験を行なっているが、漏水等があり、水収支は報告されていない (BRUIJNZEEL, 1990)。原論文はフランスの熱帯林技術センターの報告書であり、入手できなかった。

## (23) Guma

シエラレオネの首都フリータウンの水がめである Guma ダムの貯水池 (13%) と急峻な斜面からなる流域である。乾燥気候が卓越する西アフリカにおいて例外的な多雨地域 (平均年雨量 6300 mm) に位置するが、降雨は雨季に集中しており、5 ヶ月に及ぶ長い乾季がある。ダムの放水量と貯水量変動を合計したものを流出量とみなしている。

## [中南米: 9 地点 23 流域]

## (25) Sierra Nevada

コロンビアのシエラネバダ・デ・サンタマルタ山 (5775 m) はカリブ海に面してそびえ立つ独立峰であり、山頂と海岸は水平距離にして 60 km しか離れていない。この山の斜面における降雨量、流出量、蒸発散量のプロファイルを知ることが目的として、5 つの小試験流域が設置された。このうち信頼できる水収支表が報告されているのは標高 800~1800 m のゾーンに位置する流域である。原論文中に流域面積の記述はなく、「小さい流域」とだけ記されている。

## (26)~(27) Barro Branco/Bacio Modelo

アマゾン流域の水収支は水文学や気象学の研究者によって古くから調べられていた (VILLA NOVA ら (1976); MARQUES ら (1980); JORDAN and HEUVELDOP (1981))。1976年、ブラジル・マナウスより26 kmのアマゾン国立研究所 (INPA) の Ducke 生態系保護林内に Barro Branco 試験流域が、続いて1977年にマナウスより80 kmのINPAの保護林内に Bacio Modelo 試験流域が設けられ、樹冠遮断量と水収支の観測が開始された。Ducke 保護林ではその後 ARME (Amazon Region Meteorological Experiment) プロジェクトが1983年4月より開始され (SALATI, 1987)、水収支および熱収支の集中観測 (SHUTTLEWORTH ら, 1984a, b)、2年間の樹冠遮断量観測 (LLOYD ら, 1988; LLOYD and MARQUES, 1988) などが行われ、月蒸発散量の変動が微気象モデルを通じて計算された (SHUTTLEWORTH, 1988)。1990年代に入って、より広域の蒸発散研究として ABRACOS (The Anglo—Brazilian Amazonian Climate Observation Study) プログラムが現在実行されている。一方、1980年代前半より水質水文学的研究が Barro Branco 流域で続けられている (FRANKEN and LEOPOLDO, 1984; NORTCLIFF and THORNES, 1989; McCLAIN ら, 1994)。

## (28) Lake Calado

Calado 湖はアマゾン川がネグロ川と合流する地点から上流80 kmに位置する、アマゾン本流の氾濫原に位置する湖である。この湖に流入する、洪水の影響を受けない小河川源頭部に設けられた試験流域において水収支の他、養分収支 (LESACK, 1993a) に関する研究が1984~85年にかけて行われた。

## (29) Cunha

ブラジル、サンパウロ州海岸山脈に JICA が開設した試験流域で、森林の水土保全機能の定量的解明を目的としている。ケッペンの気候区分では温帯に分類され、最寒月平均気温は13°Cであるが、標高が高いため本論の定義によると熱帯に分類される。樹冠遮断量、地表流出量の観測、土層厚、飽和透水係数の測定などが行われており (FUJIEDA ら, 1993)、日本の流域との流出特性の比較、モデルを用いた流出解析の結果が報告されている。

## (30) Mt. Airy

ジャマイカの森林局と地質資源局水資源部が、イギリスの大学の協力を得て行ったプロジェクトである。首都キングストンの水源地帯における森林伐採が水資源と土砂流出に及ぼす影響を評価することを目的として、対照流域法を行った。流域貯留水量変動は中性子水分計で観測している。遮断量の観測、洪水ハイドログラフの比較も行われている。

## (31) Gregoire

仏領ギアナの流域で、月降水量60 mm以下の月が2ヶ月ある比較的湿潤な地域に位置する (BRUIJNZEEL, 1990)。原論文はフランスの ORSTOM の報告書であり、入手できなかった。

## (32) St. Elie

仏領ギアナにおける ECEREX (Ecoulement d'Ecologie, Erosion, et Exploitation) プロジェクトはフランスの ORSTOM と CTFT (Centre Technique Forestier Tropical) の協力により、1976年に開始された (ROCHE, 1981)。ここでは手法として Multiple Catchment Method を用いている (OYEBANDE, 1988)。2 ha に満たない10流域において異なった処理を行い、7年間の水収支観測を行った結果が報告されているが、表-2.1 に示されているように平均年蒸発散量が2000

mm より大きい流域が多数出現している。これは流域が小さいと深部浸透が無視できなくなることを意味している。可能蒸発散量より流域蒸発散量を決めて深部浸透を推定する検討がされている。

### (33) Barro Colorado

アメリカ・スミソニアン研究所によるパナマ・バロコロラド島熱帯雨林研究プロジェクトの一環として行われた。報告は水収支・微気象観測, 流出過程の解析, 水収支モデルの適用, 流出土砂の解析など多岐にわたっている。記述は詳細であるが, 遮断量の観測は行われていない。

### (34) Tonka

スリナムの流域で, 月降水量 60 mm 以上 100 mm 以下の月が 2 ヶ月ある湿潤地域に位置する。水質収支も測定されているが, 谷底が砂質であり, 漏水している可能性がある (BRUIJNZEEL, 1990)。原論文は出版されていない学位論文であり, 入手できなかった。

### 2-2-5 熱帯林流域における水収支の特性

図-2.1 と表-2.1 より, 世界の熱帯林地帯において, アジア, 大洋州, アフリカ, 中南米の広い範囲にわたり, 30 を超える地点の 60 以上の流域で水収支観測がなされていることがわかる。しかしこの中には 1 水年のみの水収支が報告されている流域が比較的多い。湿潤熱帯においては, 1 水年における水収支では流域貯留水量変動を無視することができないと考えられる (KURAJI and PAUL, 1994)。表-2.1 より年平均流出量や年平均蒸発散量に関する情報を読み取ろうとする場合, こういった観測例を除いて考察する必要がある。そこで以下では 3 水年以上の降雨量と流出量, または 2 水年以上の降雨量, 流出量, 流域貯留水量変動を観測または推定した観測例のみを用いて, 年平均流出量や年平均蒸発散量についての解析をすることとした。

#### 1) 3大陸別の流域水収支

上述した条件を満たす観測例すべてについて, 年平均降雨量 ( $R$ ) と年平均流出量 ( $D$ ) の関係を図-2.2 に示す。図中の斜線は  $R=D$  の関係を示している。年平均降雨量は 1800~2500 mm,

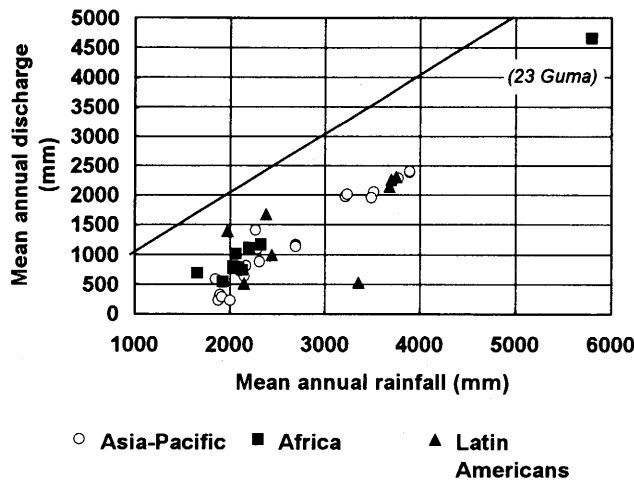


図-2.2 大陸区分と年降雨量, 年流出量の関係。

Fig. 2.2. Mean annual discharge versus precipitation of the catchments in Asia-Pacific, Africa and Latin Americans.

3200~4000 mm の 2 グループに分かれているが、シエラレオネの Guma だけは年平均降雨量 5795 mm と際立って大きく、グループから外れている。全体として、年平均降雨量と年平均流出量の関係は  $R=D$  の直線と平行な直線上に分布しているとみることができる。これは降雨量に大きな変動幅があるにもかかわらず、年平均蒸発散量の変動幅はそれに比べて小さいということである。ただし、年平均降雨量 2000 mm 付近に分布する流域においては、年平均流出量は 250~1300 mm の広い範囲に分布している。

図-2.3 は図-2.2 と同じ観測例について、年平均降雨量と年平均蒸発散量 (=年平均降雨量 - 年平均流出量により推定) の関係を示したものである。年蒸発散量の値は大半の流域で 1000~1800 mm の範囲に分布している。3 大陸間の違いは明瞭でない。仏領ギアナの St. Elie では際立って大きい蒸発散量が計算されている。ここでは堰を通らない流出成分があるために蒸発散量が大きく見積もられたと考えられる。逆に台湾、タンザニア、ブラジル・Cunha の蒸発散量は特に少なく、1000 mm を下回っている。この 3 流域とケニアの 2 流域は標高 2000 m 以上の、海面更正前の最寒月平均気温が 18°C を下回る地点に位置する流域である。本論では熱帯の定義として広い地域を含む CHANG and LAU (1993) の水文学的定義を用いることにより、できるだけ多くの流域を検討の対象とする立場をとっているため、こういった小さい蒸発散量を示す流域も含まれてくることになる。

## 2) 天然植生の流域における年蒸発散量の特徴

次に、植生が天然の流域について、年蒸発散量と地域区分、流域平均標高との関係について考察する。図-2.4 は図-2.3 の流域から前述した仏領ギアナの St. Elie を除いた全ての流域のうち、植生が天然の流域について、年降雨量、年蒸発散量と本論における地域区分との関係を示したものである。湿潤熱帯に位置する流域の蒸発散量と亜湿・乾湿熱帯に位置する流域の蒸発散量の間には明瞭な差が認められる。前者が 1450~1750 mm の範囲に分布するのに対し、後者は特に小さい台湾やブラジルの流域を除き、ほぼ 1150~1400 mm の範囲に分布している。図中、湿潤熱

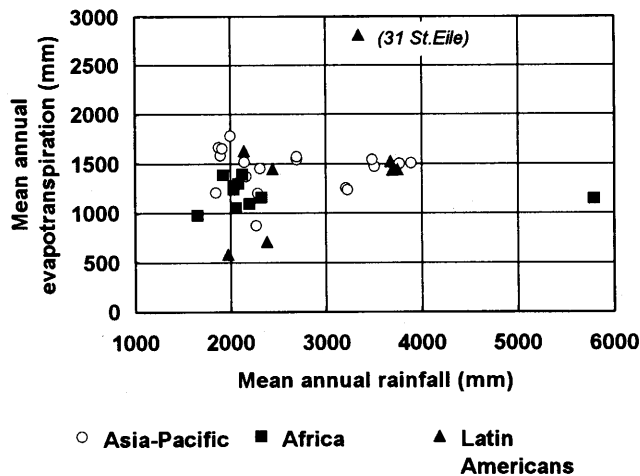


図-2.3 大陸区分と年降雨量、流域水収支から推定された年蒸発散量の関係。

Fig. 2.3. Mean annual evapotranspiration versus precipitation of the catchments in Asia-Pacific, Africa and Latin Americans.

帯の流域については、年降雨量が増加すると蒸発散量が減少しているようにみえる。これは降雨量が多いと降雨時間が長くなり、日照時間が減少した結果、蒸発面が受ける純放射量が減少した結果であると説明できる。一方、同一流域で数年間の水収支を観測した場合、一般に年蒸発散量は年降雨量の増加に従って増加することが報告されており、樹冠遮断蒸発量の増加と蒸散抑制の影響によって説明されている (BRUIJNZEEL, 1990)。図-2.4 に示された結果は、こういった複数の現象が総合的に影響した結果とみるべきである。

図-2.5 はこれらの流域について、年蒸発散量と流域平均標高との関係を示したものである。原

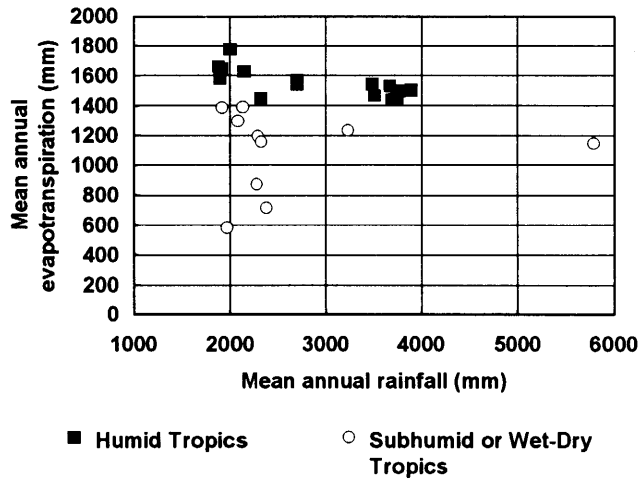


図-2.4 地域区分と年降水量、流域水収支から推定された年蒸発散量との関係。

Fig. 2.4. Mean annual evapotranspiration versus precipitation of the catchments in the Humid Tropics and the Subhumid or Wet-Dry Tropics.

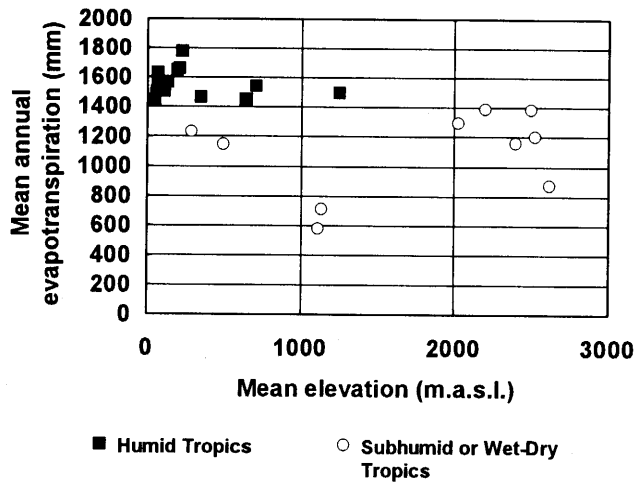


図-2.5 流域平均標高と流域水収支から推定された年蒸発散量との関係。

Fig. 2.5. Mean annual evapotranspiration versus elevation of the catchments in the Humid Tropics and the Subhumid or Wet-Dry Tropics.



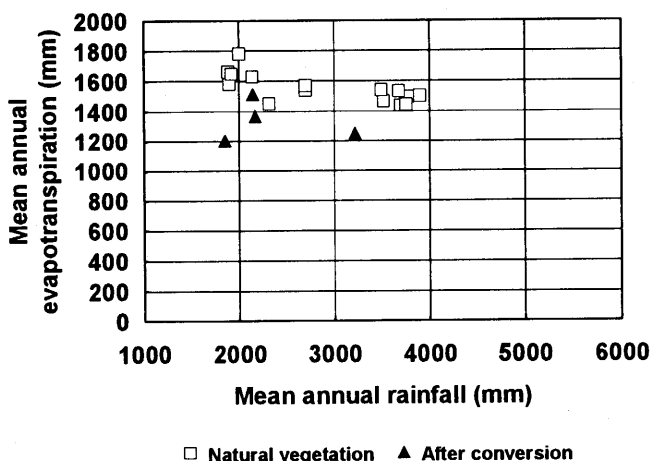


図-2.6 植生区分と年降水量，流域水収支から推定された年蒸発散量との関係。

Fig. 2.6. Mean annual evapotranspiration versus precipitation of the catchments with natural and recently cleared vegetation.

論文中に流域平均標高が報告されていない場合は，流域最高点と最低点の標高の算術平均によって代用した。図-2.5より，湿潤熱帯の年蒸発散量については，標高別に最大限界値があり，標高が高くなるに従って最大限界値が小さくなってゆくようにも見える。しかし，亜湿・乾湿熱帯の年蒸発散量最大限界値と標高の関係は，むしろ逆の傾向を示している。全体として，最大限界値を示す流域が少ないこともあり，年蒸発散量と標高との関係は明瞭とはいえない。

以上より，熱帯地域における流域蒸発散量を規定する要因として，湿潤熱帯と亜湿・乾湿熱帯の地域区分，すなわち乾季の有無は，流域の標高に比べてより重要な要因であるといえる。

### 3) 湿潤熱帯の流域における植生の違いが年蒸発散量に及ぼす影響

次に，年蒸発散量と流域の植生との関係について考察する。中緯度地域における対照流域試験により，伐採等の処理をした流域の流出量は増加し，蒸発散量は減少することが BOSCH and HEWLETT (1982) によって示されている。表-2.1に含まれている対照流域試験の結果（流域番号 10, 12, 20, 21, 24）より，この結論が熱帯林流域でも当てはまることが読み取れるが，より詳しい検討については第6章第3節で行う。ここでは植生の違いが年蒸発散量に及ぼす平均的な影響について検討する。

図-2.6は図-2.3の流域のうち，湿潤熱帯地域に属し，仏領ギアナの St. Elie を除いたすべての流域について，植生が天然のものと，最近植生の更新が行われたものに分けて表示したものである。植生が更新された流域は4流域のみであるが，これらの流域の蒸発散量は他の流域の蒸発散量に比べて明らかに小さく，その値は亜湿・乾湿熱帯の年蒸発散量の範囲に入ってくる。熱帯林の伐採が流域の水循環過程に及ぼす影響は極めて大きく，数ヶ月の乾季による蒸発抑制量に相当する蒸発散量の減少をもたらすものであることを，この結果は示している。

## 第3節 まとめ

世界の熱帯林地域において，アジア，大洋州，アフリカ，中南米の広い範囲にわたり，30を超

える地点の 60 以上の流域で水収支観測がなされてきた。その中で、長期間にわたり信頼できる水収支観測を続けている流域として、アジア大洋州で 10 流域、アフリカで 5 流域、中南米で 4 流域が該当した。これらの観測結果を整理した結果、天然林流域からの年蒸発散量は、湿潤熱帯地域で 1450~1750 mm の範囲に、高標高流域を除く亜湿・乾湿熱帯地域で 1150~1400 mm の範囲に、それぞれ分布した。植生の更新に伴って流出量が増加し、蒸発散量が減少することが、熱帯における多くの対照流域試験より実証されている。湿潤熱帯地域における地表面状態の変化が流域水収支に及ぼす影響は極めて大きいといえる。今後、亜湿・乾湿熱帯地域の乾季における蒸発抑制現象の実態把握とそのメカニズム解明のための研究、湿潤熱帯地域において数年に 1 度発生する異常乾燥期における水循環過程の変化を定量的に把握する研究、地球規模の気候変動に対応する流域水収支変動の長期モニタリング、植生更新後の水収支の経年変化を追跡する研究などを行なっていくことが重要である。

### 第 3 章 熱帯林地帯の水循環過程の特性—マレーシア・サバ州の 2 試験地を例として—

#### 第 1 節 はじめに

第 2 章では世界の熱帯林流域における水収支に関する既往の研究成果が整理された。本章では、世界の熱帯林地帯における水循環の素過程に関する研究を整理した後に、本論文で対象とする 2 つの熱帯林流域における水循環の素過程の観測結果に対して、既往の成果を踏まえた解析を行い、対象流域の素過程の特性を明らかにする。本章で取り上げる素過程は降雨過程、樹冠遮断過程、斜面水文過程、流出過程の 4 過程である。

第 2 節では本論文で対象とする 2 つの熱帯林流域の概要を紹介する。第 3 節では降雨、第 4 節では遮断、第 5 節では斜面水文、第 6 節では流出の各素過程を扱う。第 3 節~第 6 節では、まず世界の熱帯林地帯における研究を整理し、問題点と改善点を指摘し、その後に、本論文で対象とする流域における解析手法とその結果を示して考察を加える。

#### 第 2 節 試験地と観測システムの概要

##### 3-2-1 試験地の概要

本論文で対象とする試験地はボルネオ島東北部（東マレーシア・サバ州）に位置する。2 試験地の位置図と地形図を図-3.1 に、試験地内に設置されている試験流域の概要を表-3.1 に示す。以下、試験地の概況を位置、沿革、気候、地質、地形及び土壌、植生の順に述べる。

##### (1) サプルット試験地

サプルット試験地はサバ州第 5 の町ケニングガウ (Keningau, 1991 年現在人口 89,517 人 (JPM, 1993)) より南東へ約 95 km 地点、プンシアンガン (Pensiangan) 地区サプルット (Sapulut) 保護林内の伐採道路沿いに位置している。この試験地はかつて SKT 社 (SK Timber Sdn. Bhd.) のコンセッションエリア内にあった経緯があり、SKT 試験地とも呼ばれている。試験流域はタランカイ川 (Sungai Talankai) の支流 Sungai Sapulut の支流 Sungai Sansiang の 1 支流であり、測水所の下流 40 m 付近で Sungai Sansiang に流入している。タランカイ川は国際河川で、インドネシアとの国境でセンバクン川 (Sungai Sembakung) と名前を変え、東カリマンタン州のスラウェシ海に注いでいる。

この試験地では 1981 年に森林生態学研究プロジェクトがサバ州森林局研究開発部生態学研究

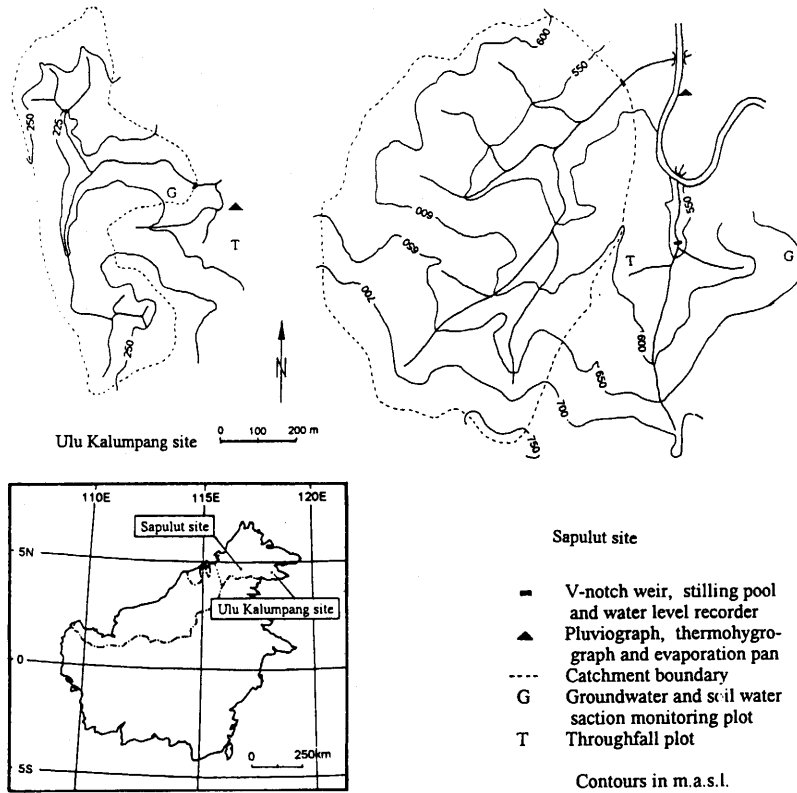


図-3.1 対象とする2試験地の位置図と地形図。

Fig. 3.1. Location and layout of the study catchments.

表-3.1 試験流域の概要

Table 3.1. Some features of the catchments

試験流域名 Catchment name	サプルット Sapulut	ウルカルンパン Ulu Kalumpang
Catchment area (ha)	59.4	22.3
Location Longitude (N)	4°42'	4°31'
Latitude (E)	116°44'	118°03'
Elevation (m.a.s.l.)	515-760	200-275
Length of main stream (m)	1000	950
Gradient of the main stream (%)	11.9	4.3
Geology	Middle Tertiary sedimentary rocks, predominantly sandstone and shale	Pleistocene; volcanic deposits
Vegetation	Lowland hill dipterocarp forest	Secondary forest dominated by <i>Macaranga</i> spp.
Canopy height (m)	60	15

室により開始された。このプロジェクトは120haの天然の熱帯雨林を対照区と処理区に分け、毎木調査を3年に1回実施し、森林に対する択伐施業の影響をモニターするという大規模なものである。処理区では天然林の試験的な択伐が1988年に行われ、毎木調査は2000年まで続けられる予定となっている。1985年に両区に量水施設が設けられ、伐採の影響が水収支や土砂流出に及ぼす影響を調べることを目的とした観測が開始された(BILLINGTON, 1987; KOBAYASHI, 1988)。その後諸事情により1988年に観測が中断されたが、1989年に復活し(KAMATA, 1990)現在に至っている(OHTA, 1994)。本論の対象とする試験流域には処理区が含まれている。

気候はCHANG and LAU (1993)の分類による熱帯湿潤気候である。年平均気温は25°C前後で年較差はわずか1°Cである。図-3.2にサブロット試験地の8年間平均月降雨量を示す。平均月降雨量は全ての月で100mmを上回っている。1992年にサブロット試験地で観測された温度、湿度と雨量の記録を整理したものを表-3.2に示す。

表によれば、年平均最低気温は21.7°C、年平均最高気温は30°Cを下回っており、日本の夏に比べてはるかに過ごしやすい環境であることがわかる。これは観測点の標高が515mと高いことが影響している。

地質は第三紀漸新世～中新世の、砂岩と泥岩の互層よりなる。地形は急峻であり、基岩が露出しているところも多いが、斜面下部の土層は数日間無降雨日が続いても比較的湿っている。土層は深くまで風化が進んでおり、土壌目はUltisols(アメリカ農務省のSoil Taxonomyによる)に分類される。

植生は低地丘陵性フタバガキ林に分類される、典型的な熱帯雨林である。植生調査の結果、隣接する2つの1haプロットにおいて同定された、胸高直径10cm以上の全樹木に関するデータを表-3.3に示す。

## (2) ウルカルンパン試験地

ウルカルンパン試験地はサバ州で最も人口の多い町タワウ(Tawau, 1991年現在人口

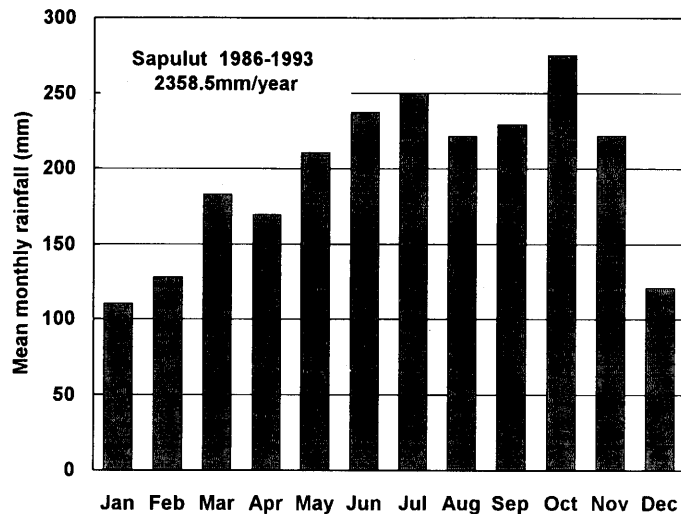


図-3.2 サブロット試験地の平均月降雨量。

Fig. 3.2. Mean monthly rainfall in the Sapulut site.

244,765人 (JPM, 1993)) より北東へ約 40 km 地点, クナッ (Kunak) 地区ウルカルンパン (Ulu Kalumpang) 保護林内に位置している。試験流域はスラウェシ海に注ぐカルンパン川 (Sungai Kalumpang) の支流, Sungai Mantri の 1 支流であり, 測水所の下流 10 m 付近で Sungai Mantri に流入している。

設立は 1990 年で, 以降現在に至るまで観測が続けられている。

気候は CHANG and LAU (1993) の分類による熱帯湿潤気候である。年平均気温は 26°C 前後で年較差はわずか 1°C である。図-3.3 に, ウルカルンパン試験地の 8 年間平均月降雨量を示す。平均月降水量は全ての月で 100 mm を上回っている。1992 年にウルカルンパン試験地で観測された温度, 湿度と雨量の記録を整理したものを表-3.4 に示す。

表-3.4 を表-3.2 と比較すると, 年平均気温はウルカルンパンがサプルットより 2°C ほど高いこと, 両試験地の月最低気温の差よりも月最高気温の差の方が大きいことが特徴として挙げられる。

地質は鮮新世～第四紀にかけて付近の火山から噴出したと思われる火山砕屑物の堆積物であり, 斜面地形は凹型を呈し, 流路幅は広く, 流路勾配もゆるやかなので, かなり上流でも流路の近くが滞水しているのが観察される。土壌目は Andisol (アメリカ農務省の Soil Taxonomy による) に分類され, ボルネオ島では例外的に肥沃な土壌といえる。付近の土地はカカオ栽培の適地として知られており, 太平洋戦争直後から開発が進められてきた。

植生は天然林が 1988 年に皆伐・火入れされ, 後に自然に回復したもので, 優占樹種は先駆樹種の *Macaranga* spp. である。流域に隣接する 8m×12m のプロットにおいて植生調査を行なった結果 (PAUL and KURAJI, 1993), プロット内に存在した 18 種 124 本 (ha あたりに換算すると 12,916 本/ha) の木本植物のうち 47% が *Macaranga* spp. であり, その平均樹高は 10.7 m であった。樹冠最上層の高さは 16.4 m と推定された。主流は測水所の上流 400 m 付近で左右に分岐しているが, 左支の左岸側斜面の一部は火入れを免れており, 比較的大きい木が残っている。右支側に土地が不法占拠されている場所があり, カカオ畑となっている。不法占拠者 (ブギス族

表-3.2 サプルット試験地における 1992 年の気象年報  
Table 3.2. Weather report in the Sapulut site in 1992

Month	Temperature (°C)			Relative Humidity (%)			Rainfall (mm)	Rainday (days)
	Max.	Min.	Ave.	Max.	Min.	Ave.		
January	28.3	20.3	23.3	97.5	53.2	85.6	96.0	7
February	29.6	20.6	24.0	97.5	49.4	84.1	55.0	7
March	30.9	21.5	25.0	97.7	45.1	82.4	137.5	11
April	31.3	22.7	25.9	97.5	48.0	82.6	87.5	10
May	30.6	22.7	25.6	95.0	51.6	82.9	209.5	21
June	30.0	22.0	25.0	93.5	51.0	81.4	289.0	19
July	29.4	21.4	24.2	93.7	51.1	82.9	239.5	21
August	30.5	22.0	25.1	93.9	47.6	81.8	164.0	17
September	30.2	21.7	24.8	93.3	48.6	81.8	294.5	17
October	29.4	21.6	24.3	93.7	51.3	83.1	338.5	23
November	29.0	21.8	24.5	95.3	56.0	86.0	258.5	21
December	28.6	21.6	24.3	94.8	56.7	85.1	53.0	11
Year	29.8	21.7	24.7	95.3	50.8	83.3	2222.5	185

表-3.3 サプルット試験地における植生調査結果  
Table 3.3. Enumeration of trees in the Sapulut site

Plot No.		全木	フタバガキ科	トウダイグサ科	クスノキ科	フトモモ科
		All trees	<i>Dipterocarpaceae</i>	<i>Euphorbiaceae</i>	<i>Lauraceae</i>	<i>Myrtaceae</i>
91	Num. of Trees	513	176	60	37	29
	Num. of Species	132	27	15	7	5
92	Num. of Trees	606	173	55	63	18
	Num. of Species	142	30	15	6	5

表-3.4 ウルカルンパン試験地における1992年の気象年報  
Table 3.4. Weather report in the Ulu Kalumpang site in 1992

Month	Temperature (°C)			Relative Humidity (%)			Rainfall (mm)	Rainday (days)
	Max.	Min.	Ave.	Max.	Min.	Ave.		
January	31.5	21.5	25.8	97.1	54.4	81.1	86.5	7
February	32.5	21.7	26.5	96.7	50.2	79.2	48.5	8
March	32.9	21.5	26.6	97.7	51.4	80.8	107.5	8
April	34.0	22.3	27.3	97.4	52.2	80.9	92.0	9
May	33.3	22.9	27.4	97.4	58.1	82.8	229.5	12
June	31.9	23.0	26.7	96.3	61.5	85.3	162.0	15
July	32.0	21.6	26.1	96.5	56.6	83.7	122.0	17
August	31.7	22.5	26.4	96.1	60.7	83.6	132.5	16
September	32.9	22.8	26.7	95.7	57.7	82.0	216.5	18
October	31.9	23.2	26.5	96.8	60.0	85.5	234.5	20
November	30.9	22.3	25.8	97.1	61.9	86.9	210.0	21
December	30.4	22.5	25.8	96.1	62.0	84.3	140.0	15
Year	32.2	22.3	26.5	96.8	57.2	83.0	1781.5	166

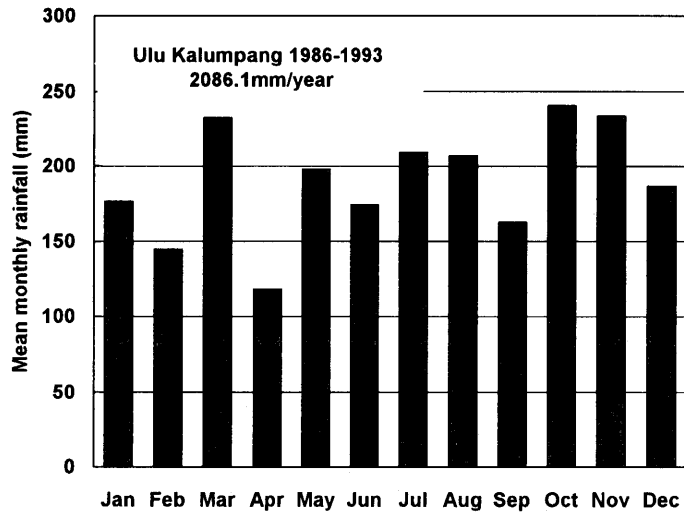


図-3.3 ウルカルンパン試験地の平均月降雨量。

Fig. 3.3. Mean monthly rainfall in the Ulu Kalumpang site.

Mr. Ali とその家族) と森林局との間では再三話し合いが行われ、観測開始時以降、これ以上畑地を拡大しないという条件のもとで、不法占拠を黙認するという平和的共存が成立している。不法占拠者の家も試験流域内にある。

### 3-2-2 観測システムの概要

対象とした2試験流域において、温度、湿度、雨量、流出量、樹冠通過雨量、地下水位、土壌水分吸引圧などを短期・長期にわたり観測した。ここでは観測項目のうち、自記記録計により連続的に行っている気象観測、雨量観測、流量観測について、観測システムの概要を順に述べる。それ以外の観測項目については第2節以降で観測方法を記述する。

[温度、湿度観測] 試験地近くの露場に百葉箱を設け、中に設置した毛髪自記温湿度計(池田計器製 THR-170)で温度および湿度を観測した。記録紙は毎週交換し、6分間隔で温度と湿度を読み取った。

[雨量観測] 雨量はサブロットに2ヶ所、ウルカルンパンに1ヶ所設けた雨量観測点において、転倒ます型隔測自記雨量計(池田計器製 LRT-3)によって連続観測した。観測にあたり、両試験地とも貯留型雨量計を用いたキャリブレーションを3ヶ月程度行うことにより、精度を確認した。記録紙は3ヶ月ごとに交換し、30分(20mm以上の降雨イベント時は10分)間隔で雨量を読み取った。サブロットでは、雨量計の一つを流域近くに、もう一つを伐採道路沿いの、直線距離で約1km離れた地点に設置した。流域近くの雨量計のデータを解析に用い、この雨量計が欠測の時は、道路沿いの雨量計のデータにより補完した。

[流量観測] 流量は両試験地に設けた測水所において、水位をフロート式自記水位計(池田計器製 LR-101)によって連続観測した。測水所は水位観測井を備えた静水池と高さ1.39m(サブロット)、1.00m(ウルカルンパン)の120度Vノッチからなる。落葉落枝によるノッチの目詰まりを防ぐため、静水池の上は金網で覆いをした。水位計の精度を保つため、ゲージを用いて1週間に2回、水位をマニュアル観測した。この水位は記録紙上に記入し、必要に応じて水位計による水位データの調整に用いた。記録紙は3ヶ月毎に交換し、大出水時は6分間隔、出水終了後は6分~数時間の間隔で読み取り、6分間隔で線形補間したのち、水位と流量の実測により求められた水位-流量関係により6分間隔の流量瞬間値を算出した。

実測により求められた水位-流量関係は次式のようなものである。

サブロット

$$Q = 2.545H^{2.5} \quad (H < 1.39)$$

$$Q = 2.545 \times 1.39^{2.5} + 4.242(H - 1.39)^{1.5} \quad (H \geq 1.39)$$

ウルカルンパン

$$Q = 2.633H^{2.5} \quad (H < 1.00)$$

$$Q = 2.633 + 5.248(H - 1.00)^{1.5} \quad (H \geq 1.00)$$

ここで、 $H$ : 水位 (m)、 $Q$ : 流量 ( $m^3/s$ )。

## 第3節 降雨特性

### 3-3-1 はじめに

湿潤熱帯の降雨が他の気候区分の地域の降雨と異なる特性をもつことは早くから知られており、熱帯の降雨に関する気候学的研究にはすでに多くの蓄積がある(例えば SUMNER, 1988)。一

方、地域の水文現象を検討する立場では、流域という場への入力としての降雨特性の違いを記述することは重要である。

本節では熱帯（マレーシア）と温帯（日本）とを水文学的に比較する立場から、両地域の降雨特性のうち特に顕著な違いが現れる特性として、年降雨量、降雨量の時間変動、時空間分布をとりあげる。これら降雨特性の解析については多くの研究成果があるが、それらを水文学的に整理した例は日本では多くない。本節ではまず既存研究のレビューを行い、その後にマレーシアと日本の観測結果を解析した結果について述べる。

### 3-3-2 年降雨量の特徴

湿潤熱帯地域の雨について記述している文献に最も多く見受けられるのは、「雨が多い（年降雨量が多い）」ことを強調する記述である。例えば吉良（1992）は熱帯雨林地域の水収支についての記述の中で、年降雨量を2500～3000 mmと想定して論をすすめており、「雨量の非常に多い熱帯で大規模な森林破壊がおこれば、その結果起こる河川の水位のはげしい変動は大きな害をもたらすに違いない」と結論づけている。またオーストラリアの熱帯雨林地域で長年にわたり水文研究を続けてきたBonellは熱帯水文に関するレビューの中で熱帯の降雨特性について記述しているが、その冒頭の文章に、熱帯の降雨量が多いことが熱帯における水文過程の応答を特徴づけていることが述べられている（BONELL and BALEK, 1993）。しかし本当に湿潤熱帯地域における年降雨量は「多い」といえるのであろうか。

ここでは湿潤熱帯地域の例として、マレーシアにおける年降雨量について、日本との比較を行なう。マレーシアにおける地上降雨量観測データは1879年より現在に至るまで、イギリス管轄時（～1942, 1945～1963）、日本占領時（1942～1945）を含む100年以上の蓄積がある。1963年のマレーシア独立前の観測結果を詳細に解析した例としてDALE（1959, 1960）がある。独立後は観測を管轄する第一次産業省灌漑排水局（DID）の派遣専門家によって解析が行われ、結果はWater Resources Publication シリーズとして出版されている（Kementerian Pertanian Malaysia, 1990）。図-3.4に日本とマレーシア（半島部とサバ州）における年降水量の分布を示す（Longman Malaysia（1989）；気象協会（1993）を基に作成）。日本では北陸から東北にかけて多降水量地域が分布しているが、これは雪によって供給される降水量が多いためである。雪の影響のない南四国や南九州の多雨地域とマレーシアとを比較した場合、年降水量はともに2000 mm前後から3000 mm以上の範囲に入っている。すなわち、熱帯のマレーシアは雨が多いといえるが、量的には日本の南四国や南九州と同程度なのである。日本が東南アジアに次いで世界第2の多雨地域であることは、よく指摘されている（安藤ら、1966）。

### 3-3-3 時間変動特性

熱帯の雨の特徴として次にいわれることは、降雨強度が大きいことと、その継続時間が短いことである。例えば大角（1992）は「熱帯の環境」と題する章において、熱帯の降雨の特徴を次のように記述している。

日本の夏のどしゃ降りと同じように、一天にわかにかき曇り、生臭いかどうかかわからないが、一陣の風とともにドッと降るというものである。（中略）ただ、このような強い雨の降る時間は、普通は短く、せいぜい30分程度で、日本の夕立を想像していただければよい。（中略）熱帯降雨林地帯では、このような雨が2～3日おきに降ることが多く、乾季のある熱帯モンスーン地域やサバンナ地域でも、雨季に同じような降り方をする。日本の梅雨のような降り方はし



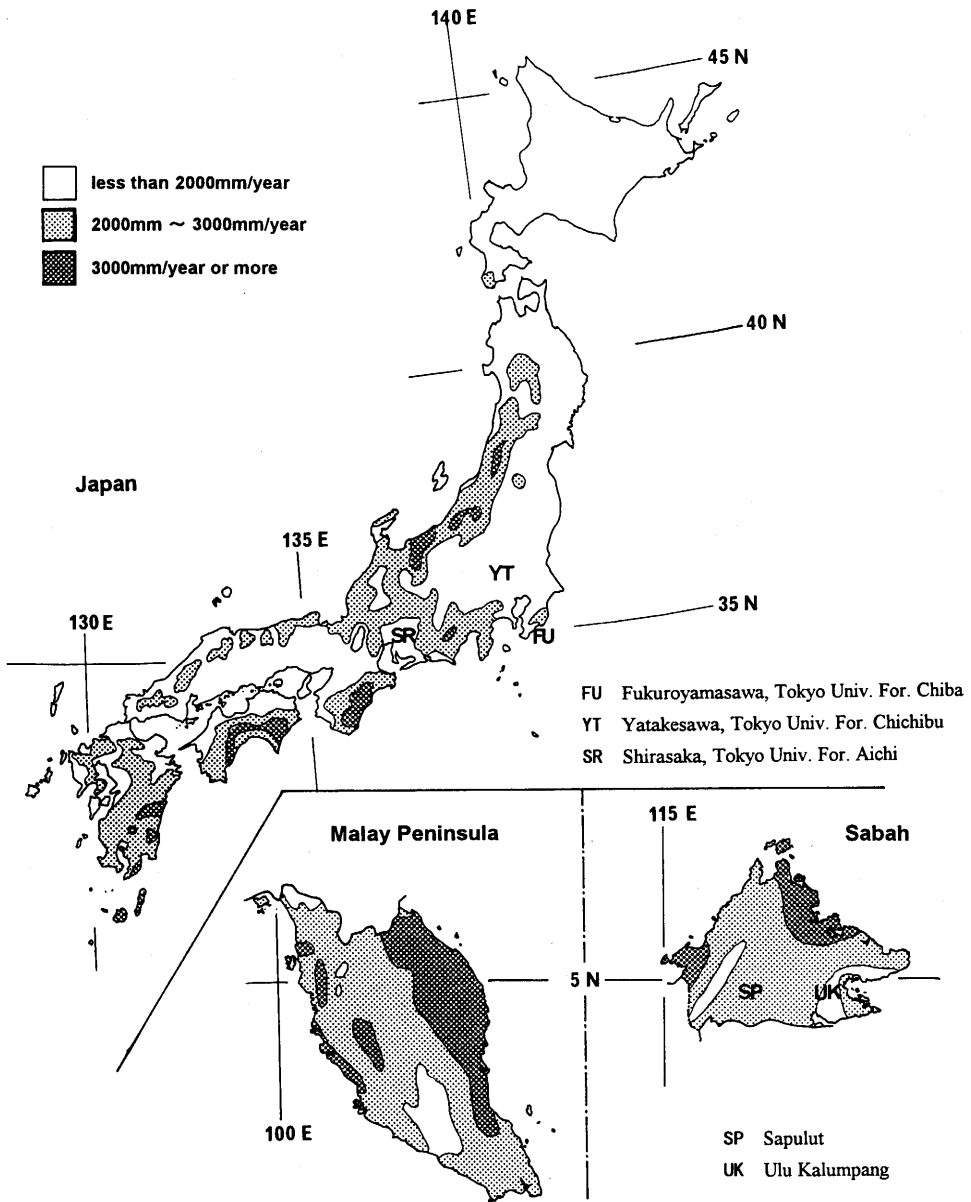


図-3.4 日本とマレーシア（半島部とサバ州）の平均年降雨量。

Fig. 3.4. Mean annual rainfall in Japan and Malaysia (Peninsula and Sabah).

Note: Sarawak is excluded due to her poor rain gauge network.

ないのかというと、必ずしもそうではなく、乾季のないペルーのアマゾンやマレーシアの西岸のようなところで、特に雨の多い時季にはシトシト雨の合間にどしゃ降りがくるということがかなりあった。

また、久馬(1990)は「焼き畑と森林破壊」と題する章において熱帯の気象条件の特性に触れ、熱

帯の雨の降り方は日本の台風の時土砂降りの雨に似ていると述べている。こういった記述は筆者が自らの経験に基づいて熱帯の降雨の時間変動特性を描写した結果であろう。しかしこういった時間変動特性を観測データにより明らかにしようとする研究は日本では最近までほとんどなされていなかった。時間変動特性を解析するためには、短い時間間隔の降雨データが必要であり、それが入手困難であったことがその理由である。

マレーシアでは独立前、すでに DALE (1959, 1960) によりマレー半島の年降雨量、月降雨量、降雨日数、変動係数の地理的分布、日周変動、降雨強度解析が行われている。ここでは日周変動タイプは西岸部、内陸部、東岸部の3つに分類されているが、これは後に OKI and MUSIAKE (1994) によってより詳細に検証された。また CHIA (1968) はスランゴール州の2地点において観測された降雨の時間変動特性を解析しているが、そこで用いられたダイヤグラムはのちに沖ら (1993) によって提示され、執印ら (1995)、野口ら (1995) に応用されたダイヤグラムと同じ手法により描かれている。竹内 (1991) はタイ・チェンマイの降雨データの日周変動が14時~15時をピークとする分布になることを示している。中南米では HJELMFELT (1978)、LLOYD (1990) 等により、降雨の継続時間、日周変動、降雨日数頻度に関する解析が行われている。

ここではマレーシア・サバ州の2試験地の降雨の時間変動特性を解析し、日本の降雨の特性との違いを明らかにする。用いるデータは欠測のない年間の時間雨量データとした。表-3.5 に解析対象としたデータの観測地点と観測年を示す。試験地の位置は図-3.4 に示した。

図-3.5 は上にあげた11のデータセットについて、年間の降雨量、降雨日数、降雨時間、平均日雨量、平均時間雨量、最大時間雨量を比較したものである。同じマレーシア、日本の中でも場所、年度によるばらつきがあるが、降雨時間、平均時間雨量、最大時間雨量についてはマレーシアと日本の間に明確な差があり、マレーシアでの降雨時間は日本の降雨時間に比べて短く、平均時間雨量、最大時間雨量はマレーシアの方が日本より多いことがわかる。なお、これは時間雨量データを用いての解析であり、より短い時間間隔の雨量データを用いた場合、降雨時間はさらに短く計算されることになるが、後述するマレーシアの降雨イベント特性を考慮すると、データの時間

表-3.5 解析対象とした降雨データ

Table 3.5. List of rainfall data

Region	Site name	Observation period	Data Code
マレーシア・サバ Sabah, Malaysia	サブロット Sapulut	1986	SP86
		1987	SP87
		1991	SP91
		1992	SP92
	ウルカルンバン Ulu Kalumpang	1991	UK91
		1992	UK92
日本 Japan	東京大学千葉演習林袋山沢 Fukuroyamasawa, Tokyo Univ. For. Chiba	Mar. 1993-Feb. 1994	FU93
		Mar. 1994-Feb. 1995	FU94
	東京大学秩父演習林矢竹沢 Yatakesawa, Tokyo Univ. For. Chichibu	1991	YT91
		1992	YT92
	東京大学愛知演習林白坂 Shirasaka, Tokyo Univ. For. Aichi	May 1994-Apr. 1995	SR94

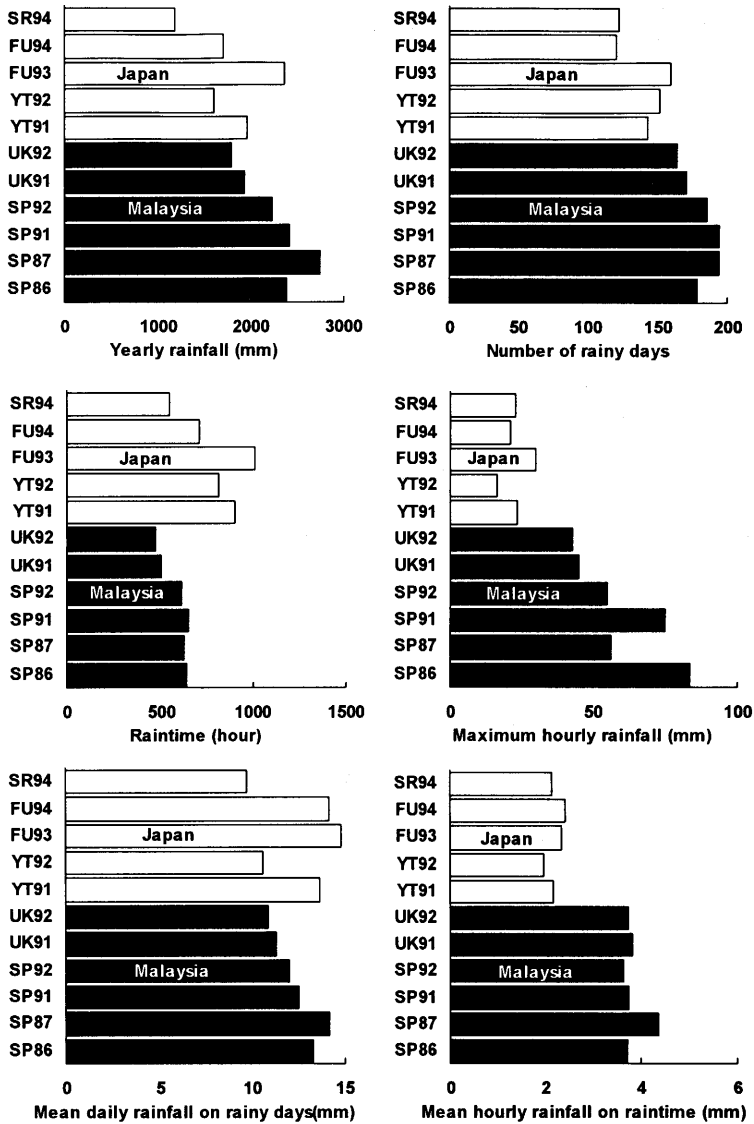


図-3.5 年降雨量, 降雨日数, 降雨時期, 最大時間雨量, 降雨日の平均日雨量, 降雨時間中の平均時間雨量.

Fig. 3.5. Yearly rainfall, number of rainy days, raintime, maximum hourly rainfall, mean daily rainfall on rainy days and mean hourly rainfall on raintime of the eleven rainfall data.

刻みを短くすることによるマレーシアと日本の降雨時間の差は、より大きくなると考えられる。

次に降雨イベントの特性について解析する。降雨イベントを定義するにあたり、一降雨イベントの区切り方を定めねばならない。ここでは機械的に降雨イベント間の中断時間を決め、それより短い中断時間は前後の降雨イベントに含めることにする。図-3.6は降雨イベント間の中断時間

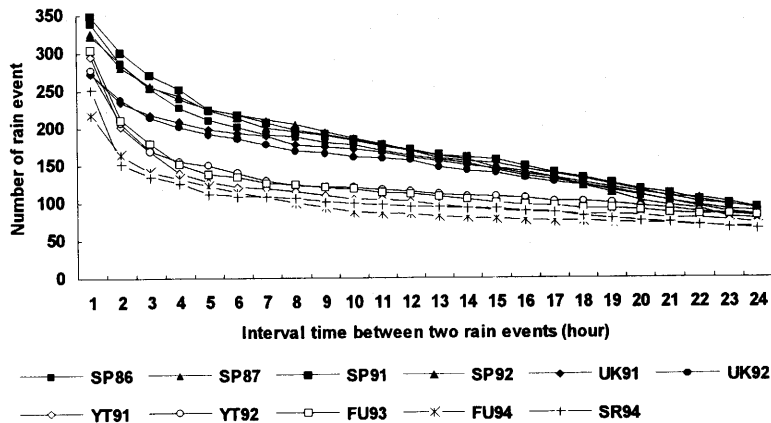


図-3.6 降雨イベント間の中断時間を1時間から24時間まで変化させたときの降雨イベント回数。

Fig. 3.6. Number of rain events as a function of the interval time of rain events.

を1時間から24時間まで変化させたときの降雨イベント回数を示したものである。全体を通じて、降雨イベント回数はマレーシアが日本より多い。中断時間が短いときは、マレーシアの2地点のイベント回数に差があり、2地点の降雨特性が同じでないことを示している。一方日本では、中断時間が短いとき、2地点の1994年のデータにおいてイベント数が小さくなっている。これは1994年夏に日本で発生した渇水の影響であり、場所の違いよりも年々変動の影響を受けているといえる。降雨イベント間の中断時間が6時間～16時間の範囲になると、こうした場所や年の違いによる影響が小さくなり、熱帯（マレーシア）と日本の特性の差が顕著に現れる。中断時間がさらに長くなると、マレーシアの降雨イベント数が急速に減少し、日本のイベント数に近づく。これは熱帯の対流性降雨が毎日同じような時刻に降り始めるため、18～22時間の中断時間をもつ降雨イベントが多く、それらが一つのイベントとして数えられるためである。

図-3.7は、降雨イベント間の中断時間を10時間としたときの降雨イベント回数、一降雨イベントの平均雨量、平均降雨継続時間、一雨最大雨量強度の平均値を示したものである。マレーシアの平均継続時間は5～6時間であり、日本の半分から2/3である。逆に最大雨量強度は7～8mmであり、日本の2倍に近い。降雨イベント回数はイベントの開始時刻で分類したが、マレーシアでは午後に開始する降雨が圧倒的に多いことがわかる。これはマレーシアの観測地点では前線性降雨や台風起源の降雨に比べて対流性降雨が著しく卓越しているためであり、その傾向は内陸に位置するサプルットの方がより顕著である。

図-3.8と図-3.9はOKI and MUSIAKE (1994)の手法に準じて、各観測点の降雨の平均的季節変動及び日周変動特性を表現したものである。マレーシアの降雨は特徴的な日周変動特性をもつ。大まかに言えばその分布形は、午前中が小さく、午後2時から5時にかけて際立ったピークをもつ非対称な分布である。また日本の降雨には季節性がみられるが、日周変動は顕著でないことがわかる。

以上のレビューおよび解析により明らかになった対象とする試験地の降雨の時間変動特性は以下のように整理できる。

- (1) 年降雨時間が短い。そのため同じ雨量に対して、平均降雨強度が大きい。

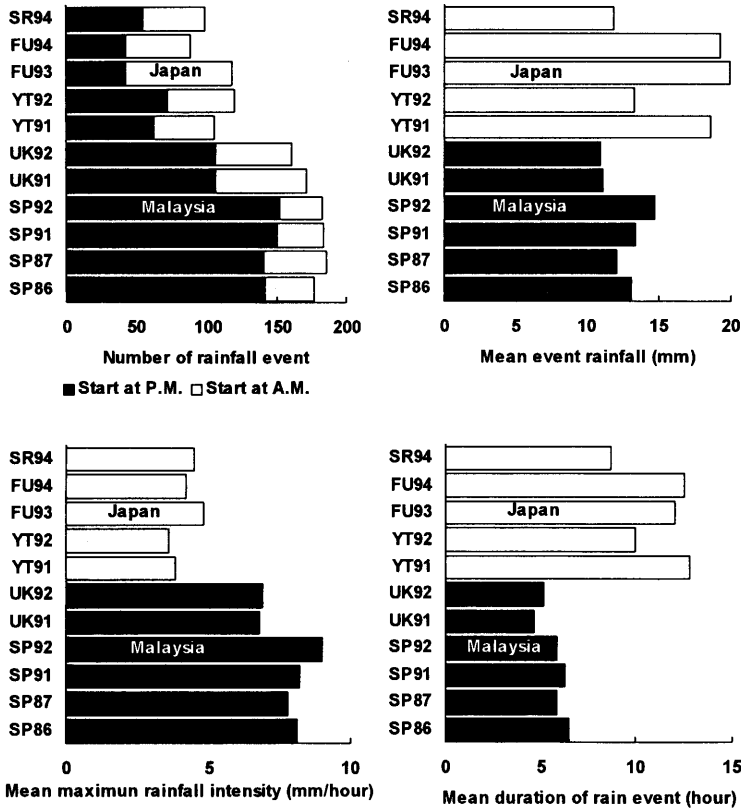


図-3.7 降雨イベント回数、一降雨イベントの平均雨量、平均降雨継続時間、平均最大雨量強度。  
(降雨イベント間の中断時間は10時間とした)

Fig. 3.7. Number of rain events, mean event rainfall, mean duration of rain event and mean maximum intensity of each rain event.  
(10 hours are adopted as the interval time of rain events)

(2) 降雨イベント回数が多く、一雨平均降雨継続時間が短く、一雨最大降雨強度の平均値が大きい。

(3) 降雨量時系列は特徴的な日周変動特性をもつ。時間毎に集計した年降雨量の分布形は、午前中は小さく、午後2時から6時にかけて際立ったピークをもつ非対称な分布である。

(4) サプルットとウルカルンパンの降雨特性を比較すると、サプルットはより対流性降雨が卓越しており、ウルカルンパンはモンスーン性降雨が卓越している。これはサプルットが内陸に、ウルカルンパンが海に近いところに位置していることが影響している。

### 3-3-4 時空間分布特性

熱帯の降雨のもう一つの特徴は、その降り方が極めて局地的であることである (JACKSON, 1989)。車で走行中に空がかき曇り、どしゃ降りの雨が降り出したかと思うと、15分もしないうちに雲が途切れて雨がやみ、路面が乾いた区域へ出るといった経験は熱帯では珍しくないが、これは狭い降雨域を車で走りぬけた結果である。また見晴らしの良いところで、積雲が極めて狭い範囲に雨を降らせている様子を肉眼で観察できる機会も少なくない。こういった現象を密な雨量

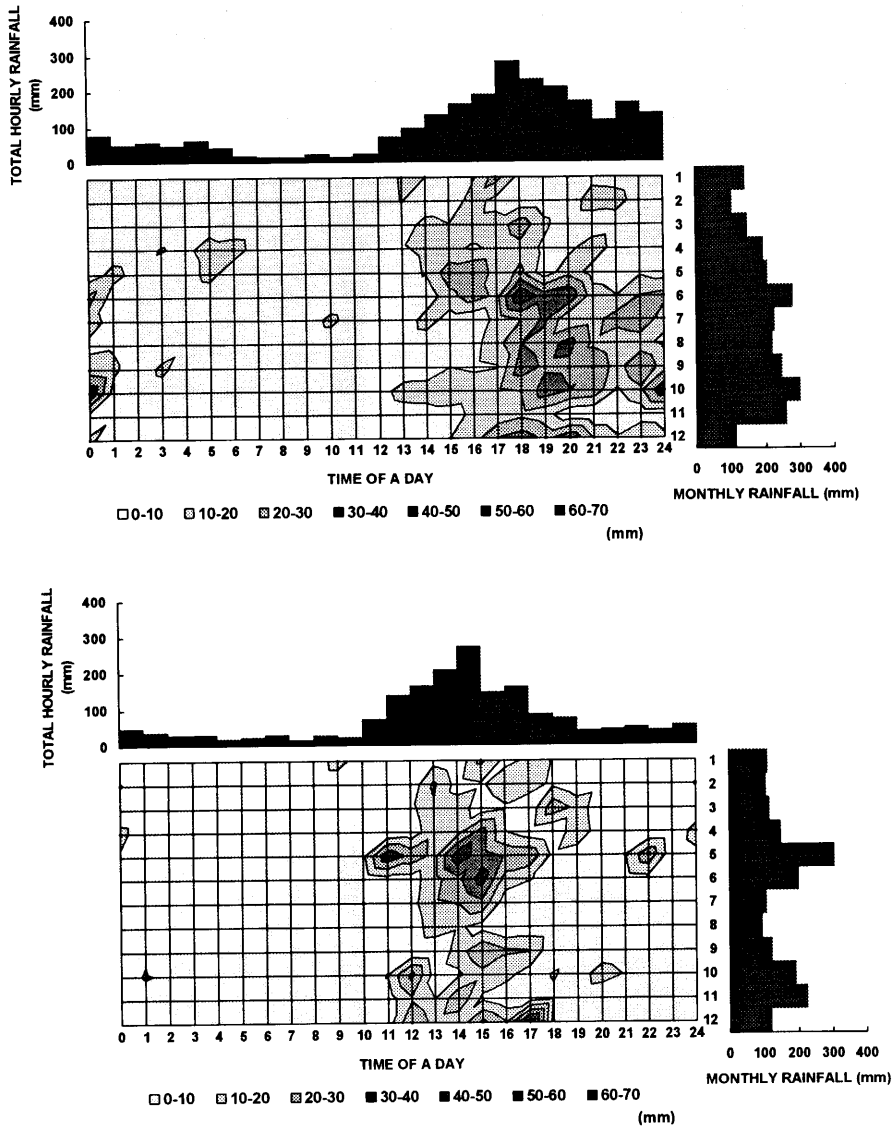


図-3.8 マレーシアにおける降雨の平均的季節・日周変動特性。  
上-サプルット, 下-ウルカルンパン。

Fig. 3.8. Seasonal and diurnal variations of rainfall in Malaysia.  
Above-Sapulut (1986-87, 91-92), Below-Ulu Kalumpang (1991-92).

計網による連続観測によって明らかにすることにより、熱帯域の降雨に関する時間変動特性と空間分布特性が明らかになると考えられる。これまでタンザニア (SHARON, 1974; JACKSON, 1978), ケニア, オーストラリア熱帯地域 (SUMNER and BONELL, 1988) などで密な雨量観測が行われ、雨量計間距離と日降雨量, 月降雨量, 年降雨量の相関係数との関係が調べられた。益倉ら (1992) はタイの降雨の面積雨量推定精度を一雨雨量を用いた間引き法および標本計画法により検討してい

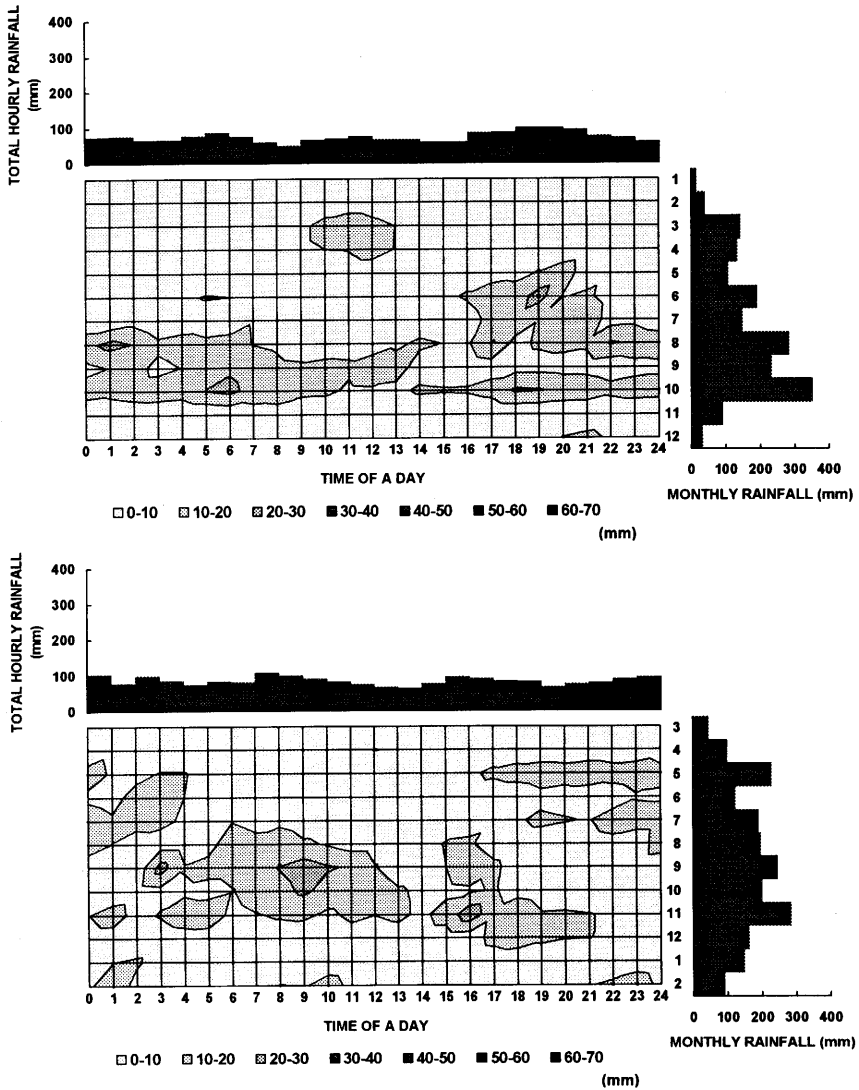


図-3.9 日本における降雨の平均的季節・日周変動特性。  
上-矢竹沢, 下-袋山沢。

Fig. 3.9. Seasonal and diurnal variations of rainfall in Japan.  
Above-Yatakesawa (1991-92), Below-Fukuroyamasawa (1993-94).

る。しかし水文学的に最も重要な、降雨の時間変動特性と空間分布特性との相互作用について検討したものは執印ら(1995)以外には見当たらない。執印ら(1995)はインドネシア・メラピ山南西山麓において、密な雨量計網とレーダー雨量計を併用した観測を行い、降雨の時間変動特性・空間分布特性間の相互作用を、日本の富士山山麓と比較することにより明らかにした。その結果、約12km離れた雨量計によって観測された富士山とメラピ山の降雨量の相関は、富士山が時間スケールを減少させてもあまり変化しないのに対し、メラピ山では月雨量に関しては富士山と同

程度の相関が得られたが、10日、5日、1日と時間スケールを減少させていくと急速に相関が悪くなることが明らかになった。一方で、水平距離1km程度の範囲では、熱帯といえども、10分雨量の相関は十分高いことも同時に示されている。

本論文の対象流域の一つであるサプルット流域では、直線距離で1km離れた2地点で雨量を連続観測している。本項ではこの2地点の降雨時系列データを用いて、データの時間スケールを変動させたときの相関関係の変化を解析し、時間変動特性・空間分布特性間の相互作用の構造を検討する。図-3.10はサプルットの2地点において、降雨データの時間スケールを変化させたときの相関係数の変動を示したものである。計算には1992年の1年間の時間降雨データを用いた。参考のため執印ら(1995)がインドネシア・メラピ山と日本・富士山のデータを用いた同様な解析の結果も図に示した。図より、サプルットにおける相関係数は日本の富士山よりも高い値を保ちつつ、時間スケールの増加とともに大きくなっていくことがわかる。同じ熱帯のメラピ山における相関係数の変化とくらべて高い相関を示すのは、距離が1kmと近いためである。一方で、この図は、1kmしか離れていないにもかかわらず、時間雨量データの相関係数は0.87程度しかないとみることできる。

熱帯森林水文学の立場からは、降雨は解析対象とする空間に対する入力として重要であるが、その空間スケールは対象とする事象に応じて斜面スケールから流域スケールまで変わる。また時間スケールは日周変動、短期流出、長期流出、年々変動などの解析に対応して分単位、時間単位、日単位、月単位、年単位での降雨情報が必要とされる。熱帯林流域の水収支を検討する場合、雨量は1点で観測したものをそのまま使っている場合が最も多く、複数の雨量計を配置してティーンセン法を用いて推定している場合がこれに次ぐ。流域の降雨を推定する場合、局地的なカタよりによる誤差を最小限に抑えるために、複数の雨量計を配置することが望ましい。しかし熱帯の山地流域における、流域面積の広さと流域平均雨量を算定するのに必要な雨量計の個数の関係について検討した例はない。

本論文の対象流域では、降雨の空間分布を捉えるための密な雨量計の配置やレーダー雨量計に

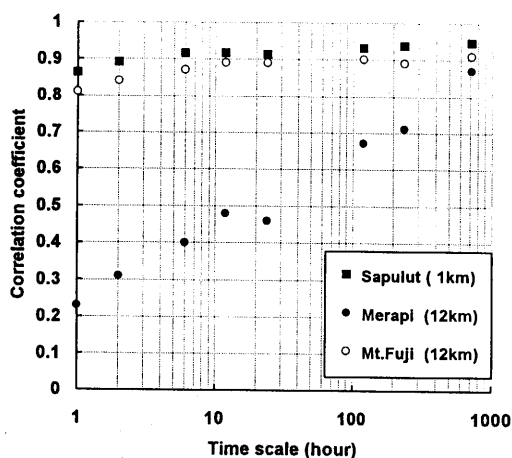


図-3.10 時間スケールと2地点の降雨量相関係数の変化。

Fig. 3.10. Relation between time scale and rainfall correlation coefficient.



よる観測を行っていないので、現段階ではこれ以上の検討ができない。今後、密に配置された雨量計やレーダー雨量計による観測を行ない、降雨の時間変動特性・空間分布特性間の相互作用を明らかにする研究が必要である。

最近ではレーダーに加えて、衛星による降雨観測という新たな手法が検討されている。リモートセンシングによる手法は熱帯の疎な雨量計網を補う方法として画期的であり、EPSAT-NIGER (Estimation des Précipitations SATellite-expérience NIGER) や TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission) などの降雨観測プロジェクトに対する期待が高まっている。

#### 第4節 樹冠遮断特性

##### 3-4-1 はじめに

日本や熱帯雨林地域などの高温多雨な地域では、樹冠遮断蒸発量の蒸発散量に占める割合は大きいと考えられ、森林の伐採が蒸発散過程に及ぼす影響も大きいため、樹冠遮断現象の実態解明と遮断量の定量的評価は重要な課題である。

本節では熱帯林における樹冠遮断量推定に関して、これまで行われた研究の整理を行うと同時に、サプルット試験地における遮断量の観測結果について述べる。

##### 3-4-2 熱帯林における樹冠遮断研究

熱帯林における樹冠遮断現象の研究は、温帯林の場合と同様に、次の2つの手法によりアプローチがされてきた。

(1) 降雨量、樹冠通過雨量、樹幹流量、林床蒸発量等を観測し、それらの残差として樹冠遮断損失量を評価する。

(2) 濡れた樹冠からの蒸発現象とみなし、微気象観測と蒸発モデルにより樹冠遮断蒸発量を評価する。

熱帯林における1970年代までの樹冠遮断研究は、そのほとんどが(1)に属する研究であった。困難の多い熱帯のフィールドワークの中で、樹冠通過雨量(林内雨)と樹幹流量の観測が比較的取り組みやすかったこともあってか、現在までの測定事例は100を越えており、うち70以上が天然林のものである(BRUIJNZEEL, 1989, 1990)。1970年代における樹冠通過雨量と樹幹流量の観測の主目的はその化学成分を分析することにより熱帯林の養分循環を理解することであり、その一部はIBP(国際生物学年)の研究計画の一環として行われた(MANOKARAN, 1979, 1980; DOUGLAS and SPENCER, 1985)。観測結果のばらつきは大きく、降雨量に対する樹冠遮断量の比、すなわち遮断率はもっとも小さいもので4.5%(JORDAN and HEUVELDOP, 1981)、大きいもので45%(READ, 1977)に達しており、またDOLEY(1981)の整理によれば、半乾燥・乾燥熱帯も含めると遮断率は2.2%から66.3%の間の値をとっている。この差は植生や気候条件の違いによるものとされてきた。1980年代になると樹冠遮断量と樹冠上の微気象要素を同時に計測・解析する研究が行われはじめ(例えばCALDERら, 1986)、総雨量の30%を越える樹冠遮断量は大きすぎると指摘がされた。その後、LLOYD and MARQUES FILHO(1988)はアマゾンで36のコレクターを100m×4mのプロット内の505点にランダムに配置し、494点で樹冠通過雨量を実測した結果を統計的に解析し、熱帯林ではその構成の複雑さ、種の多様性に対応して樹冠通過雨量の空間的ばらつきが温帯林のそれに比べて大きく、降雨に対して100%を越える樹冠通過雨量を記録する観測点が多数出現し、それを誤差として除いて平均することにより過大な遮断量が計算

されることを指摘した。

以降、この方法は信頼できる結果を得るためのスタンダードな手法とみなされるに至った。BRUIJNZEEL (1989, 1990) はこの結果をふまえて、信頼できる測定法に基づいた観測結果のみを整理している。それによると、熱帯林における降雨量と樹冠通過雨量の比は低地林で平均 85% (77~93%, 13 例)、山地林で平均 81% (75~86%, 6 例) となっている。最近になって、十分な数のコレクターとリロケーションを行った測定結果がアフリカ (HUTJES ら, 1990) や東南アジア (WONG, 1991; WAIDI ら, 1992) で報告されている。表-3.6 にそれらの結果を整理して示す。

しかしながら、これほど注意深く観測を行ったにもかかわらず、アマゾンの 2 年以上にわたる樹冠通過雨量、樹幹流量の観測期間中に遮断量が負になる期間が生じており、その結果モデルシミュレーションとの適合性が悪くなっている (LOYD ら, 1988)。彼らの精密な測定が、結果として、50 m を超える多層構造の樹冠をもち、1 ha に 100 種以上の樹種が生育する熱帯林において樹冠通過雨量の空間分布構造を把握し、その総量を推定することがいかに困難であることを示すことになった。

また BRUIJNZEEL (1989, 1990) は観測結果を遮断率で整理しているが、熱帯の降雨量は地域によって極めて大きい幅があることを考えると、遮断率で整理することの妥当性は疑問である。例えば中米のドミニカのように、熱帯雨林に覆われた面積 751 km<sup>2</sup>、標高 1422 m の国土に、年降雨量 1281 mm から 9124 mm の地域が等高線に沿って分布しているような地域 (WALSH, 1980) では、樹冠遮断率が降雨量によらず一定と仮定すると、樹冠遮断量は降雨量の増加に比例して 7 倍も増加することになる。この例は、樹冠遮断率でなく、樹冠遮断量による整理の必要性を示しているといえる。

一方、樹冠遮断蒸発量の微気象学的推定に関する研究は、温帯で開発された樹冠遮断モデルおよび蒸発モデルを熱帯に適用するという形により行われてきた。LOCKWOOD and SELLERS (1982) はその先駆けであり、彼らが温帯で開発した Multilayer Model を用いて数値実験を行い、降雨強度や風速の違いに注目して、温帯と熱帯における遮断蒸発の相違、植生変化の影響について論じている。その後、Rutter Model や Gash の Analytical Model が熱帯に適用される例が多くなっていった。CALDER ら (1986) はインドネシアでの観測結果に Rutter model を適用し、樹冠貯留量パラメータが小さくなってしまい適用困難であることを見出し、雨滴の大きさや葉の構造の違いが、その原因であるとした。Calder は Rutter model の代わりに、自らがイギリスの観測結果をもとに開発した推計学的モデルを適用し、結果が熱帯の降雨、植生の特性を反映したもの

表-3.6 熱帯林における樹冠遮断量の信頼できる測定例  
Table 3.6. Reliable interception studies in the tropical rain forests

Site	Nation	Number of throughfall collectors	Number of sampling points	Rainfall (mm/year)	Inter-ception (mm/year)	Inter-ception rate (%)	References
Ducke	Brazil	36	494	2806	250	8.9	LLOYD <i>et al.</i> (1988)
Tai	Ivory Coast	47	188	2847.3	262	9.2	HUTJIE <i>et al.</i> (1990)
Danum Valley	Malaysia	40	505	3276.1	577.0	17.4	WAIDI <i>et al.</i> (1992)

Note: The observation periods of these research were not equal to one year. Rainfall and interception shown in the figure are adjusted to values of one year.

となったことを報告している。LLOYD ら (1988) は Rutter model および Gash model を改良したモデルを Penman-Monteith モデルとともにアマゾン熱帯林に適用した結果、樹冠貯留量を表すパラメータが温帯より小さい値をとること、降雨中蒸発量は温帯に比べて同じ雨量が 1/5 の時間に降るため値が小さくなるとした。これはそのまま SHUTTLEWORTH (1988) の蒸発散量推定モデルに組み込まれ、谷 (1991, 1992) によって気象観測から長期蒸発散量を求める「完成に近づいた手法」として紹介されている。HUTJES ら (1990) はコートジボワールでの観測結果に Gash model と Mulder model を適用し、降雨強度、蒸発強度を単純化した新たなモデルの必要性を示した。一方で HERWITZ (1985) は 5 種の熱帯林樹種を用いた実験により、熱帯林樹種は樹冠貯留量が大きく、葉だけでなく幹にも貯留されることを示し、温帯樹種と比べて幹表面積が大きいこと、降雨が大きいことがその主原因であること、樹種によって貯留量はかなり違うためモデル化に限界があることを指摘した。熱帯では林床に到達する雨量の中で樹幹流量の占める割合が温帯に比べて小さいことがしばしば報告されているが、この実験結果はそれを裏付けるものといえる。VENEKLAAS and VAN EK (1990) はコロンビアアンデスの標高 2550 m と 3370 m に設けたプロットでの観測結果から、樹冠上の着生植物が樹冠内で sink として重要な役割を果たしていることを指摘し、この生態系を表現するサブモデルを樹冠遮断モデルに付加する必要があるとした。熱帯林では樹幹流下量が小さいという指摘は多いが (BRUIJNZEEL, 1990)、こういった研究例は樹幹流下量が小さいことを支持するものである。

いずれにせよ、熱帯における樹冠貯留と滴下、蒸発といった現象を表現し、かつ遮断蒸発量を推定できる的確なモデルは未だ提案されていないというべきである。筆者はイギリスのように弱い雨が長時間連続して降る地域で作られたモデルを、降雨イベント数が多く、降雨強度が強く、降雨時間が短い熱帯にそのまま適用することには無理があると考えている。熱帯の雨の降り方はむしろ日本と共通性が多いので (木下, 1988)、日本で用いられているモデルの熱帯への適用可能性について、検討の余地は十分あると考えられる。

本論文ではモデルを用いた樹冠遮断量の検討を第 5 章で行う。ここでは対象試験地で樹冠の水収支観測を行なって遮断量を推定した結果について述べる。

### 3-4-3 樹冠遮断量の観測

サブロット試験地に樹冠遮断観測プロットを設けて樹冠通過雨量の観測を行なった。プロットの位置を図-3.1 に示す。プロットの大きさは 7.5 m × 10.5 m、平均勾配は 8.5% である。プロット内には 21 種 38 本の木本植物が生育していたが、そのうち 7 種 9 本は胸高直径 10 cm 以上であった。この 9 本の平均樹高は 18.8 m (最大 38.0 m)、平均胸高直径は 23.8 cm (最大 60.0 cm) であった。樹種構成は多様であるが、38 本のうちフタバガキ科 *Dipterocarpaceae* に属する木が 39%、トウダイグサ科 *Euphorbiaceae* に属する木が 18% であった。樹冠通過雨量はプロット内に直径 20 cm の貯留式雨量計を 14 個、格子状に配置して観測した。降雨は夕方から夜にかけて降ることが多いため、観測は降雨があった日の翌朝に行った。ただし午前中に降雨があった場合は午後にも観測した。樹幹流量は量的に少ないと考えられたので、観測は行っていない。林外の降雨量はプロットから約 100 m 離れた量水堰堤の近くで貯留雨量計 1 個により観測した。観測は 1992 年 8 月 25 日から 12 月 3 日まで行った。

観測期間中の降雨量と樹冠通過雨量の積算曲線を図-3.11 に示す。期間中の降雨量は 969.5 mm であったのに対し、樹冠通過雨量は平均 838.9 mm であった。これは降雨の 86.5% に相当

する。樹冠通過雨量計1つ1つについてみると、観測期間中の樹冠通過雨量の降雨量に対する比は59.1%~106.2%の間に分布していた。図-3.12に示すように、ひと雨ごとの、降雨量と平均樹冠通過雨量の間には直線関係があった。

回帰式は次式となった。

$$T=0.93P-1.09 \quad (r=0.996)$$

ここに、 $T$ : 平均樹冠通過雨量,  $P$ : 降雨量である。

この観測では14個の樹冠通過雨コレクターを用いているが、リロケーションを行なっていないため、表-3.6に挙げた観測例に比べ精度が劣ると考えられる。得られた遮断率(13.5%)は、同じマレーシア・サバ州のDanum Valleyの熱帯林における値(WAIDIら, 1992)17.4%に比べ

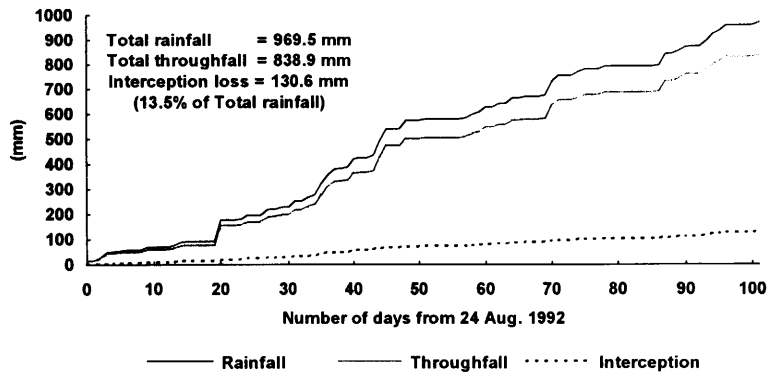


図-3.11 サプルット試験地における積算降雨量, 積算樹冠通過雨量, 積算遮断量。  
 Fig. 3.11. Cumulative rainfall, throughfall and interception in the Sapulut Site.

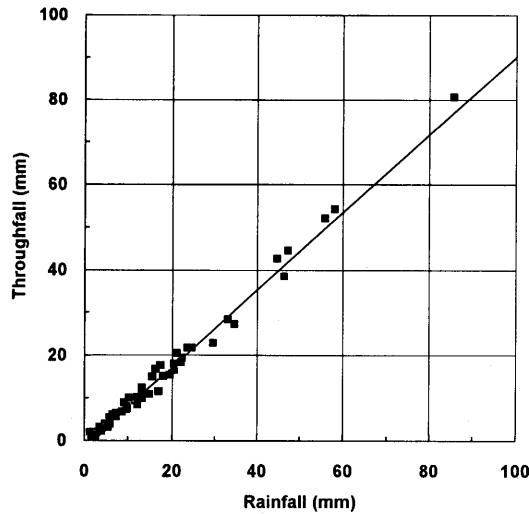


図-3.12 サプルット試験地におけるひと雨毎の降雨量と樹冠通過雨量との関係。  
 Fig. 3.12. Relation between rainfall and throughfall in the Sapulut Site.

て小さい値である。アマゾンでの検討では、樹冠通過雨量の観測結果が非対称分布をしていることを考慮して、平方根変換を行なったのち正規分布になるとみなして誤差評価を行なっている。彼らの研究はランダムサンプリングによる分布形の推定にとどまっておらず、樹冠通過雨量の2次元確率分布の構造を直接観測によって解明しようというものではない。

本節の検討により明らかになった、熱帯林における樹冠遮断の特性は以下のように整理される。

(1) 熱帯では降雨のレンジが広いので、遮断率は降雨量の大小の影響を強く受ける。そのため、熱帯林の遮断特性は遮断率よりもむしろ遮断量に現れる。

(2) 熱帯林の樹冠構造は複雑なため、樹冠通過雨量の空間的ばらつきが大きくなり、その観測は困難である。そのため、熱帯林の樹冠遮断量を水収支法により精度よく推定した例はわずかしかない。

(3) 熱帯林における、ひと雨毎の降雨量と樹冠通過雨量との関係は、日本の場合と同様に切片が負の直線となる。

しかしながら、樹冠通過雨量データのばらつきが大きいこと、樹幹流量を測定していないこと等の理由により、本節で述べた観測から熱帯林の樹冠遮断特性がすべて明らかになったとはいえない。今後、熱帯地域における、より詳細な樹冠通過雨量、樹幹流量の観測をすると同時に、測定の困難な天然林とは別に植林地やゴム園での観測を行なってゆくことが必要である。どのくらいの大きさの樹冠通過雨コレクターをいくつぐらい配置すれば樹冠通過雨量精度の向上が望めるかという問題は未だ解決していない。今後、樹冠通過雨量の2次元確率分布の構造を直接観測によって解明する方向に研究を進めてゆく必要がある。

最近、微気象モデルや大気循環モデルの適用において、樹冠遮断量推定精度の向上が重要な問題となってきている。モデルを用いてマレーシアと日本の樹冠遮断特性を比較検討することも重要であり、第5章でその解析を行う。

## 第5節 斜面水文特性

### 3-5-1 はじめに

本節ではまず世界の熱帯林地域で行われた斜面水文学的研究を整理する。次いでサプルット、ウルカルンバン両試験地における飽和透水係数、地下水位、土壌水吸引圧の測定結果 (PAUL and KURAJI, 1993) と地表流の観測結果 (PAUL ら, 1995) について述べ、中南米やアフリカにおける既存の研究および1990年代に半島マレーシアで行われた研究と比較検討することにより、両試験地の斜面水文学的特性を明らかにする。

### 3-5-2 熱帯林における斜面水文研究

熱帯林における斜面水文の研究例は温帯地域に比べて少なく、その方法論も多岐にわたっている。Walshによる既存研究のレビューおよびドミニカにおける観測 (WALSH, 1980) はそれらの先駆けであった。1980年代に入り、KIRKBY (1978) に集約された温帯地域での斜面水文学の著しい発展に伴って、熱帯地域における新しい観測が展開されていった。その中で、アマゾンのDuckeにおけるNORTCLIFF and THORNES (1981)、ペルーアマゾンにおけるELSENBEER and CASSEL (1990)、北東オーストラリア・バビダ試験地におけるBonellらの研究は、最も総合的かつ集中的に観測を行なった例として挙げられる。BONELL with BALEK (1993) はBRUIJNZEEL

(1990)のレビューを踏まえて、世界の熱帯地域における斜面水文研究を整理している。それによると、湿潤熱帯での観測結果は降雨の全量が地中に浸透し、地表流がほとんど発生しないという報告と、頻繁に Dunne 型地表流の発生がみられ、時と場所によって Horton 型地表流の発生も認められるという報告に二分できる。各試験地の飽和透水係数の深度プロファイルと比較すると、前者は土層の透水性が良い場合が多いのに対して、後者は浅い難透水層の存在が認められる場合が多い。この観点から、1980年代に湿潤熱帯で行われた斜面水文学的研究の結果を整理したものを表-3.7に示す。

表-3.7より、難透水層が存在する場合でも地表流があまり発生しない場合がある (TERNANら, 1987)。BONELL with BALEK (1993)はその原因として、地表面から深さ 20 cm までの浸透能の良好さ、さほど強くない降雨強度、地形の影響の3つを指摘している。オーストラリアの Babinda 試験地は、難透水層が比較的深いにもかかわらず頻繁に地表流が観察される例として注目される。Babindaにおけるこの地表流の発生は熱帯地域でむしろ例外的なこの地域特有の降雨特性によるものである。この地域は対流性降雨の卓越するアマゾンやアフリカ熱帯と異なり、モンスーン性の大規模擾乱と熱帯低気圧による降雨が卓越し、2~3ヶ月の雨期に長時間、強い強度の雨が降り続くという特徴がある。たとえばこの試験地で日雨量 100 mm 以上を観測した日数は平均 7.1 日で、その平均日雨量は 270.5 mm に達している。また 14 日間雨量で 2602 mm という記録もある。こういった集中した降雨は北東オーストラリアの他に、フィリピン、インドのアッサム、アフリカのシエラレオネなどの極めて限られた地域にしかみられないものである。

表-3.7にはアジアにおける観測報告がみられない。80年代のアジアでは対照流域法による流域水収支試験(第2章参照)や土砂流出解析のための地表流観測 (LEIGH, 1978; PEH, 1980)がマレーシアを中心に盛んに行われていたが、斜面水文学的研究の成果が発表されはじめたのは1990年代に入ってからのことであった。以下に述べる測定および観測は、半島マレーシアにおける FRIM・森林総研共同プロジェクトと並んで、熱帯アジアにおける最初の斜面水文学的な観

表-3.7 世界の熱帯林地域における斜面水文学的研究

Table 3.7. Hillslope hydrological studies in the moist tropical regions

Observed phenomenon	Almost all rainfall is infiltrated	Overland flow is frequently observed
Hillslope hydrological category	Nation	Nation
1. Well-infiltrated	Tanzania LUNDGREN (1980) Colombia Vis (1989)* Brazil NORTCLIFF and THORNES (1981)	
2. Shallow impeding layer exist	Grenada TERNAN <i>et al.</i> (1987)	Peru ELSENBEER and CASSEL (1990) Panama DIETRICH <i>et al.</i> (1982) Brazil ROSS <i>et al.</i> (1990) NORTCLIFF <i>et al.</i> (1990) Ivory Coast DUBREUIL (1985) WIERDA <i>et al.</i> (1989)
3. Deeper impeding layer		Australia BONELL <i>et al.</i> (1981)

\* Cited from BONELL with BALEK (1993).

測例である。

### 3-5-3 飽和透水係数の測定

サプルット、ウルカルンパン両試験地において、400 cc の採土円筒を用いて得られた土壌サンプルについて定水位透水試験を行い、土層の飽和透水係数プロファイルを測定した。サンプルは各試験地で1セットずつ採取した。両試験地でサンプルを採取した土壌断面の写真を図-3.13 に示す。熱帯の土壌について一般的にいわれていることは、風化速度が温帯に比べて速いため、細粒質で、深層まで風化が進んでいること、有機物に富んだ表層は極めて薄いことなどである。図に示した断面で、有機物表層の厚さは3~5 cm しかなく、風化は地下2 m 以上の深さに及んでいる。その意味でこの土壌断面は典型的な熱帯の土壌断面であるといえる。

両試験地における飽和透水係数の測定結果を、同じサンプルサイズ、同じ方法で測定されたマレイシア・スランゴール州のブキッ・タレ (Bukit Tarek) 試験地における測定結果とあわせて表-3.8 に示す。比較のため、観測期間中に記録された最大10分間雨量強度を表-3.8 にあわせて示し、単位は飽和透水係数と同じ (mm/h) で表した。

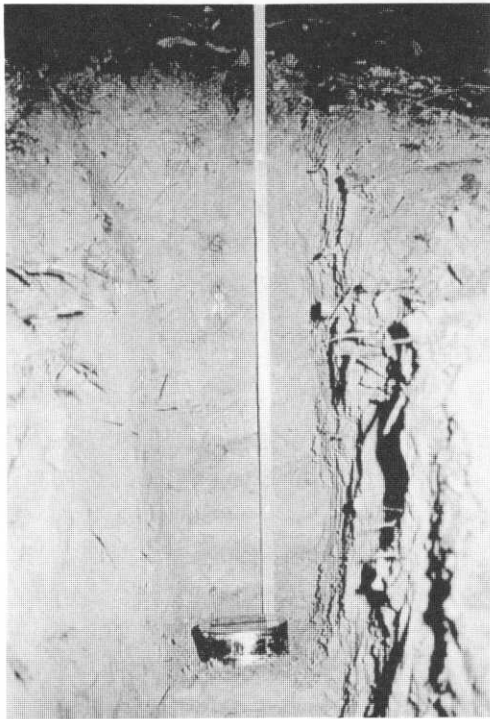


図-3.13.1 サプルット試験地における土壌断面。  
(400 cc 土壌サンプラーは深さ 80 cm に置かれている)

Fig. 3.13.1. Soil profile of the Sapulut Site.  
Note: 400 cc soil sampler is placed on the 80 cm depth.

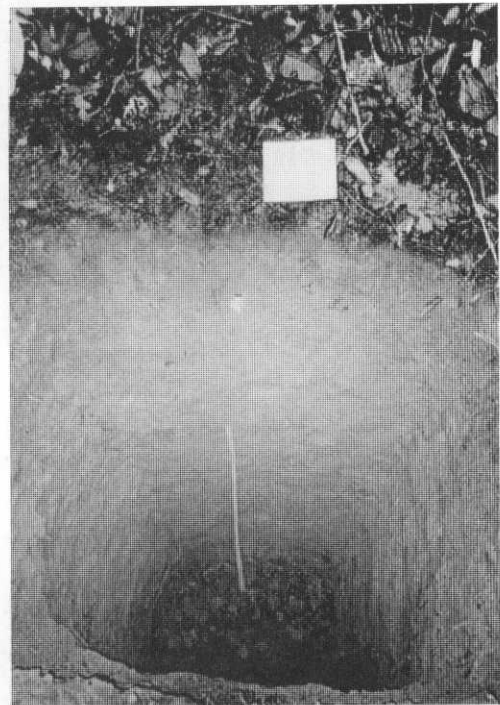


図-3.13.2 ウルカルンパン試験地における土壌断面。  
(深さ 180 cm)

Fig. 3.13.2. Soil profile of the Ulu Kalumpang Site.  
Note: The Depth is 180 cm.

表-3.8 飽和透水係数と最大雨量強度の関係  
 Table 3.8. Saturated hydraulic conductivity and maximum rainfall intensity

Site, State (Malaysia)	Saturated hydraulic conductivity (mm/h)						10 min. max. rainfall intensity (mm/h)	References	
	depth (cm)	0	10	20	40	60			80
Sapulut, Sabah		720		94	61	6	0.1	147	OHTA (1994)
Ulu Kalumpang, Sabah			990	206	60		208	150	PAUL and KURAJI (1992)
Bukit Tarek, Selangor			1548	832	576		199	96	TANI <i>et al.</i> (1993)

表-3.8 より、サプルットとウルカルンパンでは深さ 20 cm~40 cm に難透水層が存在することがわかる。両試験地とも、10 分雨量強度が 100 mm/h を超える降雨イベントは年に 5, 6 回発生している。従って単純に飽和鉛直浸透を考えると、こういった降雨イベントは浸透しきれずに、地表流や浅い飽和側方流となって流出することになる。それに対しブキッ・タレでは 80 cm の深さまでは、難透水層の存在が認められず、深さ 80 cm の透水係数も、最大雨量強度を上回っていることがわかる。なおウルカルンパンの深さ 80 cm における透水係数が比較的大きいのは、この層位に風化進行中の礫が分布しているためであり、さらに深い土層の透水性も比較的良好な可能性がある。

図-3.14 は表-3.8 に示したマレーシアの 3 地点に加えて、オーストラリア、ブラジル、ペルー、グレナダの流域において測定された飽和透水係数の値を土層深に対してプロットしたものである。サンプルの大きさ等が異なるため、値を単純に比較することはできないが、サプルットとウルカルンパンの透水係数は深さ 40 cm 付近でマレーシアのブキッ・タレの透水係数より 1 オーダー近く低く、最大降雨強度を下回っている。ブキッ・タレの値は日本の新第三紀層や花崗岩における測定例（太田，1990）と同程度の値を示している。しかしオーストラリア、ペルー、グレナダの透水係数測定結果はサプルットとウルカルンパンの値よりもさらに低く、難透水層が浅い位置に存在することがわかる。ブラジルの値はサバの 2 試験地とブキッ・タレの中間程度の値を示している。この結果より、ボルネオの 2 試験地の透水性を図-3.14 の各試験地と比較すると、難透水層の深さは 20 cm~40 cm であり、比較的深い。また BONELL with BALEK (1993) がアフリカやアマゾンに「対流性降雨卓越地域」に分類したときの、最大雨量強度を 30 mm/h としているため、マレーシアの試験地の降雨強度はバビンダほど大きくはないが、対流性降雨卓越地域に比べて大きい。したがってサプルットとウルカルンパンはともにバビンダと同じタイプに分類でき、大きい強度の降雨に対して地表流が発生する。サプルットにおける地表流の観測結果（PAULら，1995）によれば、植生の処理をしていないプロットでも、勾配に応じて降雨の 5~7% が地表流となって流出している。これに対してブキッ・タレの斜面は透水性の良い斜面に分類され、日本の森林流域と同じような斜面流出過程が生起しているといえる。

以上をまとめると、両試験地の斜面水文特性は次のように整理できる。

(1) サプルットおよびウルカルンパンにおける、深層まで風化された細粒土層の飽和透水係数は、深さ 40 cm 付近で日本の花崗岩地域や新第三紀層地域のそれと比べて 1 オーダー小さい。

(2) 一方、両試験地における降雨は、日本に比べて降雨強度の大きい雨の占める割合が大きい（本章第 3 節及び第 6 章図-6.1, 6.2 参照）。そのためこの土層は大降雨のほとんどに対して難透水



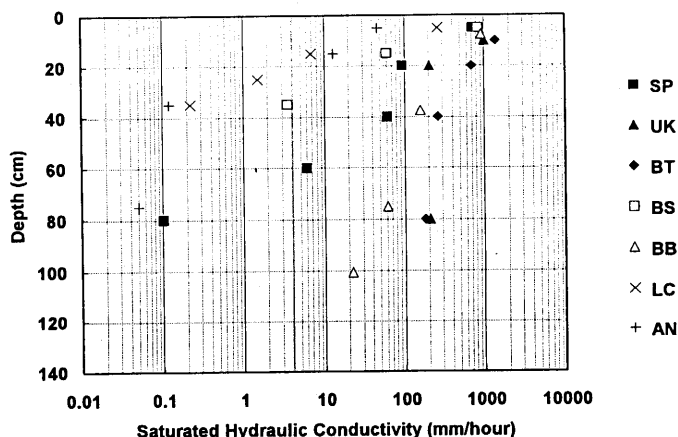


図-3.14 世界の熱帯林地域における飽和透水係数の深度プロファイルの測定例。

Fig. 3.14. Saturated hydraulic conductivity distribution as a function of depth in tropical moist region.

SP-Sapulut, UK-Ulu Kalumpang, BT-Bukit Tarek, BS-South Creek, Babinda, Queensland, Australia (BONELL with BALEK, 1993), BB-Barro Branco, Reserva Ducke, Brazil (NORTCLIFF and THORNES, 1981), LC-La Cuenca, Rio Pichis Valley, Selva Central, Peru (ELSENBEER and CASSEL, 1990), AN-Annandale, Grenada (TERNAN *et al.*, 1987).

層になり、斜面方向に飽和側方流を発生させる。

(3) 本研究では不飽和状態での透水試験を行っていないので、サクシオンや含水率と不飽和透水係数との関係は不明である。

(3) に関する詳細な検討は今後の研究に待たねばならないが、次項では、斜面におけるサクシオンの観測結果を示し、不飽和状態の水分移動について若干の考察を加える。

#### 3-5-4 地下水位とサクシオンの観測

長期の地下水位変動および土壤水分の動態を明らかにすることを目的として、両流域の斜面で地下水観測井戸を設置して地下水位を観測するとともに、テンシオメーターを用いたサクシオンの観測を行なった。地下水位観測井戸はサプルットでは支流末端の湧水点から分水界へ至る斜面に12本、ウルカルパンでは湧水所近くの湧水点から同じく分水界へ至る斜面に8本、それぞれ設置した。直読式テンシオメーターは斜面中部の30 cmと50 cmの2深度に設置した。観測は毎日1回、降雨日は2回、3ヶ月程度の間行なった。

図-3.15は、サプルット試験地における観測期間中の斜面上部、斜面下部における地下水位の変動、日降雨量、サクシオンの変動を示したものである。日降雨量のグラフより、サプルットにおける観測期間は比較的雨の多い期間であったことがわかる。斜面下部の地下水位は20 mm/day以上の降雨イベントに敏感に反応して上昇し、無降雨期間にはゆるやかに遞減している。斜面上部の地下水位も斜面下部の変動に準じて変動しているが、降雨に対する応答はさほど敏感でなく、振幅も小さい。サクシオンの値は10月中旬、11月中旬に上昇する期間があるが、その他の期間は20 cmH<sub>2</sub>O以下である。これはこの期間中土層がおおむね湿潤な状態にあったことを示している。10月中旬、11月中旬のサクシオンの上昇は、数日間の無降雨期間における土層の乾燥に対応している。

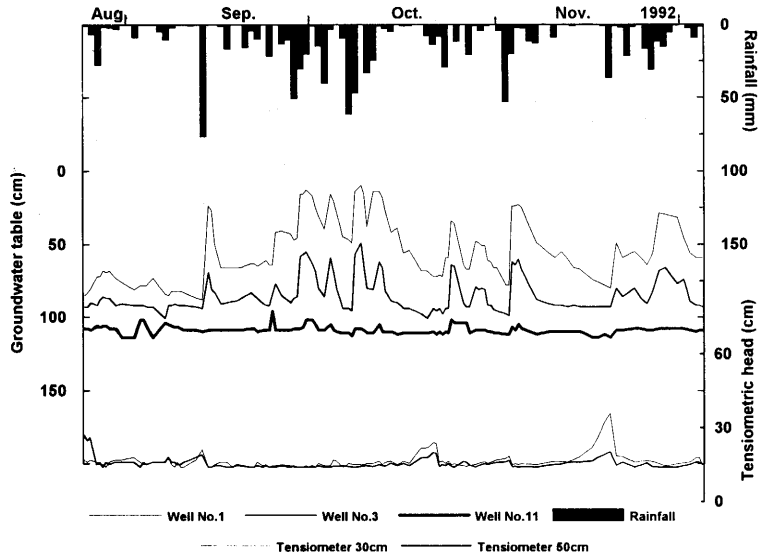


図-3.15 サプルット試験地における観測期間中の斜面上部 (No. 11), 斜面下部 (No. 1, 3) における地下水位の変動, 日降雨量, サクシヨンの変動.

Fig. 3.15. Groundwater level in higher point (No. 11) and lower point (No. 1, 3) of a slope, daily rainfall and soil water suction in 30 cm and 50 cm depth in the Sapulut site.

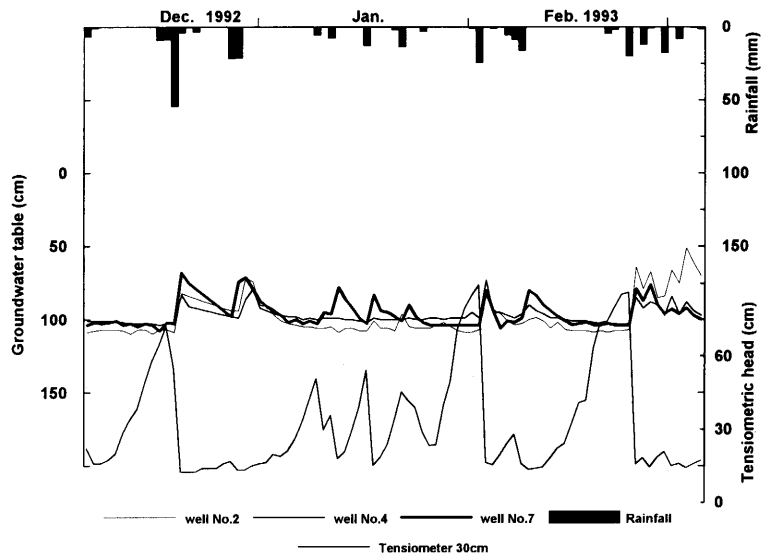


図-3.16 ウルカルンパン試験地における観測期間中の斜面上部 (No. 7), 斜面下部 (No. 2, 4) における地下水位の変動, 日降雨量, サクシヨンの変動.

Fig. 3.16. Groundwater level in higher point (No. 7) and lower point (No. 2, 4) of a slope, daily rainfall and soil water suction in 30 cm depth in the Ulu Kalumpang site.

図-3.16 は、ウルカルンパン試験地における観測期間中の斜面上部、斜面下部における地下水位の変動、日降雨量、サクションの変動を示したものである。日降雨量のグラフより、ウルカルンパンにおける観測期間は雨の少ない期間であったことがわかる。斜面上部の地下水位も斜面下部の地下水位も、20 mm/day 以下の降雨イベントに対して敏感に反応して上昇しており、無降雨期間にはゆるやかに逓減している。井戸を設置した斜面は緩勾配であるため、降雨に対する地下水位の応答には斜面上下であまり差がなかったものと思われる。サクションの値は深さ 30 cm のみを示すが、無降雨期間に上昇し、降雨があると 20 cm H<sub>2</sub>O 以下にもどるといった変動を繰り返していることがわかる。これは数日間の無降雨期間中、土層が乾燥し、降雨によって湿潤な状態に移行していることを示している。

これらの観測結果は、この試験地における土壌水分動態の典型的特性を示しているといえる。すなわち、表層の飽和透水係数は雨量強度を超えているので、雨水のほとんどは地中に不飽和浸透する。降雨強度が強い場合、浸透水は深さ 20~40 cm にある難透水層を通過できず、この面に沿って飽和帯が発生する。こうして形成された飽和帯からの飽和側方流および復帰流により、斜面流出が形成されていると考えることができる。

## 第 6 節 流出特性

### 3-6-1 はじめに

流域水収支に関する研究はすでに第 2 章で総括した。本節ではそれ以外の流出特性、すなわちハイドログラフから得られる流出量の季節変動、基底流出の逓減率、大降雨時の直接流出等の情報について、世界の熱帯林流域における研究成果を論じ、サブルット流域とウルカルンパン流域の流出特性について考察を加える。なお、対象とする 2 流域における水収支算定法に関しては第 4 章で、モデルを通じた流出特性の解析は第 5 章で、それぞれ述べる。

### 3-6-2 熱帯林流域における流出特性の研究

熱帯林流域における流出特性の研究は次の 3 種類に分類できる。いずれの研究も、植生の変化が流出特性に与える影響を明らかにすることを目的としているものが多い。

- (1) 流出量の季節変動についての検討
- (2) 基底流出量または基底流出の逓減率の検討
- (3) 大降雨時の直接流出についての検討

(1) 流出量の季節変動はおもに雨季乾季のある亜湿熱帯、乾湿熱帯の流域について検討されている。例えば BRUIJNZEEL (1995) はインドネシア・ジャワの Konto 流域とタンザニアの Mbeya 流域における、森林の伐採に伴う流出量の季節変動を検討し、次のような相反する結果が得られたことを報告している。

インドネシア	増水期	伐採前流量 < 伐採後流量
	渇水期	伐採前流量 > 伐採後流量
タンザニア	増水期	伐採前流量 < 伐採後流量
	渇水期	伐採前流量 < 伐採後流量

渇水期流量に関するこの相反した結果について、BRUIJNZEEL (1995) は、一般に伐採により蒸発散量が減少するため、渇水期においても流出量は増加するが、インドネシアでは伐採による浸透能の減少に伴って、渇水期に流出する水分が貯留されなくなり、その効果が蒸発散量の減少効

果より大きいため、渇水期の流出量が減少すると説明しているが、その裏付けとなるデータは示されていない。熱帯の大河川の流況については BONELL with BALEK (1993) に整理されているが、大きい流域の流出に小面積の植生変化が及ぼす影響についての議論はされていない。

(2) 基底流出量または基底流出の通減率の検討例は、直接流出の解析例に比べて少ない。これは湿潤熱帯がもともと雨の多い地域であるためと思われる。マレーシアにおける検討例として、ABDUL RAHIM ら (1985) は、Berembum の隣り合う 3 流域における、植生処理前の通減曲線を指数式で回帰し、係数の違いは流域の水文地形学的特性の違いであるとしている。DID (1977) は Sungai Lui No. 1 流域における通減曲線を重指数式と係数の異なる 2 つの指数式の連結で表現し、対応する可能地下水貯留量を 188 mm と見積もっている。一方、中南米では DIETRICH ら (1982) がパナマの Barro Colorado の中の流域での流出量を HEWLETT and HELVEY (1967) の手法を適用して基底流出量、速い流出量、遅い流出量に分離しており、基底流出量と遅い流出量で全流出量の 2/3 を占めることを示している。藤枝 (1995) はブラジルの Cunha 試験流域における通減曲線を指数式および分数関数式で回帰し、日本の流域との係数比較を行なっている。

熱帯林流域における基底流出の日周変動を報告している例は見当たらないが、KAWI ら (1993) はマレーシア・サバの Danum Valley にある 0 次谷流域の流路上に設置した井戸の地下水位が日周変動することを観測し、樹根の深度分布との対応関係について考察している。

(3) 直接流出に関する解析には流量そのものを対象とした研究と、土砂流出解析の一部として流量の検討を行なったものがある。前者については特に一雨雨量が大きく、洪水が問題となるような地域で行われてきた。特にアジアは台風の襲来を受けることから、台風による大雨に対する出水の解析を行なった例が多く、台湾 (CHENG ら, 1987)、海南島 (QIAN, 1983)、フィリピン (BACONGUIS, 1980) などがある。マレーシアでは Sungai Lui No. 1 (DID, 1977) や Sungai Tekam (Low and PEH, 1983)、Berembum における研究例がある。用いられる手法も、ユニットハイドログラフ (QIAN, 1983; Low and PEH, 1983)、日雨量-日流量関係による流域最大貯留深の推定 (BACONGUIS, 1980)、到達時間の解析 (DID, 1977)、直接流出ファクターの相関解析 (CHENG ら, 1987) など多様であるが、直接流出発生場としてのソースエリアや、地表流、押し出し流、パイプ流等の役割を明らかにするような観測は行われていない。Berembum 流域では対照流域法が行われ、片方の流域を択伐した結果、直接流出量、ピーク流出量ともに増加した (BRUIJNZEEL, 1993)。この流域における直接流出率は 5~10% 程度である。アジア以外では中南米に研究事例が多い。ジャマイカの Mt. Airy (RICHARDSON, 1982) では熱帯雨林とマツ林の流域における、60 mm/2 時間の降雨イベント時の洪水流出ハイドログラフの比較が行われた。それによると、マツ林流域は熱帯雨林流域に比べてピーク流出量が大きく、ピーク到達時間が速くなっている。しかし両流域は 3 km ほど離れており、流域面積も異なるので、この結果を植生の違いのみに帰することはできない。パナマの Barro Colorado (DIETRICH ら, 1982) では地表流が発生していることを間接的に示すために、ピーク流出量が大きいこと、ピーク到達時間が短い (3 分~30 分) こと、ピーク後の流出量の通減が急であることを示している。藤枝 (1995) はブラジルの Cunha 流域における、降雨量と流出率との関係について解析している。しかし流出率の初期水分条件依存性について解析した例は見当たらない。一方、オーストラリアの Babinda 流域は熱帯低気圧の卓越した例外的な多雨地帯であり、直接流出解析が精力的に行われている。ここでは洪水流出量が全流出量の 50% を占めており、同様な解析が行われたマレーシアの Berembum と比

べて、その割合が大きく異なる。対照流域法により、片方の流域を択伐した結果、ピーク流出量は多くなったが、直接流出量に有意な変化は認められなかった (BRUIJNZEEL, 1993)。

熱帯林流域からの土砂流出解析を主目的にした論文は数多くあるが、水流出量と土砂流出量との関係を求めることに主眼が置かれ、流出特性について論じたものは少ない。その中で、マンチェスター大学の Ian Douglas 教授のグループがマレーシア・サバの Danum Valley で行なっている一連の研究は、熱帯林地域の土砂流出現象を水文学的かつ地形学的に解析することを目的としている点で注目される。

以上のように、(1)~(3)の全てについて、現状の研究成果は現象を一般的に記述できるほど蓄積されておらず、様々な気候、基盤条件下における、植林や農地造成も含めた様々な土地利用変化に伴う流出の変化を観測したデータのさらなる蓄積が必要とされている。そこで以下では、対象2流域の流出特性としてハイドログラフ、流況曲線、基底流出の日周変化、直接流出の特性に着目し、これらを長期流出特性と短期流出特性に分けて検討を加える。

### 3-6-3 長期流出特性

サプルット (略号 SP)、ウルカルンパン (略号 UK) 両試験地における2年間の日流量データによる年ハイドログラフを図-3.17に示す。両流域のハイドログラフは通減の様子が全く異なっている。すなわちサプルットでは降雨後流量が数日間で速やかに低下し、年に数回、ゼロ流出を観

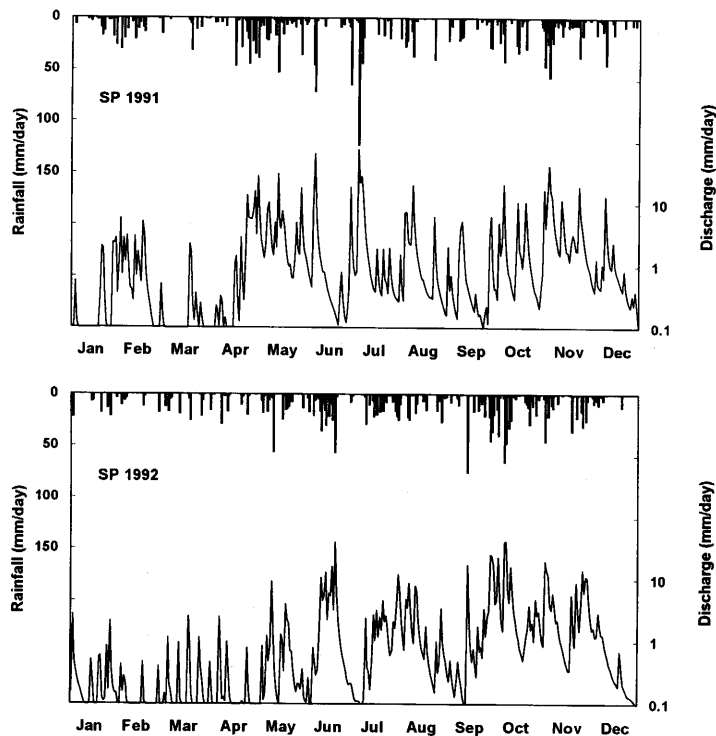


図-3.17.1 サプルット流域の年ハイドログラフ。  
上-1991年, 下-1992年.

Fig. 3.17.1. Yearly hydrograph of the Sapulut Catchment in 1991 and 1992.

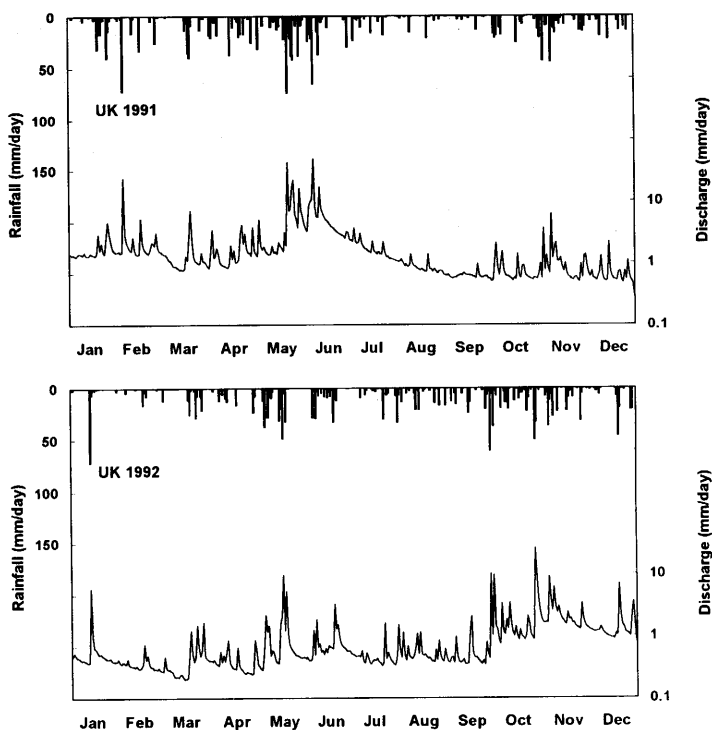


図-3.17.2 ウルカルンパン流域の年ハイドグラフ。  
上-1991年, 下-1992年。

Fig. 3.17.2. Yearly hydrograph of the Ulu Kalumpang Catchment in 1991 and 1992.

測する (1991~1992年の2年間に5回、のべ27日間流出がゼロであった) のに対し、ウルカルンパンでは数ヶ月にわたるゆるやかな遞減が観測されており (1991年6月~9月)、基底流出量が0.2 mm/dayを下回することはなかった。降雨量はサプルットの方が多く、ウルカルンパンの植生が皆伐された後に自然回復した二次林であることを考えると、この2流域の流出特性の著しい相違は、降雨条件や植生条件以外の要因、例えば基盤地質条件や地形条件の影響を受けた結果であるとみることができよう。

両試験地の2年分の流況曲線を図-3.18に示す。比較のため、日本の流域 (東京大学千葉演習林袋山沢 (流域面積2.1 ha, 略号FU) と東京大学愛知演習林白坂 (流域面積88.5 ha, 略号SR), 位置は図-3.4に示す) で1994年に観測された小流域の流況曲線も示した。日本の1994年は渇水年であった。同じマレーシア・サバ州に位置するにもかかわらず、SPとUKの流況曲線の形状は大きく異なっており、同じ日本でもFUとSRの流況曲線の形状は大きく異なっている。渇水の影響と小さい流域面積の影響で、FUの流況曲線はゼロになるのが早い、豊水時も含めてSPの流況曲線に近い形をしている。それに対してUKの流況曲線はSRの流況曲線に近い。この結果は、熱帯の流域の流況も日本の流域の流況と同様に、気候条件、降雨パターン、植生条件、地質、地形条件の影響を受けて多様であることを示唆するものである。日本とマレーシアの流出特性の相違をより詳細に明らかにするためには、流出特性をモデルを通じて表現することが必要

となるが、その解析は第5章で行う。

3-6-4 短期流出特性

熱帯における短期の流出特性を検討するにあたり、まず大出水時の降雨特性を把握する必要がある。そこでサプルット、ウルカルンパン両試験地において、1991~92年の間観測された降雨のうち、20 mm以上の降雨イベント（降雨イベント間の中断時間は10時間とする）をすべて抽出し、その降雨特性について検討した。解析対象とした降雨イベント数はサプルットで76、ウルカルンパンで65である。雨量データは記録紙を10分間隔で読み取ったものを用いた。

図-3.19は解析対象とした全ての降雨イベントについて、降りはじめ時刻からの降雨量を10分毎に積算し、全降雨量に対する割合で表したものである。上の棒グラフは毎10分間の雨量%を示しており、下の折れ線グラフは降りはじめからの積算%を示している。このグラフの形状は

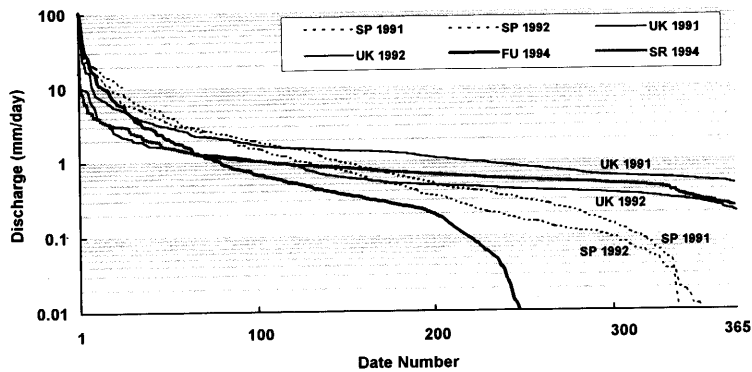


図-3.18 サプルット、ウルカルンパン、袋山沢、白坂の各試験流域における流況曲線。

Fig. 3.18. Discharge-duration curve of the two Sabahan and two Japanese catchments. SP-Sapulut, UK-Ulu Kalumpang, FU-Fukuroyamasawa, SR-Shirasaka.

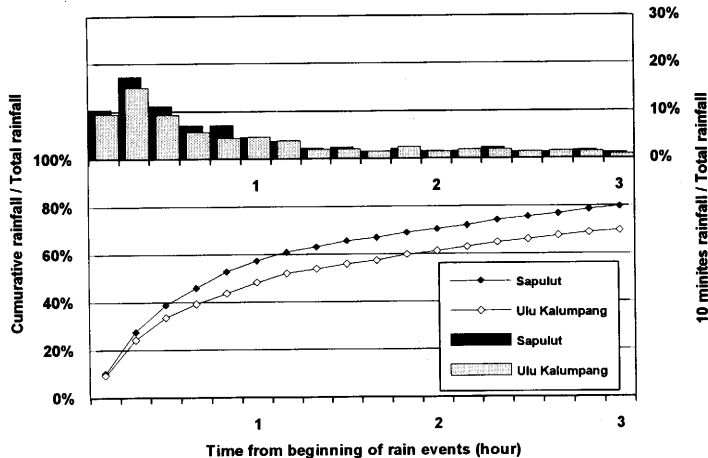


図-3.19 対象とした全降雨イベントについて合計された、開始時刻から10分刻みの雨量と積算雨量の全降雨量に対する割合。

Fig. 3.19. 10 minute rainfall and cumulative rainfall as a function of time from beginning of rain events (summation of all rainfall equal to or over 20 mm/event).

試験地における降雨イベント開始後3時間における、降雨強度の平均的な時間変動特性を表しているともよいだろう。グラフより、降雨開始後30分間に降った雨量の総降雨量に対する比はサブロットで38%、ウルカルンパンで33%、1時間ではサブロットで56%、ウルカルンパンで48%にもなった。10分間最大雨量強度はサブロットで24.5mm、ウルカルンパンで25mmを記録しており、これは両流域で測定された、深さ40cmでの飽和透水係数を上回る値である(本章第4節参照)。10分より長い時間間隔のデータを用いて同様な解析を行なったとすると、このような短い時間内の降雨強度の変動特性は見えないことになる。

この結果より、対象流域の短期流出解析に用いる雨量データの時間間隔は、10分より短いことが必要である。本解析では雨量データとして転倒降雨量計の記録紙を読み取ったものを用いており、10分より短い時間間隔での読み取りは精度の確保が困難である。そこで以下の短期流出解析

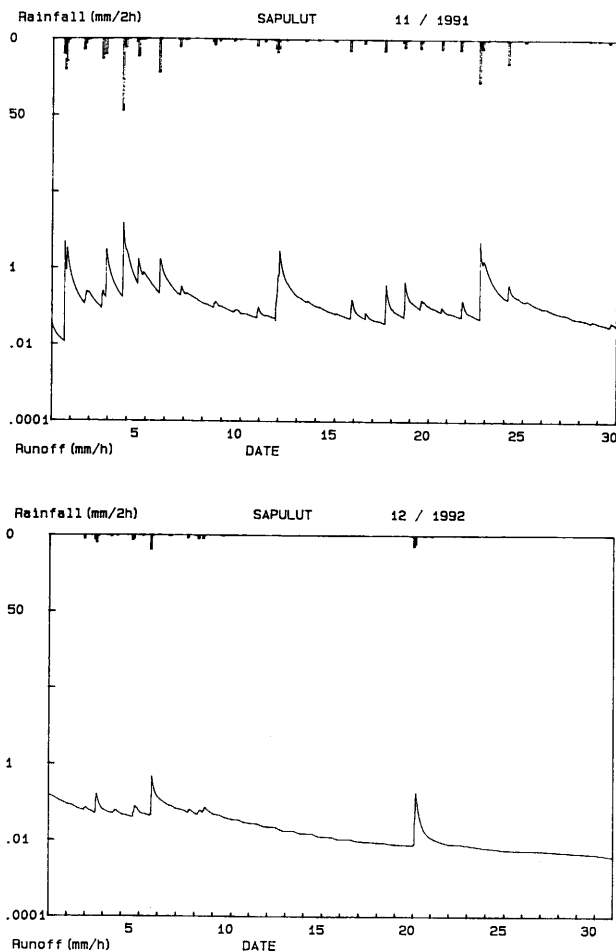


図-3.20.1 サブロット試験地における小雨季と多雨季の1ヶ月ハイドログラフ。  
上-多雨月(1991年11月), 下-小雨月(1992年12月)。

Fig. 3.20.1. Monthly hydrograph at the Sapulut catchment in wet month (Nov. 1991) and dry month (Dec. 1992).



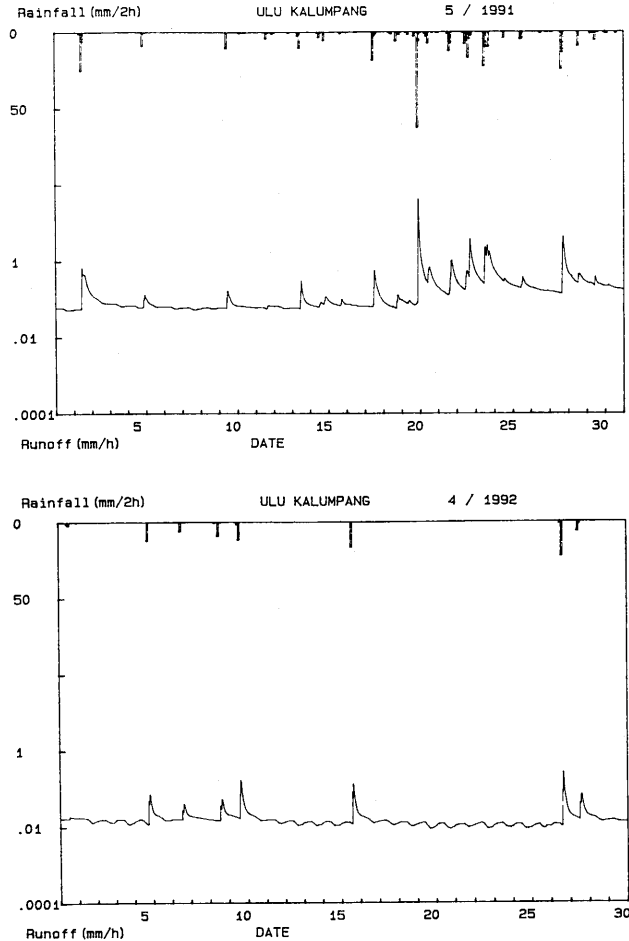


図-3.20.2 ウルカルンパン試験地における小雨季と多雨季の1ヶ月ハイドログラフ。  
上-多雨月(1991年5月), 下-小雨月(1992年4月)。

Fig. 3.20.2. Monthly hydrograph at the Ulu Kalumpang catchment in wet month (May 1991) and dry Month (Apr. 1992).

においては、10分間隔の雨量データと6分間隔の流量データを用いる。

まず出水直後の逓減特性と流出量の日周変化について検討する。図-3.20は比較的少雨の月と多雨の月における、両流域の時間データによる1ヶ月のハイドログラフを示している。多雨期のハイドログラフを比較すると、出水直後の逓減はむしろウルカルンパンの方が急速であることがわかる。両流域とも、出水直後の逓減は長続きせず、降雨終了後1日~1.5日で、基底流出状態に切り替わっているように見える。基底流出の逓減の傾きは、サプルットがウルカルンパンに比べて急であることがわかる。

少雨期のハイドログラフを比較すると、両流域とも日周変化が認められる。サプルットの日周変化は12/11頃から生じているが、流量が減少するにつれて消滅している。それに対してウルカルンパンの流出には明瞭な日周変化が現れ、その振幅は日逓減量よりも大きい。この日周変化は

地下水貯留からの流出水が植生の蒸散や河道水表面からの蒸発によって失われるために起こる現象であると考えられる(塚本・林, 1960)。サプルットにおける日周変化の消滅は、基底流出の急な逓減により、流出水の通過層位が深くなり、植生の蒸散の影響が及ばなくなったものと考えられる。ウルカルンパンでは優占樹種であるパイオニア樹種の *Macaranga* spp. が活発に蒸散を行い、その影響が逓減のゆるやかなウルカルンパンの基底流出に明瞭にあらわれたものと解釈できる。

次に直接流出の特性について検討する。本研究では直接流出発生場としてのソースエリアや、地表流、押し出し流、パイプ流等の役割を明らかにするような観測を行っていない。ここでは、ハイドログラフに総合的に表現されている直接流出の特性を解析対象とし、ピーク到達時間、直接流出量、流出率等のファクターについて検討を加えることにする。解析対象として、前述した降雨イベント(両試験地において、1991-92年の間に観測された降雨イベントのうち、降雨量が20 mm以上の降雨イベント(降雨イベント間の中断時間は10時間とする))に対する出水を用いた。対象出水数はサプルットで76、ウルカルンパンで65である。

降雨開始時刻とハイドログラフの立ち上がり開始時刻は両流域ともほぼ同時(10分以内)であった。図-3.21は降雨開始から流出ピークまでの時間と一雨降雨量との関係を示したものである。降雨開始から流出ピークまでの時間は降雨量の増大とともに短くなる傾向にあり、50 mm以上の降雨に対してサプルットでは平均1.7時間、ウルカルンパンでは1.9時間であった。湿潤熱帯の対流性降雨は、降雨開始後わずかな時間内に大量の雨を降らせるため、ピーク到達時間は短いといえる。

図-3.22は直接流出量と一雨降雨量との関係を示したものである。直接流出量の分離方法として様々な方法が提案されているが、どの方法も物理的根拠に乏しく、標準的方法といえるものはない。図-3.17で示したように、ハイドログラフ上では、両試験地とも降雨終了後1日~1.5日で、流出成分が基底流出状態に切り替わっているように見える。そこで本論では対数表示のハイドログラフ上で、降雨開始時刻と開始後24時間経過した時刻の流量を直線で結ぶことにより、直接流出を分離した。熱帯の降雨イベントは毎日同じような時刻に降り始めるケースが多いため、降雨開始後24時間以内に次の降雨が開始している場合は、降雨開始から次の降雨による流

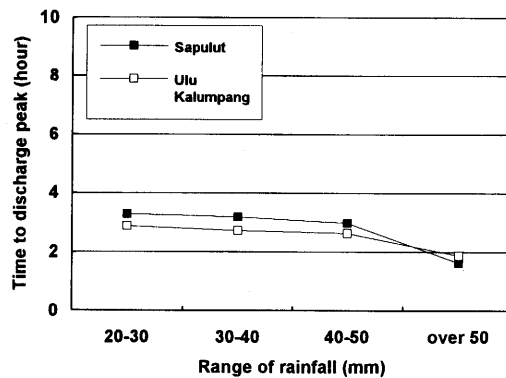


図-3.21 降雨開始から流出ピークまでの時間と一雨降雨量との関係。

Fig. 3.21. Time to discharge peak as a function of rainfall range.

出量の増加が始まるまでの時間が20時間以内である場合に限り、降雨開始時刻と次の降雨による流出量の増加が始まった時刻の流量を直線で結ぶことにより、直接流出を分離した。図-3.22より、両流域とも、直接流出量、流出率は総降雨量とともに増大するとともに、初期水分条件依存性は大きいことがわかる。

図-3.23は直接流出率と一雨降雨量との関係を示したものである。直接流出率も降雨量の増大とともに大きくなるが、サプルットでは20~30mmの雨に対して平均流出率は20%を超えており、降雨量の増大に対して直線的に増加するのに対し、ウルカルンパンでは40~50mmの降雨に対する平均流出率は20%に達しておらず、降雨量が50mmを超えると流出率が急に大きくなっていることがわかる。なお、ピーク流量についても解析した結果、ピーク流量は10分間最大降雨強度よりも総降雨量と相関が強く、初期水分条件の影響は明瞭でないことがわかった。

本節で明らかになった直接流出の特性は次のように整理される。

(1) 両流域で観測された大出水時の10分間降雨量データを解析した結果、降雨開始後30分間に降った雨量の総降雨量に対する比はSPで38%、UKで33%、1時間ではSPで56%、UKで48%にもなった。10分間最大雨量強度はSPで24.5mm、UKで25mmを記録し、これは両流域で測定された、深さ40cmでの飽和透水係数を上回る値である。

(2) 降雨開始とハイドログラフの立ち上がりは両流域ともほぼ同時刻であった。降雨開始から流出ピークまでの時間は、降雨量の増大とともに短くなる傾向にあり、50mm以上の降雨に対し

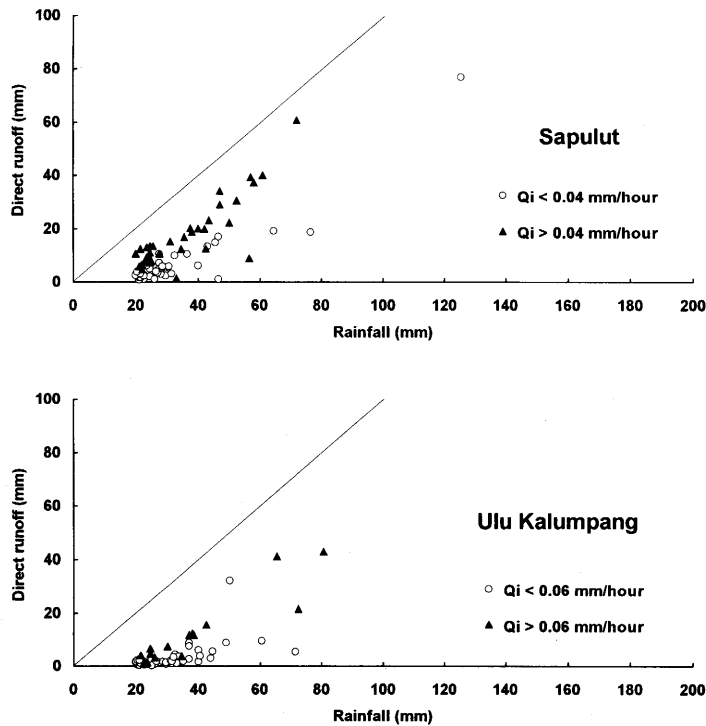


図-3.22 一雨降雨量と直接流出量の関係。

Fig. 3.22. Relationship between event rainfall and direct runoff.

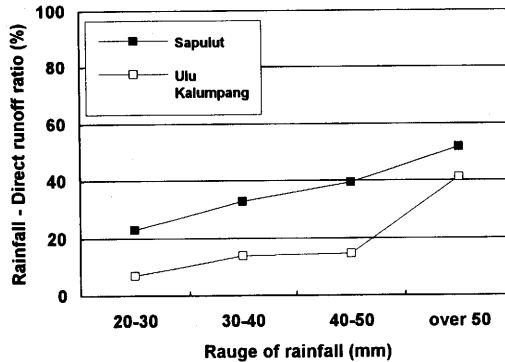


図-3.23 流出率と一雨降雨量との関係。

Fig. 3.23. Rainfall-direct runoff ratio as a function of rainfall range.

てSPでは平均1.7時間、UKでは1.9時間であった。湿潤熱帯の対流性降雨は、降雨開始後わずかな時間内に大量の雨を降らせるため、ピーク到達時間が短い。

(3) 両流域とも、直接流出量、流出率は総降雨量とともに増大し、初期水分条件依存性は大きい。ピーク流量は10分間最大降雨強度よりも総降雨量と相関が強く、初期水分条件の影響は明瞭でない。

#### 第4章 熱帯林流域における水収支の推定法の提示

##### 第1節 はじめに

本章では、湿潤熱帯地域の山地小流域における水収支の新しい推定法を提示する。この方法(移動水収支法)により、対象流域における遮断蒸発量、蒸散量、貯留水量を推定し、この方法が一般の湿潤熱帯地域の流域に適用できることを示す。

第2節では、湿潤熱帯流域の降雨流出記録に短期水収支法を適用する(蔵治・PAUL, 1994)。温帯地域では短期水収支法の適用により、流域蒸発散量の季節変化が得られていたが、熱帯では短期水収支法により、蒸発散量の降雨日数依存性を検出できることを示し、これを樹冠遮断蒸発の影響と考える。この結果を用いて、年蒸発散量の推定を行う。

第3節では流域水収支計算の新しい手法として、移動水収支法を提示する(KURAJI and PAUL, 1994)。移動水収支法の適用によって、蒸発散量の降雨日数依存性、すなわち樹冠遮断蒸発の影響が定量的に求められる。この結果より、年蒸発散量、遮断蒸発量、蒸散量を降雨日数のみから推定する式を新たに提案し、第2節で得られた結果と比較する。また、移動水収支法に基づいた流域蒸発散量推定式を用いることにより、流域の貯留水量の長期変動を推定し、対象流域の最大貯留水量を求めるとともに、貯留水量トレンドに対する降雨トレンドの影響について論じる(KURAJI and PAUL, 1995)。

##### 第2節 短期水収支法による流域蒸発散量の推定

###### 4-2-1 短期水収支法の原理と温帯湿潤地域での適用例

1年より短い期間の水収支をとることにより、流域からの蒸発散量を求める方法は古くから知

られていた。Fox (1946) は Wisconsin の 3 流域にこの方法を適用し、蒸発散量の季節変化を求めた (HAMON, 1961; LINSLEY ら, 1975)。この手法は高瀬・丸山 (1973) によって京都大学上加茂試験流域, SUZUKI (1980) により同桐生, 川向流域に適用され、日本の流域における、蒸発散量の季節変化を検出する手法としての有効性が検証された。のちに鈴木 (1985) はこの手法を短期水収支法と名付け、東北から九州にかけての 5 試験地 (桐生, 川向, 釜淵, 竜の口山, 去川) 9 流域に適用した結果を報告している。鈴木 (1985) により提示され、のちに鈴木 (1991) により整理された短期水収支法の原理は次のように説明される。

時刻  $t_1$  と  $t_2$  の期間における流域水収支は次式で表される。

$$R = Q + E + \Delta S \quad (4.1)$$

ここに、 $R$  は期間中の降雨量、 $Q$  は流出量、 $E$  は蒸発散量、 $\Delta S$  は  $t_1$  と  $t_2$  での流域内の貯留水量の変化である。地下深部への浸透が無いことを前提とすると、蒸発散量を除く他の項目が測定されれば、蒸発散量が求められる。いま、降雨後、直接流出が終了した基底流出の通減期において、流出量が等しいとき、流域貯留水量も等しいと仮定すると、流出量が等しい 2 時点の水収支期間の起点 ( $t_1$ )、終点 ( $t_2$ ) としたとき、この期間の  $\Delta S$  は 0 とみなせるので、期間中の降雨量と流出量のみから期間中の蒸発散量が求められる。

その後、小流域試験における観測結果に短期水収支法を適用した例は北原ら (1988)、高瀬・佐藤 (1989)、江上ら (1994, 1995)、瀧本ら (1994)、SHIMIZU ら (1994)、田中丸・角屋 (1994) など枚挙に暇がない。それらはすべて前述した鈴木 (1985) の方法を基礎として展開されており、日本における蒸発散量の季節変化を求める標準的方法となった観がある。一方、短期水収支法では「水収支期間の起点と終点の流域貯留水量が等しい」ことが仮定されるが、この条件が満足されず系統的な誤差や位相のずれが生じる可能性が、谷・阿部 (1987)、近藤ら (1992b, 1994) によって指摘されている。

#### 4-2-2 湿潤熱帯流域における短期水収支法の適用

短期水収支法は降雨が一年を通じて均等に降り、極端な土壤水分不足が起きない場所に適用可能な手法である。したがって亜湿・乾湿熱帯のように、明瞭な乾季があり、その間流出量がゼロになるような流域には、1 年程度の長さの水収支期間しかとれないことになるが、湿潤熱帯地域の流域 (以下、湿潤熱帯流域) には適用可能である。しかし湿潤熱帯流域に短期水収支法を適用した研究はなされていない。

湿潤熱帯地域では気温の季節変化が微小であり、流域蒸発散量の季節変化は気温よりもむしろ湿度や降雨そのものによって決まると考えられる。湿潤熱帯流域で数年間年水収支観測を行なった結果、年蒸発散量は年降雨量の増加に伴い増加することが、ケニア (BLACKIE, 1979)、パナマ (DIETRICH ら, 1982)、マレイシア・サバ (MALMER, 1993) 等で報告されている。また SHUTTLEWORTH (1988) はアマゾンで 2 年間にわたる微気象観測、遮断量観測、短期集中的な乱流変動観測を行なうことにより、Penman-Monteith 式を用いて月別蒸発散量を求めており、蒸発散量と降雨量との相関を指摘している。このような蒸発散量の降雨依存性を抽出する方法として短期水収支法は有力な手段になりうる。しかし温帯湿潤流域での適用例の中には、渇水期の蒸発散量減少を報告した例はあるが (江上ら, 1995)、蒸発散量の降雨依存性を検出するという目的で、短期水収支法の適用結果を検討した例は見当たらない。

そこで以下では、湿潤熱帯流域に短期水収支法を適用することにより、平均日蒸発散量を推定

し、蒸発散量の降雨依存性を明らかにすることを目的として、サプルット、ウルカルンパンの2流域に短期水収支法を適用した結果について述べる。

#### 4-2-3 水収支期間の設定

短期水収支法を適用するにあたり、水収支期間の起点と終点を決める必要がある。従来の研究では解析データとして日単位の降雨・流出記録を用いており、起点と終点の決定に日流量を用いるのが一般的であるが、理論的には起点と終点は任意の時刻に決めることができる。本論では蒸発散に起因する流出量の日周変化の影響を避けるため、起点と終点は同じ時刻とする。

蒸発散量の降雨依存性を論じる場合、水収支期間内の降雨量、降雨日数、降雨時間などに注目して解析していくことになる。第2章で述べたように、対象流域の降雨イベントのほとんどは午後開始し、午前中の降雨はわずかである。そのため、ある期間内の降雨日数は日界時刻によって大きく変わることになる。特にサプルットの場合、日界時刻を午前0時から午前10時に変えることにより、1991年の年降雨日数は13日、1992年は17日、1986年は23日も減少することが確かめられている。降雨日数を降雨イベントと対応させる立場からは、日界として午前中の適当な時刻を設定することが必要である。そこで本論では午前10時を日界とした日降雨量、日流出量を計算して水収支解析を行なった。したがって水収支期間の起点、終点の時刻は午前10時とする。

水収支期間の起点、終点は、先行する48時間に降雨がない時刻(午前10時)を、水収支期間の起点・終点の候補とし、この候補のうちで、日流出量の差が日流出量の $a\%$ 以内(表-4.1)である組を抽出する方法(鈴木, 1985)によって決定した。この組のうち、期間が $b$ 日以上のもものは、蒸発散量の降雨依存性を求めるのに適さなくなるため除外し、 $c$ 日未満のものは貯留水量変動項の影響が大きくなり精度が悪くなることが考えられたためこれを除外した。サプルット流域では年に数回流出量がゼロになるため、流出量の下限值 $q$  (mm/day)を設け、水収支期間の起点・終点の流出量が $q$  (mm/day)以下のときは除外した。 $q$ の値は第2章で述べた流出量の日周変化が生じなくなる流出量を目安として定めた。各流域における $q, a, b, c$ の値を表-4.1に示す。

計算には1990年10月～1993年3月の30ヶ月間の欠測のない時間降雨量・流出量データを用いた。

#### 4-2-4 計算結果と考察

サプルット流域に短期水収支法を適用して得られた、水収支期間の平均日蒸発散量を図-4.1に、ウルカルンパン流域における結果を図-4.2に示す。サプルットでは1991・1992年を通じて毎日が少なくとも1つの水収支期間に含まれているが、ウルカルンパンでは前述の条件に当てはまらない期間があるため、1991・1992年とも水収支期間に含まれない期間がある。複数の水収支期間に含まれる日は両流域ともかなりの日数に及んでいる。蒸発散量はサプルットで1991年12月から1992年1月にかけての例外を除き、2.5 mm～5.5 mm/dayの範囲に分布し、ウルカルン

表-4.1 水収支期間の選択基準

Table 4.1. Parameters for choosing water balance period of the two catchments

Catchment	$q$ (mm/day)	$a$ (%)	$b$ (day)	$c$ (day)
Sapulut	0.1	3.0	116	17
Ulu Kalumpang	0	0.5	116	24

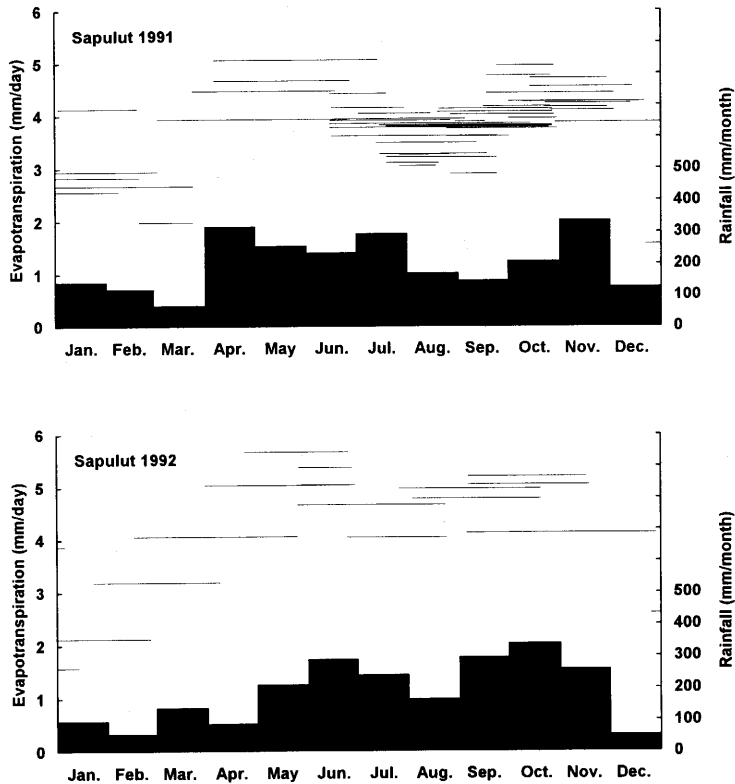


図-4.1 短期水収支法により求められたサプルット流域における1991・1992年の平均日蒸発散量と月雨量との対応。

Fig. 4.1. Mean daily evapotranspiration derived from the short-term water balance method and monthly rainfall in the Sapulut catchment in 1991 and 1992.

パンでは2 mm~5 mm/dayの範囲に分布している。湿潤熱帯流域の日蒸発散量は、年間を通じてほぼこの範囲に分布していることになるが、これは熱帯における平均日蒸発散量に関する従来の知見と一致している。

日蒸発散量と降雨量との関係を見るために、図に月降雨量をあわせて示した。図より、降雨量が少ないとき蒸発散量も減少するように見えるが、その傾向は明瞭とはいえない。

図-4.3は両流域の各水収支期間における総降雨量と日平均蒸発散量との関係を示したものである。1点は1つの水収支期間に対応している。点は午前10時を境にして計算した降雨日数が、水収支期間日数に占める割合の大小によって区分し、記号を変えて表示した。日蒸発散量は降雨量の増加に伴って増加する傾向にあるが、そのばらつきは大きく、同じ降雨量でも蒸発散量には両流域とも2~3 mm/dayの幅があることがわかる。

短期水収支法によって求められた蒸発散量が水収支期間中の降雨量の増加に伴って増加する現象は、次の3つの要因によって生じていると考えられる。

- ① 多雨期における遮断蒸発量の増大による、蒸発散量の増加。
- ② 小雨期における蒸散抑制の発生による、蒸発散量の減少。

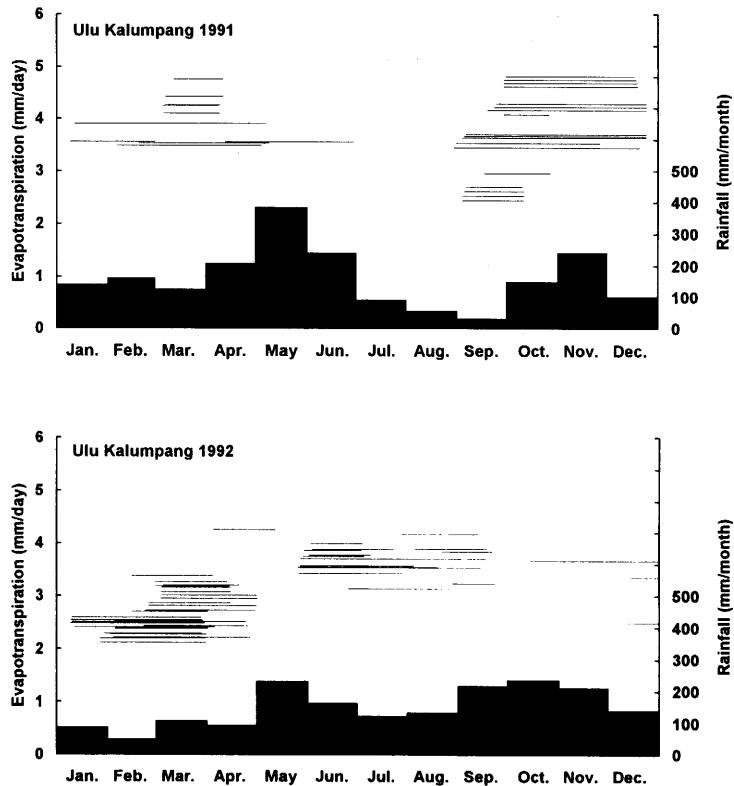


図-4.2 短期水収支法により求められたウルカルンパン流域における1991・1992年の平均蒸発散量と月雨量との対応。

Fig. 4.2. Mean daily evapotranspiration derived from the short-term water balance method and monthly rainfall in the Ulu Kalumpang catchment in 1991 and 1992.

③ 短期水収支法の仮定，すなわち「水収支期間の起点と終点における貯留水量が等しい」が満たされず，降雨が貯留されて貯留水量変動項が正になり，それを0とみなすことにより，結果として蒸発散量が過大に評価される。

一方，図-4.3において日蒸発散量と降雨日数との関係を見ると，降雨日数の割合によって日蒸発散量が異なっていることがわかる。サプルットでは降雨日数割合が30%未満のとき2.5 mm以下，30%～50%のとき2.5 mm～4.0 mm，50%より大きいとき4.0 mm以上，ウルカルンパンでは降雨日数割合が40%未満のとき3.5 mm以下，40%以上のとき3.5 mm以上というようにきれいに分類できているように見える。降雨日数は降雨イベント回数と対応させるため，午前0時でなく午前10時を日界としているので，この結果は日蒸発散量は降雨量の大小よりも降雨イベント回数の多少によって決まっていることを示唆している。上に挙げた①～③の要因のうち，降雨量の大小よりも降雨イベント回数の多少によって影響を受ける要因は①，すなわち「多雨期における遮断蒸発量の増大による，蒸発散量の増加」である。微気象モデルによって推定された日本の森林における遮断蒸発量が，降雨量よりも降雨日数と強い相関をもつことは近藤ら(1992a)によって明らかにされている。



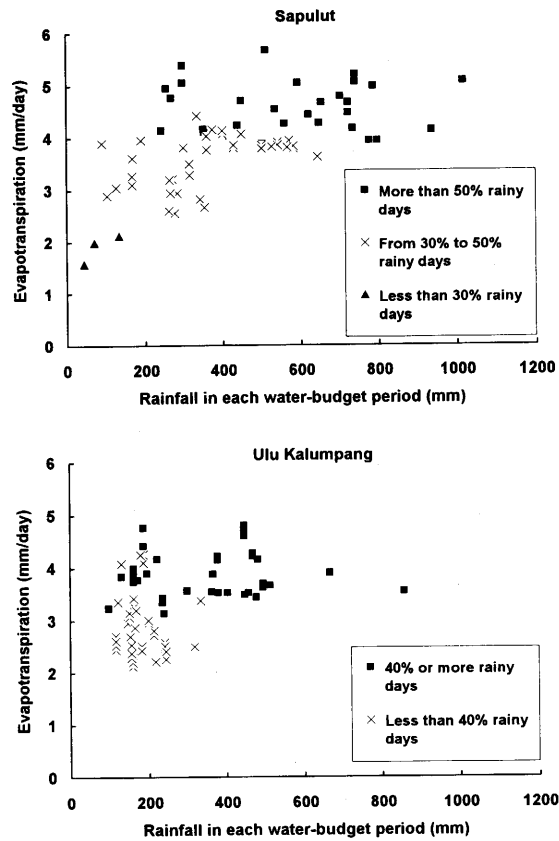


図-4.3 サプルット，ウルカルパン両試験流域における各水収支期間の総降雨量と日平均蒸発散量の関係。

Fig. 4.3. Relationship between mean daily evaporation and total rainfall in each water balance period in the two catchments.

1991～1992年における日蒸発散量と、各月の降雨日数との対応を図-4.4に示す。日蒸発散量を推定値が複数個得られる日は、これらを平均して当日の値として計算した。ウルカルパンの日蒸発散量のグラフが途切れているのは、図-4.2に示されている水収支期間に含まれなかった期間に対応している。降雨日数と日蒸発散量の変動はよく対応していることがわかる。途切れた期間の値を補完して求めた平均年蒸発散量はサプルットで1464mm、ウルカルパンでは1281mmであった。これらは第2章で整理された湿潤熱帯地域の流域水収支と比べて妥当な値である。

本節で得られた結論を整理すると以下ようになる。

- (1) 短期水収支法は、湿潤熱帯地域の流域蒸発散量を求める方法として、温帯湿潤地域の場合と同様に有効な方法である。
- (2) 短期水収支法により求められた平均日蒸発散量は、水収支期間中の降雨日数の割合の増加にしたがって増加する。この増加の主原因は樹冠遮断量の増加である。
- (3) 短期水収支法で求めた平均日蒸発散量の変動と降雨日数の変動はよく対応している。

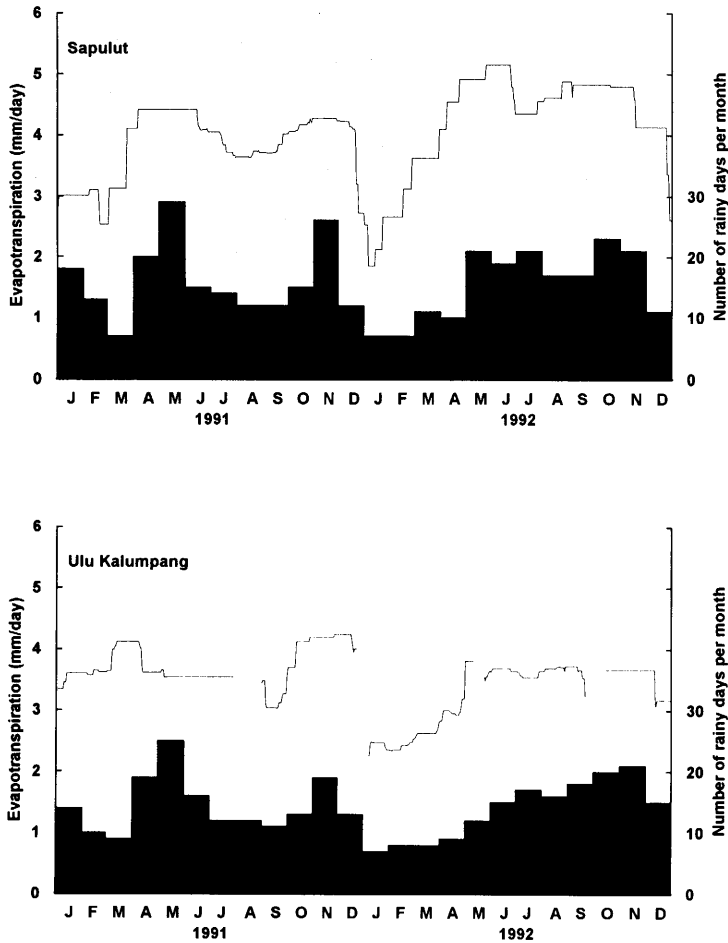


図-4.4 サブルット，ウルカルンパン両試験流域における1991～1992年における日蒸発散量と月降雨日数の変動。

Fig. 4.4. Fructuations of the number of rainy days per month and mean daily evapotranspiration on the two catchments from Jan. 1991 to Dec. 1992.

### 第3節 移動水収支法の提示と流域への適用

#### 4-3-1 はじめに

前節において，流域からの蒸発散量は降雨量よりも降雨日数と良い相関があることが示された。しかし短期水収支法は，「水収支期間の起点と終点の流域内貯留水量が等しい」ことを仮定しているため，この仮定が満足されず，誤差が生じる可能性が指摘されている。この誤差は水収支式における流域内貯留水量変化  $\Delta S$  が，降雨や流出項の大きさと比べて相対的に無視できない大きさであることに起因する。日平均蒸発散量を考える場合，水収支期間を長く取るほど， $\Delta S$  による誤差は小さくなる。

そこで本節では，1年間の流域水収支により，蒸発散量に占める遮断蒸発量の影響を評価し，流域の蒸発散量を推定できる新たな手法を提示する (KURAJI and PAUL, 1994)。以下ではこの手

法を「移動水収支法 (Shifting water balance method)」と称する。

#### 4-3-2 移動水収支法の原理

1年間の流域水収支をとる場合、年界をいつにするかという問題が生じる。一般に水文現象の時間的変化の少ない季節に年界をとることが多く、こうしてとられた1年は水年 (water year, hydrologic year) と呼ばれている (樞根, 1980)。温帯では渇水期が水年の区切りとされ、日本では暦年に一致させることが多い。乾季のある熱帯では乾季の最終月の末日を水年の区切りとするのが妥当であるが、湿潤熱帯流域における水年の設定に関しては、暦年をとる場合と、比較的流出量の少ない期間を水年の区切りにしたりする場合とがあり、流域によってまちまちである。

もともと湿潤熱帯地域は、年中高温多湿の環境であり、水文現象の季節変化は小さい。このような条件下では、水年の区切りは任意の日に設定できると考えられる。X日間の水収支データを対象とする場合、Y日間の水収支のとり方として可能な組み合わせは $(X-Y+1)$ 通りある。例えば1990年10月1日より1993年3月31日までの913日間の水収支データにより年間水収支を計算する場合、水収支期間を365日に固定し、起日を1990年10月1日より1992年4月1日まで、1日ずつ移動していくことにより、終日は1991年9月30日より1993年3月31日まで移動することになり、その結果549個の年間水収支式が得られることになる。

図-4.5はこうして得られた水収支式の各項の変動を示したものである。年間降雨量と流出量は多雨月の多少に応じて変動しているが、年損失量の変動はそれに比べて小さい。ウルカルパンの損失量の変動は最初は一定であるが、途中でゆるやかに上昇していき、その後再び一定になるパターンを描いている。損失量が上昇し始めるタイミングは、年降雨量が急激に減少し、湿潤熱帯地域では例外的な小雨期 (約1350mm) に入った時と一致している。1年間の水収支をとっているため、この小雨期は降雨の季節変動ではなく、年々変動の結果として発生している。その後、降雨量は漸増していくが、流出量の変化があまりないため、降雨量の増加に伴って損失が増加していることがわかる。これは降雨の増加に伴い蒸発散量が増加したことと、例外的な小雨期に流域が乾燥し、その後の降雨増加分が流域に貯留されたこと、の2つが影響した結果とみることができる。

図-4.6は損失量の分布を表したものである。両流域の損失量の分布にはきわだった違いがみられる。サブレット流域の損失量は1300mm~1500mmの間に分布するのに対し、ウルカルパンの損失量は1050mmと1350mmのあたりに2つのピークをもつ分布をしている。この結果より、湿潤熱帯地域の流域水収支式において、水収支期間の起日を変化させることにより、年間損失量は200~400mm程度の幅をもつことがわかる。ウルカルパンにおける2つのピークは前述した損失量の変動パターンに応じて生じている。このような明瞭な2つのピークが生じる理由として、下のピークは貯留水が流出していった時期の水収支、上のピークは降雨が貯留されていった時期の水収支である、という解釈ができる。

損失量は蒸発散量と貯留水量の変化を合わせたものである。したがって損失量の変動は次の3つの要因によって生じている。

- ① 多雨期における遮断蒸発量の増大による、蒸発散量の増加。
- ② 小雨期における蒸散抑制の発生による、蒸発散量の減少。
- ③ 水収支期間の起日と終日における貯留水量の差。

前節で述べたように、要因①による年損失量の変動は降雨量よりもむしろ降雨日数に対応す

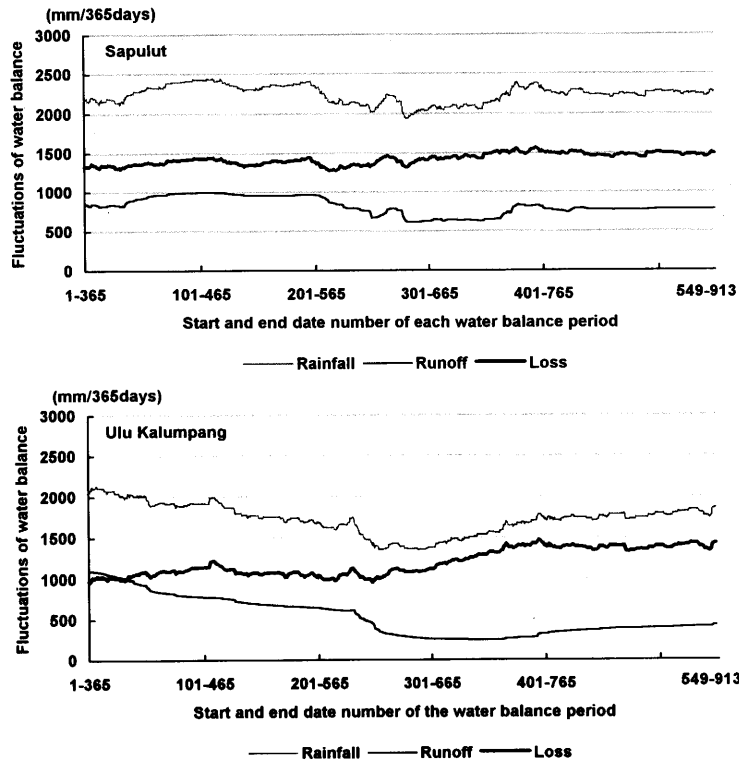


図-4.5 起日と終日を1日ずつ移動させたときの、サブロット、ウルカルンパン両流域における365日間降雨量、流出量、損失量の変動。

Fig. 4.5. Fluctuations of 365-day rainfall, runoff and loss of water at the two catchments.

The first water balance period was from 1 October 1990 to 31 September 1991 indicated as 1-365 while the last water balance period was from 1 April 1992 to 31 March 1993 indicated as 549-913.

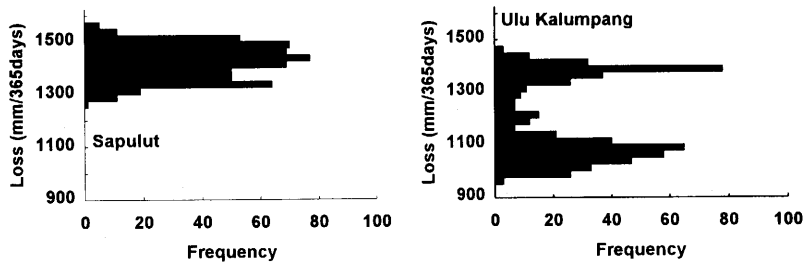


図-4.6 移動水収支法によって求められたサブロット、ウルカルンパン両流域における365日間損失量の頻度分布。

Fig. 4.6. Frequency distributions of the loss by shifting water balance method at the two catchments.

る。要因②による変動は降雨量および数日間連続する無降雨期間の生起頻度に対応していると考えられる。要因③による変動も降雨量に対応しているが、水収支期間を1年にとっているため、短期水収支法の場合と比べて、この要因の年損失量変動に対する寄与は相対的に小さい。

これらの要因の寄与の割合を評価するために、水収支期間における損失量と降雨量、降雨日数との相関をとったグラフを図-4.7に示す。降雨日数は降雨イベント数に対応させるため、前節と同様に10時を日界として数えたものを用い、日雨量5mm以上の降雨日数を集計した。損失量は降雨量、降雨日数のいずれに対しても、その増加に従って増大しているが、降雨日数に対する相関がより高いことがわかる。相関係数はサプルットでは損失-降雨量0.21、損失-降雨日数0.84、ウルカルンパンでは損失-降雨量0.03、損失-降雨日数0.75であった。

図-4.7で示された、損失量と降雨日数の強い相関は、年蒸発散量の変動に対する要因①の影響、すなわち遮断蒸発量の影響が最も大きいことを示しているといえる。一方、要因②の抽出のため、損失量と数日間連続する無降雨期間数との関係を検討したが、有意な情報は見いだせなかった。両流域は湿潤熱帯に位置しており、蒸散抑制が発生するほど乾燥することはまれである。ウルカルンパンでは前述したように例外的な小雨期があったが、図-4.5より、この期間中の損失

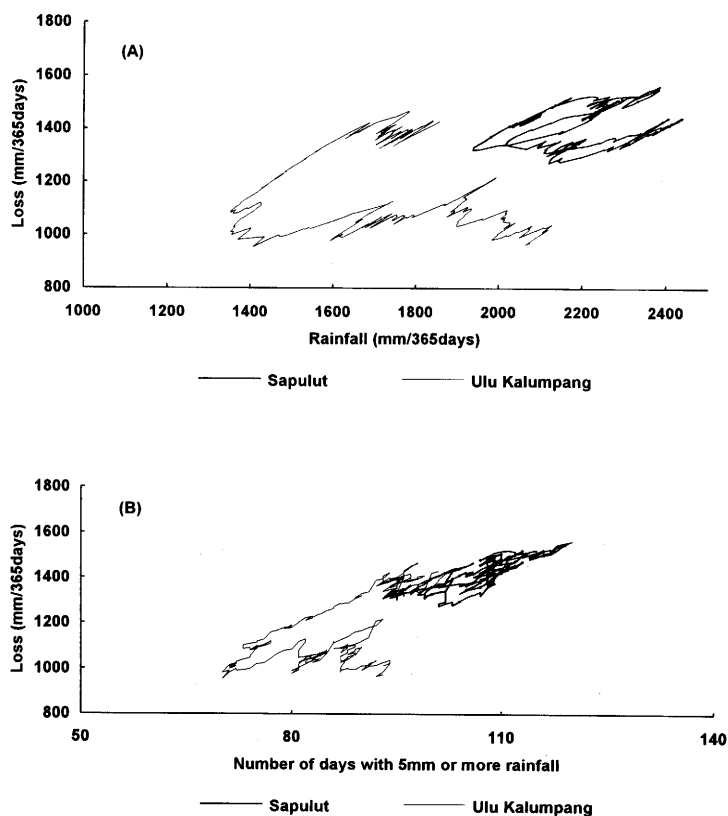


図-4.7 水収支期間における損失量と降雨量 (A)、降雨日数 (B) との相関。

Fig. 4.7. Variations in the relations between loss and rainfall (A), and loss and number of days with 5 mm or more rainfall (B).

量はむしろ増加している。以上より、対象2流域における要因②の影響は小さいとみてよいだろう。

図-4.7(B)において、損失量と降雨日数との関係を表す1次の回帰式は次式のように表される。

$$\Sigma L = \Sigma E + \Delta S = a + nb \quad (4.2)$$

ここに、 $\Sigma L$ : 年損失量,  $\Sigma E$ : 年蒸発散量,  $\Delta S$ : 貯留水量変化,  $n$ : 年降雨日数,  $a, b$ : 定数である。

定数  $a$  に代えて、 $a' = a/365$  を用いれば

$$\Sigma L = \Sigma E + \Delta S = 365a' + nb \quad (4.3)$$

となる。年間の収支式において、 $\Delta S$  の項の大きさは相対的に小さいので無視できるとすると、この式は、年蒸発散量を毎日同じ量蒸発する項 ( $a' \times 365$ ) と、降雨日毎に蒸発する項 ( $b \times n$ ) との合計により推定できることを意味している。現象論的には、毎日同じ量蒸発する項は日蒸散量に、降雨日に限って蒸発する項は遮断蒸発量に対応するとみることができる。ただしこの式では降雨日にも無降雨日と同じ蒸散が発生することになる。対流性降雨によって発生する、熱帯の典型的降雨イベントは午後に開始するが、その日の午前中は無降雨日と同様な晴天である場合が圧倒的に多く、蒸散も無降雨日と同様に発生していると考えられる。午後、樹冠が濡れているときは蒸散量は無降雨日の蒸散量に比べて減少するが、その分、遮断量が  $a'$  より多くなっていると考えることができる。整理すると、無降雨日の蒸散量は  $a'$  よりやや小さく、遮断蒸発量は  $b$  よりやや大きいと考えられる。

(4.3) 式を、 $\Delta S$  を無視し、 $L = E$  とみなして書き直すと

$$\Sigma E = 365a' + nb \quad (4.4)$$

(4.4) 式を用いることにより、係数  $a', b$  が既知であれば、年降雨日数のみを入力として、流域の年蒸発散量を推定し、年遮断蒸発量に対応する項と、年蒸散量に対応する項の値を求めることができる。これが移動水収支法の原理である。

#### 4-3-3 対象2流域への適用結果と考察

式(4.3)の両辺を365で割ると、次式が得られる。

$$L = a' + b(n/365) \quad (4.5)$$

ここに、 $L$ : 平均日損失量。右辺の  $(n/365)$  は年間の降雨日数割合である。

両流域において計算された、平均日損失量と降雨日数割合との関係を回帰直線とともに図-4.8に示す。図-4.7は日降雨量5mm以上の降雨日数との関係を示したが、図-4.8では係数を降雨日の遮断量に対応させるため、降雨が観測された日を降雨日として計算している。相関係数はサブロットで0.53であり、ウルカルンパンでは0.10と小さいが、図に示した回帰直線からの上下のずれをここでは要因③によるものとする。

損失量と降雨日数の関係より得られた回帰係数について検討する。

定数項  $a'$  の値はサブロットで2.21、ウルカルンパンで2.70である。湿潤熱帯地域では、日蒸散量として2~3mm/dayの値は妥当である(DOLEY, 1981)。ウルカルンパンの値がサブロットの値より高いのは、ウルカルンパンの主植生である *Macaranga* spp. の急激な成長により、光合成、蒸散ともに活発であるためと考えられる。皆伐跡地や草地に早生樹種を植林することにより、蒸散量が増加し、土壤水分不足や地下水位の低下を招くという報告はたくさんある(例えば WATERLOO ら, 1993)。

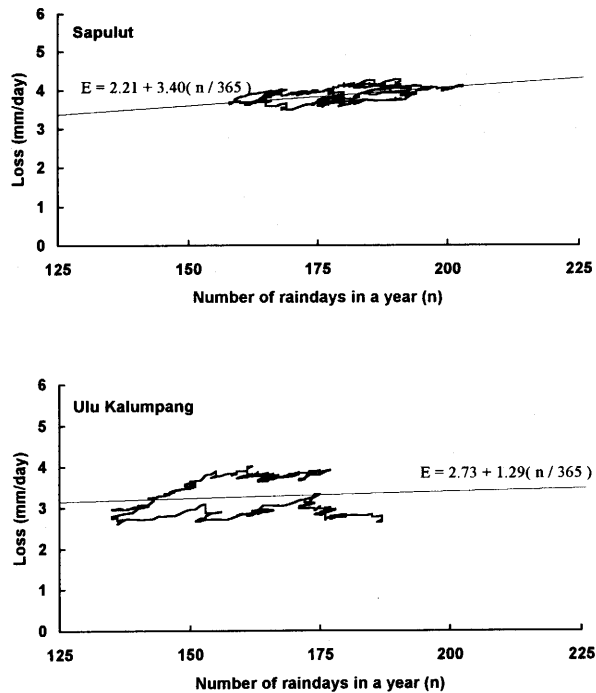


図-4.8 2流域における平均日損失量と365日間降雨日数との関係。

Fig. 4.8. Mean daily loss versus number of raindays in each 356 days water balance period at the two catchments with their linear regression results.

係数 $b$ の値はサプルットで3.40、ウルカルンパンで1.29である。降雨日の遮断蒸発量は、サプルットの方がウルカルンパンより2倍以上大きいことを、この値は示している。サプルットの天然林の樹冠は多層構造をしており、ウルカルンパンの単一樹種・単層構造のマカラング林に比べて空気学的粗度、樹冠貯留水量はともに大きい。となり合った天然林と早生樹種のプロットにおいて、天然林の方が樹冠遮断量大きいという報告が、コスタリカの熱帯雨林で報告されている(RAICH, 1983)。天然林では立木密度、樹高がともに高いので、樹幹の体積は極めて大きく、水分貯留能力が大きいことは実験で証明されている(HERWITZ, 1985)。天然林の樹冠内には落ち葉上に土壌を貯えて成長する着生植物(Epiphytes)が繁茂しており、これも天然林の樹冠貯留水量を大きくする要因となっている(VEENEKLAAS and VAN EK, 1990)。それに対して早生樹種である*Macaranga*属の樹木は着生植物を持たず、葉は水を速やかに滴下する構造(Dripping tip)をもっているため、樹冠貯留水量は小さくなる。なお、厳密には日降水量が係数 $b$ より小さい降雨日の遮断蒸発量に関しては別に計算されるべきであるが、その解析は第5章において、遮断モデルを用いることにより行うこととする。

以上より、移動水収支法によって求められた両流域の日蒸散量と日遮断蒸発量に対応する係数は、両流域の植生状態から予想される現象をよく説明できることがわかった。

求められた係数と(4.4)式を用いると、任意の期間で流域水収支を計算することができる。ここでは仮に暦年の水収支を試算する。1991、1992年における水収支を表-4.2に示す。

表-4.2 2流域の年水収支

Table 4.2. Water balance in the two catchments

Catchment	Year	Rainfall (mm)	Discharge (mm)	Evapotranspiration (mm)	Change in catchment water storage (mm)
Sapulut	1991	2413.0	991.2	1463.0	-41.2
	1992	2222.5	768.1	1438.0	+16.4
Ulu Kalumpang	1991	1921.0	785.7	1210.1	-74.8
	1992	1781.5	391.1	1203.9	+186.5

表-4.3 2流域の年樹冠遮断量, 年蒸散量, 遮断率

Table 4.3. Interception, transpiration and interception rate in the two catchments

Catchment	Year	Rainfall (mm)	Interception (mm)	Transpiration (mm)	Interception rate (%)
Sapulut	1991	2413.0	656.5	806.5	27.2
	1992	2222.5	629.3	808.7	28.3
Ulu Kalumpang	1991	1921.0	223.2	986.9	11.6
	1992	1781.5	214.2	989.7	12.0

表-4.2における年蒸発散量の値は前節で、短期水収支法によって推定された値よりやや小さい。第2章で整理した、世界の湿潤熱帯地域における年水収支の表(表-2.1)におけるサプルット、ウルカルンパン両流域の値は表-4.2の値を平均したものであり、第2章の検討結果より、これらの値が世界の熱帯林流域において得られている結果と比較して妥当な値であることがわかる。

移動水収支法により、表-4.2における蒸発散量の項は、降雨日にのみ蒸発する量(樹冠遮断量)と毎日蒸発する量(蒸散量)に分けて評価することができた。これらの値を年樹冠遮断率とともに表-4.3に示す。前述したように、表-4.3の遮断量は少なめに、蒸散量は多めに見積もられている可能性がある。表-3.6に示した世界の湿潤熱帯地域の天然林における樹冠遮断量の測定結果と比較すると、移動水収支法によって求められたサプルットにおける遮断率は比較的大きいことがわかる。一方、第3章第3節で述べた、サプルット試験地における樹冠通過雨量の観測結果によると、降雨の86.5%が樹冠通過雨量として流下しているため、観測していない樹幹流の寄与を考慮すると、遮断量は13.5%以下となる。これは観測が比較的多雨の期間に行なわれたため、樹冠通過雨量の降雨量に占める割合が大きく評価された結果であるとみることができる。

#### 4-3-4 流域貯留水量の変動

熱帯地域における、流域の貯留水量の長期変動に関する研究は、最近、水循環モデルを用いる方法と、大気水収支法により行われている。前者の例として、藤枝(1995)は安藤(1982)型のモデルを用いて亜湿熱帯の流域における貯留水量の8年間の変動を求め、土壌水分貯留水量と地下水貯留水量に分けて長期変動の特性を解析しているが、計算にあたり、8年間の連続計算をせずに、各水年ごとに初期値を与えているため、長期変動が正確に推定できているのか疑問が残る。後者の例として、MATSUYAMA(1992)は大気水収支法によりアマゾン流域の貯留水量変動と蒸発散量を月ごとに求めた。それによれば、貯留水量が最大380mmの変動幅をもつのに対し、蒸発散量にはほとんど変化がみられない。MATSUYAMA(1992)は、蒸発散量は貯留水量の変動に影響



を受けないと結論している。

本項では、流域からの日蒸発散量を移動水収支法によって求めることにより、流域水収支式を用いて貯留水量の長期変動を求める手法 (KURAJI and PAUL, 1995) を用いて、サプルット、ウルカルンパン両流域における貯留水量の変動について考察を加える。その手法の手順は次のようである。

時刻  $t_0$  における流域貯留水量を  $S_0$ 、 $t_1$  における貯留水量を  $S_1$  とすると、 $t_0$  と  $t_1$  の期間における流域水収支は次式で表される。

$$R = Q + E + S_1 - S_0 \quad (4.6)$$

ここに、 $R$  は期間中の降雨量、 $Q$  は流出量、 $E$  は蒸発散量。(4.6) 式を  $S_1$  について整理すると次式となる。

$$S_1 = R - Q - E + S_0 \quad (4.7)$$

蒸発散量  $E$  は(4.4)式で推定できるとし、 $t_0$  を固定して  $t_1$  を動かしたとすると、(4.7)式は、基準流域貯留水量  $S_0$  を決めることにより、任意の日  $t_1$  における貯留水量  $S_1$  が求められることを示している。すなわち長期間の水収支データを用いることにより、流域貯留水量の長期変動が(4.7)式により計算できる。

(4.7)式により、日単位で計算された2.5年間の貯留水量変動と5年間の月降雨量変動を図-4.9に示す。各流域において、月降雨データが得られない期間のデータはマレイシア灌漑排水局の設置した最も近い雨量観測点(サプルット流域はサプルット観測点、ウルカルンパン流域はカルンパン観測点。流域と観測点は両地点とも約20km離れている)のデータ(DID, 1991)を用いて、月雨量についての1次回帰式により補間した。ウルカルンパンにおける1989年5月は流域、雨量観測点ともに欠測、1993年後半は流域が欠測、雨量観測点のデータが未発表のため、グラフが途切れている。流域の貯留水量変動は2.5年間で最小の貯留水量を記録した時点の貯留水量を0として計算している。

図-4.9より、ウルカルンパンの月降雨量の変動には、サプルットに比べて、年に2回のピークが比較的明瞭に現れていることがわかる。これは内陸部に位置するサプルットに比べて、ウルカルンパンは海に近い場所に位置するため、北東・南西モンスーンの影響がより明瞭にあらわれた結果である。流域貯留水量の変動幅はサプルットで206mm、ウルカルンパンで338mmであった。ウルカルンパンの貯留水量が多い理由として、ウルカルンパン流域の基盤地質が火山砕屑物であり、土層孔隙の体積が大きいこと、水貯留容量が大きいことが考えられる。両流域の流域貯留水量は降雨量のピークに対応して、年に2回のピークをもっており、その傾向はウルカルンパンの方がより明瞭である。ウルカルンパンにおけるピーク貯留水量についてみると、1990年後半、1991年前半、1992年後半の3回のピークに比べて、1991年後半、1992年前半の2回のピークにおける貯留水量は150mm程度少ない。これは1991年7月から9月にかけて発生した小降雨期に貯留水量が急激に減少し、その後の2回の湿潤期の降雨量が比較的少なく、その間の乾燥期も降雨量が少なかったため、降雨量が水分不足を補うのに十分でなく、ピーク貯留水量が小さくなったものと考えられる。その後十分な降雨があったため、1992年後半になってようやく水分不足が解消され、貯留水量のピークがもとに戻ったと解釈することができる。前節の表-4.2においてウルカルンパンの貯留水量変動項が大きい値を示しているのはこのためである。

図-4.9に示された結果は、対象地域における流域貯留水量の季節変動は北東・南西モンスーン

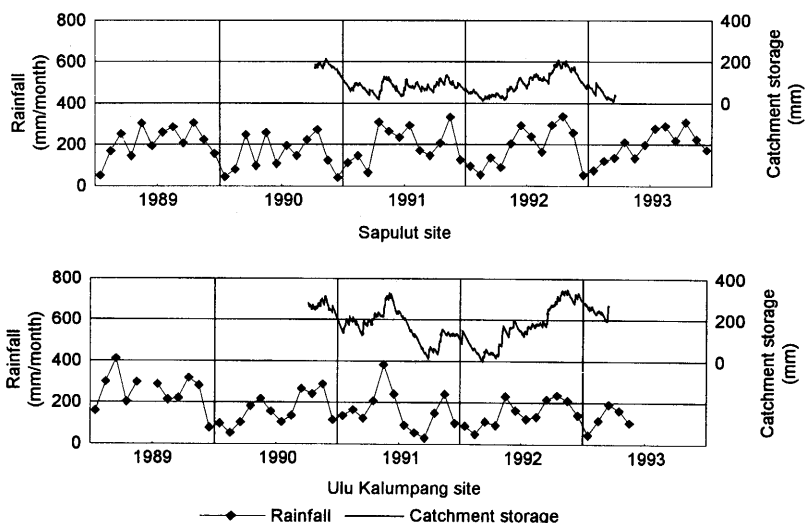


図-4.9 サプルット、ウルカルンパン両流域における、日単位で計算された2.5年間の貯留水量変動と5年間の月降雨量変動。

Fig. 4.9. Fluctuations of monthly rainfall for 5 years and relative values of catchment water storage for 2.5 years in the catchments of the Sapulut site and Ulu Kalumpang site.

Note: Some parts of rainfall data on 1989 and 1990 are complemented by data measured at the nearest meteorological stations (DID, 1991) using regression equations. Data in June 1989 and late 1993 in the Ulu Kalumpang site are incomplete. Catchment storage is modified so that the minimum value would be zero.

の影響とモンスーンの年々変動の相互作用により決まることを意味している。年々変動の影響の大きさは、表-4.2に示した通り大きく、一水年の水収支式で、貯留水量変動項を無視することにより、流域の蒸発散量を論じることの危険性を示唆しているといえる。

#### 第4節 まとめ

本章で得られた成果は次のようである。

(1) 短期水収支法は湿潤熱帯地域の流域蒸発散量を推定する手法として有効である。短期水収支法により推定された蒸発散量は降雨量の多いときに多くなる傾向を示すが、蒸発散量は降雨量よりも降雨日数と相関が高く、遮断蒸発の増大により多雨期の蒸発散量が増大した結果である可能性が高い。

(2) 本論で新しく提示された移動水収支法は、湿潤熱帯地域の蒸発散量推定法として有効であると同時に、遮断蒸発量と蒸散量を分離して評価できる手法である。この方法により、対象流域の2年間の蒸発散量、遮断量、遮断率、蒸散量が求められた。遮断量、蒸散量の配分には違いがみられ、これを両流域の植生条件の違いによって説明した。

(3) 移動水収支法によって流域の貯留水量変動が推定された。両流域の貯留水量変動幅の差は流域の地質条件の違いによって説明された。貯留水量の時系列変動は降雨変動に対応して、季節変化しながら年々変動していることがわかった。

## 第5章 熱帯林流域と日本の森林流域の水循環特性—数値モデルを用いた比較検討—

### 第1節 はじめに

本章では、マレーシア・サバ州サブルット、ウルカルンパン両流域、および比較対象流域として日本の東京大学千葉演習林袋山沢小流域、同愛知演習林白坂流域を取上げ、その水循環過程を数値モデルで表現し、モデルの応答特性を解析することにより、熱帯林流域の水循環特性を日本の森林流域の水循環特性と比較して検討する。

水循環過程全体のモデル化に先立ち、第2節では樹冠遮断過程、第3節では短期流出過程に対してそれぞれ新しいモデルを提唱し、そのモデルを用いて熱帯と日本の降雨特性の違いが遮断蒸発過程・短期流出過程に及ぼす影響を明らかにすることを目的とした解析を行う。またこれらの素過程モデルをすべてサブモデルとして組み込んだ水循環モデルを第4節で提示する。このモデルを用いて、各流域の蒸発散・流出成分をそれぞれ遮断蒸発・蒸散、直接流出・基底流出の各成分に分ける。熱帯林の流出特性は、熱帯という場の特性の影響と、第3章で述べた降雨特性の影響の両方を受けて決まると考えられるが、その影響を別々に評価するという視点で、熱帯と日本の水循環過程を比較した試みは今までにない。本論では、モデルにマレーシアと日本で観測された降雨を入力することにより、それぞれの流域における成分分配の特性を解析し、降雨特性の違いの影響と基盤条件の違いの影響を別々に評価することを試みる。

### 第2節 遮断モデル

#### 5-2-1 はじめに

樹冠遮断雨量（遮断蒸発量）は、葉面積指数、樹冠開空度などの植生条件、風速、気温、湿度、飽差などに示される微気象条件、降雨強度、継続時間、降雨頻度等の降雨特性の3条件によって決定される。植生、微気象、降雨特性の3条件が遮断蒸発機構に与える影響をそれぞれ個別に把握することは、森林が水循環に与える影響を評価する上で重要である。第3章第2節で示したように、熱帯の降雨パターンは日本の降雨パターンと異なる特性をもっている。この降雨特性の違いが樹冠遮断機構に及ぼす影響について検討した研究は見当たらない。

そこで本章では、遮断モデルとして貯留モデルを用いて、熱帯と日本の降雨特性の違いが樹冠遮断雨量に与える影響について検討する。

#### 5-2-2 モデルの構造

第3章第3節で述べたように、熱帯林における樹冠遮断現象をモデルを用いて表現しようとする試みはすでにいくつかなされている。それらはみな、欧米で用いられてきた Lutter, Gash, Calder などの遮断モデルを熱帯での観測結果にそのままあてはめるという形で行われてきた。一方、日本では欧米と降雨パターンが異なるため、欧米型のモデルに代わって貯留型モデルが用いられる例が多い。これまでに武田(1951)、鈴木ら(1979)、田瀬ら(1983)、吉田(1994)などにより、異なる構造の貯留モデルが提唱されている。貯留モデルは時々刻々の遮断蒸発量、林床到達雨量、樹冠水分付着量が求められ、水循環モデルのサブモデルとしてそのまま用いることができる利点がある。熱帯の降雨特性は欧米よりもむしろ日本と類似性をもっているため、熱帯林の遮断量を計算するモデルとして貯留モデルは有利であると考えられるが、日本で提唱されたモデルを熱帯林地域の遮断蒸発量推定に用いた研究の例はない。そこで本論では遮断モデルとして貯留

モデルを用いることにした。樹冠における水分貯留を貯留モデルで表現する場合、従来は2段のタンクを用いることが多かった。しかし、現象をモデル化する立場からも観測結果を表現する立場からも、2段のタンクを用いる必然性はないと考えられるので、本論の貯留モデルは1段のタンクで構成することにした。

本論で用いる貯留モデルの概念図を図-5.1に示す。降雨はまず樹冠貯留タンクに貯留され、最大貯留深  $Sc$  を超えた雨が地表到達雨量  $Rn$  となる。タンクに水がある間は遮断蒸発  $Ei$  が生じ、貯留深が減少する。タンクの貯留深が樹冠付着水分量に対応している。モデルパラメータは最大樹冠付着水分量  $Sc$  (mm)、降雨中・降雨後の平均蒸発強度  $Ei$  (mm/hour) の2つであり、それぞれ植生条件、及び微気象条件の差異を表現している。このモデルは鈴木ら (1979) によって提唱され、福嶋 (1986) の HYCY モデルのサブモデルとして組み込まれた2段タンクモデルを単純化したものということができる。このモデルを東京大学秩父演習林および第3章第3節で述べたサプルット試験地の遮断量観測結果に適用した結果、観測値の再現性は良好であることが確かめられており (後藤, 1995)、植生・微気象パラメータを変化させたときの、マレイシアと日本の降雨に対するモデルの応答特性の違いがすでに調べられている (執印・蔵治ら, 1995)。

なお、計算の時間ステップは1時間とし、1時間刻みの降雨データを入力として用いた。

### 5-2-3 遮断量、遮断率、降雨中蒸発量、無降雨時の蒸発量に関する検討

第3章第2節において降雨特性の比較に用いた、5地点11例の年降雨量の時間データを用いて、貯留モデルにより年遮断蒸発量を計算した。モデルパラメータのうち、平均蒸発強度  $Ei$  の値は微気象条件の日周変化、季節変化の影響を受けて場所により異なる値をとると考えられるが、ここではマレイシアと日本におけるモデル計算値を比較するため、両パラメータの値をともに定数として計算することとした。値は鈴木ら (1979)、FUKUSHIMA (1988)、塚本ら (1988) に示されている日本と欧米の研究成果を参考にして次のように決めた。

$$Ei = 0.2(\text{mm/hour})$$

$$Sc = 2.0(\text{mm})$$

計算の結果を表-5.1に示す。マレイシアの2地点を比較すると、サプルットの遮断量はウルカランパンの遮断量と比較して70~100 mm多い。それに対して遮断率はあまり差がなく、サプルットでは降雨量が多いために遮断量も多くなっているようである。しかし同じサプルットで年度毎に比較すると、1986年や1991年は1987年より降雨量が少ないのにも関わらず、遮断量は

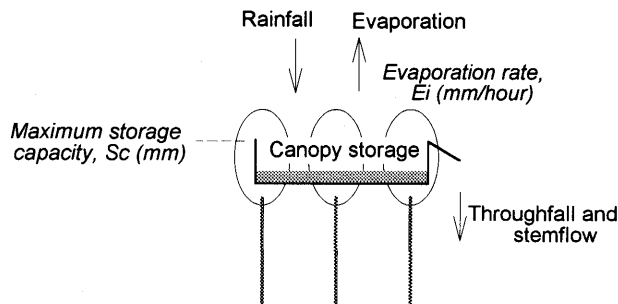


図-5.1 樹冠遮断量算定のための貯留モデルの概念図。

Fig. 5.1. A schematic representation of the canopy interception model.

表-5.1 貯留モデルによる遮断蒸発量の計算結果

Table 5.1. Rainfall interception calculated by the storage model

Site name	Data Code	Rainfall (mm)	Interception (mm)	Interception rate
サブロット Sapulut	SP86	2380.5	498.0	20.9%
	SP87	2737.0	479.5	17.5%
	SP91	2417.5	503.5	20.8%
	SP92	2222.5	473.1	21.3%
ウルカルンパン Ulu Kalumpang	UK91	1921.0	404.8	21.1%
	UK92	1781.5	408.5	22.9%
東京大学千葉演習林袋山沢 Fukuroyamasawa, Tokyo Univ. For. Chiba	FU93	2350.5	443.7	18.9%
	FU94	1696.0	329.2	19.4%
東京大学秩父演習林矢竹沢 Yatakesawa, Tokyo Univ. For. Chichibu	YT91	1955.0	395.0	20.2%
	YT92	1592.5	378.9	23.8%
東京大学愛知演習林白坂 Shirasaka, Tokyo Univ. For Aichi	SR94	1180.5	305.3	25.9%

逆に大きくなっており、その結果 1987 年の遮断率は他の年に比べて約 3% 低くなっている。ウルカルンパンでも同様な逆転現象が起きていることを考えると、降雨量が大きいと遮断量も大きく、結果として遮断率も大きいとは必ずしも言えない。

一方、日本の 3 地点における遮断量は降雨量と正の相関がある。遮断率は小雨年であった 1994 年の場合に大きくなるが、他は 19~20% の範囲に入っている。降雨量が特に多かった袋山沢における 1993 年の遮断量はマレーシアのウルカルンパンより大きくなっているが、同程度の降雨量をもつサブロットの遮断量はさらに多い。

このように、貯留モデルによって計算された遮断量と降雨量との関係は単純でないので、計算結果を単純に遮断率で整理するのでは不十分であり、降雨量以外の降雨特性ファクターと遮断量との関係についてさらに検討していく必要がある。そこで以下では降雨時間、降雨イベント回数等と遮断量との関係について考察を加える。

図-5.2 は貯留モデルによって計算された遮断量を降雨中の蒸発量と無降雨時の蒸発量に分けて示したものである。図-5.3 は全遮断量に対する降雨中蒸発量と無降雨時の蒸発量の百分率を示したものである。この結果は、マレーシアの降雨に対しては無降雨時の蒸発量の占める割合が大きいのに対し、日本の降雨に対しては降雨中蒸発量の占める割合が大きいことを明瞭に示している。配分率にこのような顕著な差が現れた理由は、第 3 章第 2 節で述べた降雨特性の違いにある。マレーシアの降雨は年降雨時間が日本の年降雨時間の半分以下であり、降雨中蒸発量の割合が少なくなるが、一方で降雨イベント数が日本より多く、無降雨時の蒸発量の割合が大きくなったためである。この比率は微気象パラメータに依存して変わるが、図に示されている配分率の差は大きく変わらないと考えられる。

#### 5-2-4 短い降雨中断中の遮断量に関する検討

前項ではマレーシアにおける無降雨時の蒸発量は、同じ微気象パラメータを与えたときの日本における無降雨時の蒸発量よりも大きいことを示し、その理由としてマレーシアの降雨イベント回数が多いことを指摘した。第 3 章第 3 節ですでに述べたように、降雨イベントは一般に一降雨

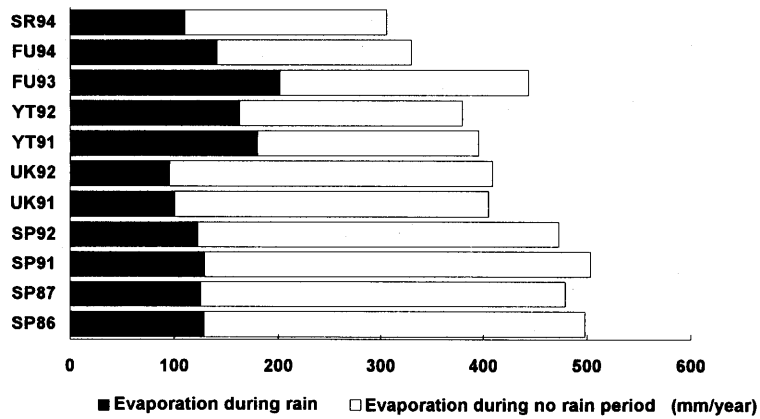


図-5.2 降雨中蒸発量と無降雨時の蒸発量.

Fig. 5.2. Evaporation during rain and wet canopy evaporation during no rain period.

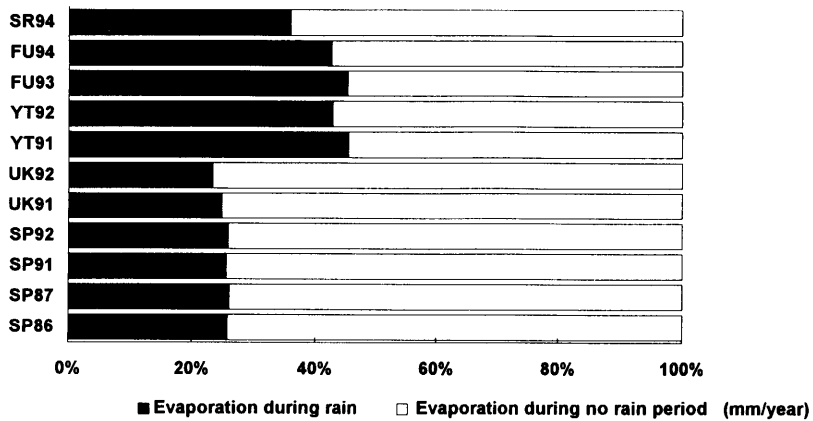


図-5.3 降雨中蒸発量と無降雨時の蒸発量の全樹冠遮断量に占める割合.

Fig. 5.3. Proportion of evaporation during rain and wet canopy evaporation during no rain period to the total interception.

イベント間の中断時間を定めることにより定義される。第3章では降雨イベントの中断時間を10時間と定めて解析をしている。

無降雨時の蒸発の発生する時間は降雨中断時間であるが、その中には一つの降雨イベント内に含まれる短い中断と、降雨イベントの区切りになる長い中断が含まれている。降雨イベント回数は降雨イベントの区切りになる長い中断の回数と一致する。したがって、無降雨時の蒸発量は降雨イベント回数の他に、降雨イベント内に含まれる短い中断の生起頻度の影響を受けることになる。マレーシアと日本の降雨イベント回数には明瞭な差がみられるが、短い中断の生起頻度についてもマレーシアと日本に差があるかどうか、検討しておく必要がある。

図-5.4は5地点11例の年降雨量の時間データを用いて、 $t$ 時間以下の全ての降雨中断の積算時間  $(\sum_{k=1}^t kN(k))$ :  $N(k)$  は  $k$  時間の降雨中断の年間生起回数) を  $t$  との関係として示したものであ

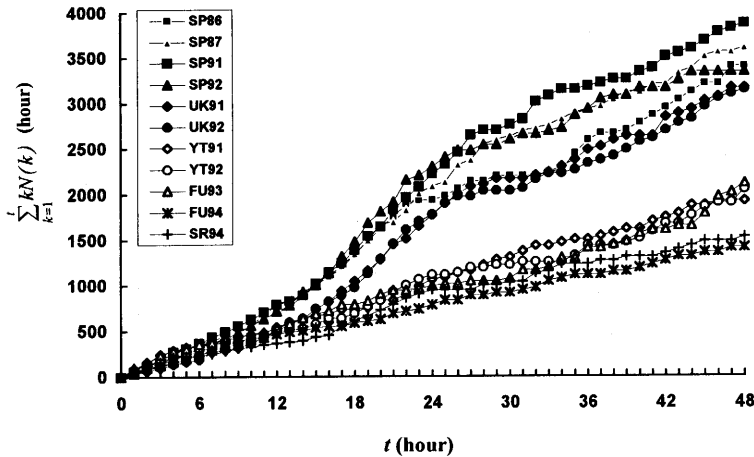


図-5.4  $t$  時間以下の降雨中断の累積時間 ( $\sum_{k=1}^t kN(k)$ :  $N(k)$  は  $k$  時間の降雨中断の年間生起回数) と  $t$  との関係。

Fig. 5.4. Cumulative time of no rain period equal or shorter than  $t$  hours ( $\sum_{k=1}^t kN(k)$ : where  $k=1, 2, 3, \dots, t$ ;  $N(k)$  is the number of  $k$  hours no rain period in a year) as a function of  $t$ .

る。縦軸は積算値であるので、全ての地点・年度でグラフは右上がりになっているが、マレーシアの6例と日本の5例の違いは際立っている。特に  $t$  が14時間から24時間の範囲でマレーシアの積算時間は急速に上昇しており、日本との差が開いている。この範囲では同じマレーシアでもサブロット、ウルカルンパンの間で差があるが、 $t$  が20時間以上の範囲ではその差は不明瞭である。日本では48時間中、ほぼ同じ傾きで中断時間積算値が上昇している。日本が小雨年であった1994年は、 $t=48$ 時間までの積算時間がそれ以外の年に比べて少なくなっていることもわかる。一方、樹冠が飽和した状態から完全に乾くまでの時間は夜間、昼間で異なるが、通常は10時間を超えないと考えられる。よって図-5.4に示されている降雨中断の積算時間分布特性のうち、短い中断中の遮断量に関係するのは  $t$  が10時間未満の範囲である。図より、この範囲でマレーシアと日本の降雨中断時間積算値の間に差はみられないことがわかる。

短い降雨中断中の遮断蒸発量は短い降雨中断の積算時間の他に、降雨中断時間の発生時刻、特にそれが夜間か昼間かによって影響を受ける。また短い時間とはいえ、降雨中断時間中に樹冠が乾いてしまう可能性もある。厳密にはこれらの要因の影響を全て詳細に検討する必要があるが、図-5.4に示した結果は、短い降雨中断の頻度分布は日本とマレーシアの遮断量の違いにあまり影響しないということを示唆するものである。

図-5.5及び図-5.6は10時間未満の降雨中断中、常に樹冠に水分が付着していて、降雨中と同じ強度で蒸発が発生していると仮定して計算した、短い降雨中断中の蒸発量を図-5.2及び図-5.3に書き加えたものである。図中の降雨イベント終了後の蒸発量はモデル計算値から短い降雨中断中の蒸発量を引くことにより算出している。短い降雨中断中に樹冠が乾いてしまう可能性を無視しているため、短い降雨中断中の蒸発量は若干過大に計算されているが、総量は図-5.2及び図-5.3と同じになる。図-5.5及び図-5.6は、短い降雨中断中の蒸発量は日本と熱帯であり差がないのに対し、降雨イベント終了後の蒸発量及び遮断量に占める割合は、日本に比べてマレーシア

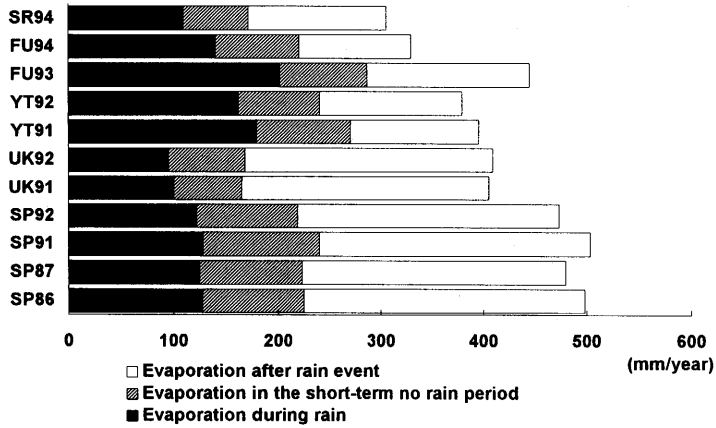


図-5.5 降雨中蒸発量，短い降雨中断中の蒸発量，降雨イベント終了後の蒸発量。

Fig. 5.5. Evaporation during rain, evaporation in the short-term no rain period and evaporation after rain event.

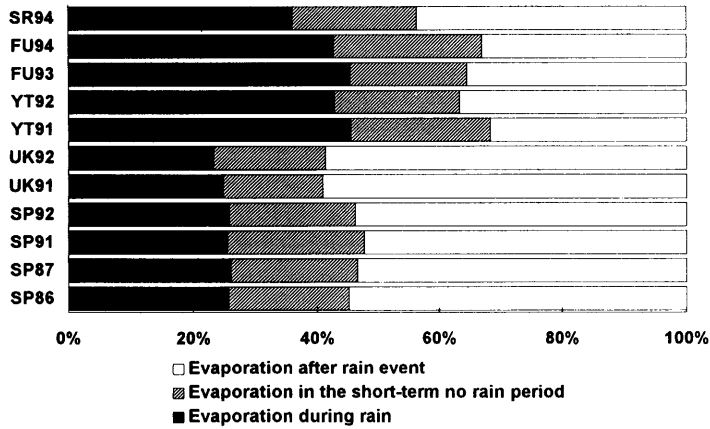


図-5.6 降雨中蒸発量，短い降雨中断中の蒸発量，降雨イベント終了後の蒸発量の全樹冠遮断量に占める割合。

Fig. 5.6. Proportion of evaporation during rain, evaporation in the short-term no rain period and evaporation after rain event to the total interception.

が大きいことを明瞭に示している。

結論として，遮断現象に最も大きい影響を及ぼす降雨特性因子は降雨時間と降雨イベント回数であり，①降雨時間が長く降雨中蒸発強度が大きいときと，②降雨イベント回数が多く最大樹冠付着水分量が多いときに，遮断量が多くなるといえる。熱帯雨林は②の条件をみたす生態系であり，遮断量（遮断率ではない）の大きい地表面状態であるといえることができる。

### 5-2-5 まとめ

降雨特性が樹冠遮断雨量に与える影響について解析することを目的として，貯留モデルを用いて遮断量を計算し，マレーシアと日本における降雨時間，降雨イベント回数，短い降雨中断の頻



度分布の違いが遮断量に及ぼす影響について検討した。マレーシアと日本の降雨特性の差、特に降雨時間の違いと降雨イベント数の差が、遮断量に大きく影響を及ぼしていることが分かった。ところで日本と熱帯は、世界的にみると比較的降雨強度の強い地域に分類される。例えばイギリスのように降雨強度がきわめて弱く、降雨時間が非常に長い地域においては、降雨強度自体が遮断現象に与える影響が相対的に高くなる可能性がある。今後、このような地域との比較を行うことも降雨特性が樹冠遮断に与える影響の理解を深める上で重要なことである。

### 第3節 短期流出モデル

#### 5-3-1 はじめに

本節では、湿潤熱帯地域の山地小流域における短期流出の特性を、日本の山地流域のそれと比較することにより明らかにすることを目的として、マレーシアのサプルット、ウルカルンパン両流域及び比較対象流域として東京大学千葉演習林袋山沢小流域、白坂流域の計4流域の短期流出をモデルで表現し、システムの特性および入力降雨の特性の違いが応答特性に及ぼす影響について検討を加える。

#### 5-3-2 モデルの構造

異なった流出特性をもつ複数の小流域の短期流出をモデル化する場合、構造が簡単でパラメータ数が少なく、かつ再現性の良いモデルを用いることが望ましい。本論ではこれらの特徴をあわせ持つモデルとして、貯留関数モデルを用いた。貯留関数モデルは集中定数型応答モデルであり、構造が簡単でパラメータ数が少ないという特徴をもつ。連続式と運動式は次式で表される。

$$\frac{dS}{dT} = R - Q \quad (5.1)$$

$$S = kQ^p \quad (5.2)$$

ここに、 $S$  は貯留水量、 $R$  は降雨量、 $Q$  は流出量、 $p, k$  は貯留量と流出量の関係を決定するパラメータである。モデルの入力降雨としては有効降雨を用いるのが一般的であるが、降雨量から有効降雨量を算出するプロセスにおいて、新たに有効降雨算出モデルを付加する必要が生じ、パラメータ数が増えることになる(例えば李, 1991)。本節では、短期流出特性のみをできるだけ簡単なモデルで把握しようという立場から、流域が十分湿っていると考えられる大降雨後の流出ハイドログラフによりモデルパラメータを同定することにした。すなわち、モデルの入力降雨に全降雨を用い、直接流出と基底流出の分離をせず、観測された全流出ハイドログラフとモデルにより計算された流出ハイドログラフが合うように、パラメータを同定してゆく手法をとった。谷ら(1982)はキネマティックウェーブモデルを用いて竜ノ口山北谷・南谷の直接流出解析を同様な手法で行なっている。有効降雨を考慮した流出解析は次節で水循環モデルを扱う際に検討する。入力降雨の時間刻みは、短時間に集中して降り、降り始めに最大となり徐々に弱まっていく熱帯の降雨特性を十分に表現できるように、10分刻みとし、モデル計算の時間ステップも10分とした。

#### 5-3-3 解析対象流域

このモデルをマレーシア・サバ州サプルット流域、ウルカルンパン流域の熱帯林2流域、比較対象として日本・千葉県君津市東京大学千葉演習林袋山沢小流域、愛知県瀬戸市愛知演習林白坂流域の2流域、計4流域に適用した。4流域の概要を表-5.2に示す。マレーシアの2流域の概要

表-5.2 モデルによる水循環解析対象流域の概要

Table 5.2. Some features of the catchments analyzed by the model

Catchment name	Sapulut	Ulu Kalumpang	Fukuoyamasawa	Shirasaka
Site code	SP	UK	FU	SR
Location	Sabah, Malaysia	Sabah, Malaysia	Chiba, Japan	Aichi, Japan
Catchment area (ha)	59.4	22.3	2.1	88.5
Longitude (N)	4°42'	4°31'	35°12'	35°12'
Latitude (E)	116°44'	118°03'	140°7'	137°10'
Elevation (m.a.s.l.)	515-760	200-275	124-227	294-629
Length of the main stream (m)	1000	950	170	1320
Gradient of the main stream (%)	11.9	4.3	27.6	10.2
Geology	Tertiary, sandstone, shale	Pleistocene, volcanic deposits	Tertiary, sandstone, shale	Deep weathered granite
Vegetation	Lowland hill dipterocarp forest	Secondary forest	61 years old coniferous forest	Deciduous and coniferous forest
Canopy height (m)	60	15	25	15

については表-3.1 にすでに示したが、比較のため再掲した。

袋山沢のデータは白木(1995)によって計算された10分間降雨量・流出量を用いた。白坂のデータはシャトルカードシステムにより観測された1分刻みの降雨量データと5分刻みの水位データを用いて10分間降雨量・流出量を計算した。その際、水位-流量換算式として李(1991)の用いた式を使用し、貯水池流入量と流出量の間の時間遅れは考慮していない。

#### 5-3-4 パラメータの同定結果

4流域についてパラメータの最適化を行った。計算流出量と観測流出量のハイドログラフを袋山沢、サプルット、ウルカルンパン、白坂の順で図-5.7~5.10に示す。袋山沢においては、降り始めに計算結果が観測流出量を大きく上回っているが、次第に両者が接近していく様子がよく表現されている。これはモデルが有効降雨を考慮していない結果、初期損失量もすべて流出させた結果であり、モデル化の過程から当然の帰結である。両者が接近した後はピーク、逓減がよく適合している。サプルットについても同様であるが、計算結果は逓減がよく適合しているものの、ピーク流出量は計算値がつかねに大きく、遮断を含めた初期損失の影響の大きさを示している。ウルカルンパンと白坂では、図に示されているように、袋山沢やサプルットのように観測値に計算値が適合するようなパラメータは見いだせなかった。これは、この2つの流域が、大降雨の直後の十分湿っている条件でも、流出率が1に近くなることはほとんどない流域であるためと考えられる。

袋山沢とサプルットの流出がこのモデルで再現可能で、ウルカルンパンと白坂の流出が再現できないということは、同じ日本でも基盤地質条件の異なる流域で流出特性が著しく異なるのと同様に、同じマレーシアでも基盤地質条件が異なると流出特性が大きく異なるということを意味している。袋山沢とサプルットの地質条件はほぼ同じであることもそれを裏付けている。

サプルットと袋山沢について、同定されたパラメータを表-5.3に示す。このモデルではべき乗パラメータ $p$ の値が異なると、係数 $k$ の次元も異なるが、 $p$ の値は2流域で共通であったため、 $k$ の次元も2流域共通となり、比較が可能となった。すなわちパラメータ $k$ の値が小さいほど、

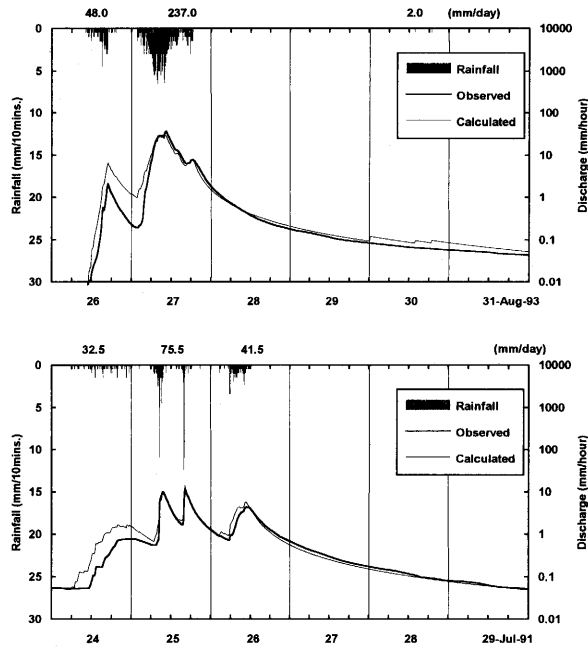


図-5.7 袋山沢小流域における観測流出ハイドログラフとモデル計算結果との適合性.  
 Fig. 5.7. Observed and calculated hydrographs in the Fukuroyamasawa catchment.

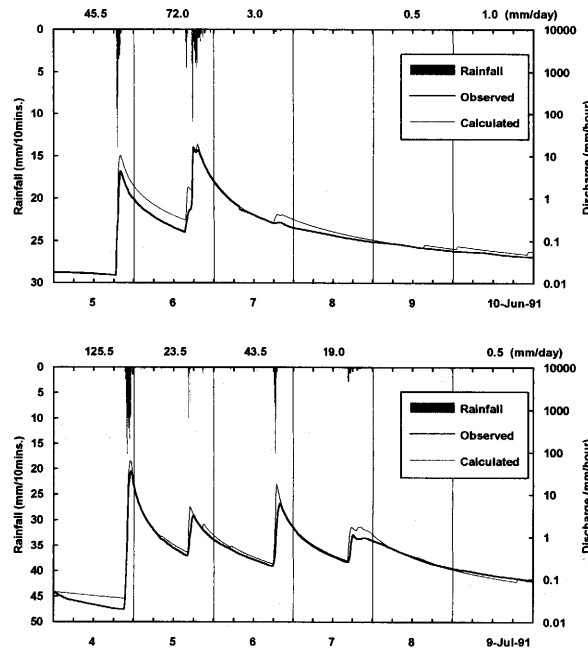


図-5.8 サプルット流域における観測流出ハイドログラフとモデル計算結果との適合性.  
 Fig. 5.8. Observed and calculated hydrographs in the Sapulut catchment.

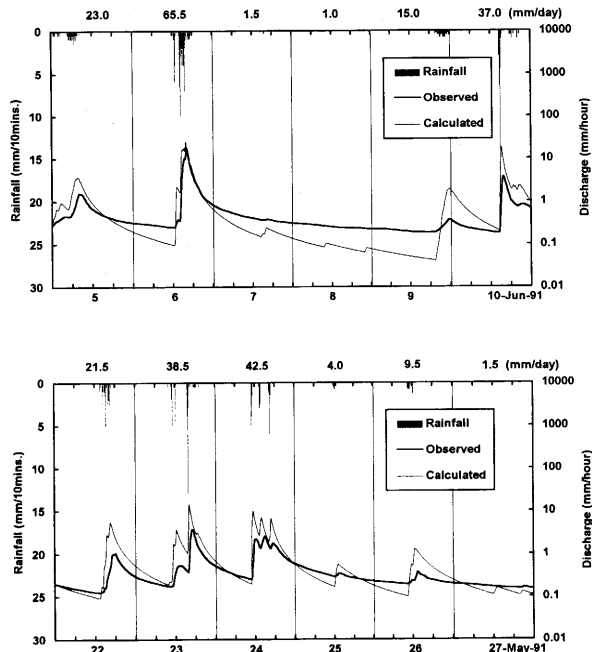


図-5.9 ウルカルンパン流域における観測流出ハイドログラフとモデル解散結果との適合性.  
 Fig. 5.9. Observed and calculated hydrographs in the Ulu Kalumpang catchment.

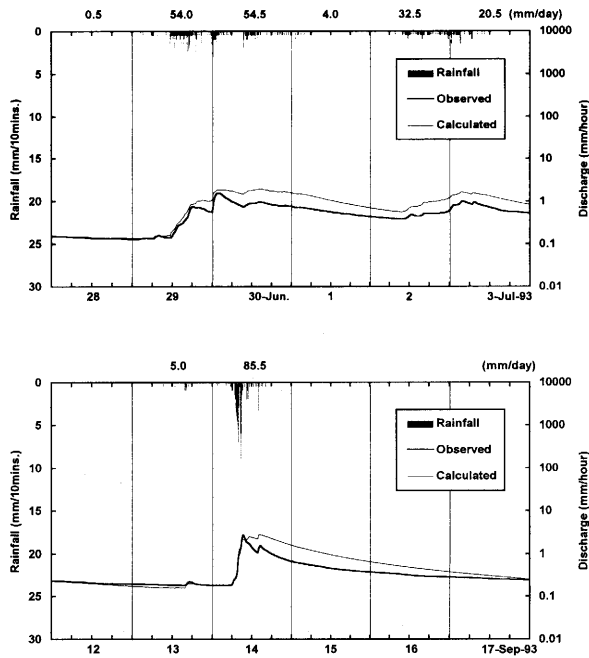


図-5.10 白坂流域における観測流出ハイドログラフとモデル計算結果との適合性.  
 Fig. 5.10. Observed and calculated hydrographs in the Shirasaka catchment.

表-5.3 パラメータの同定結果  
Table 5.3. List of the parameters

	$p$	$k$ (mm <sup>0.7</sup> hour <sup>0.3</sup> )
Sapulut	0.3	22
Fukuroyamasawa	0.3	25

同じ貯留量に対して、流出量の通減が急であることがいえる。サプルットは袋山沢に比べて流出通減が急であることがわかる。

5-3-5 流域の応答特性の比較と降雨特性の影響

2流域の流出特性に対応するパラメータが得られたので、2流域のモデルに同じ降雨を入力することにより、各流域の応答特性を比較する。降雨として日本とマレーシアで実際に観測され、両地点の降雨特性の差を表している2降雨を用いた。これらの降雨を入力したときの2流域の流出ハイドログラフを図-5.11に示す。短い時間に集中して降るマレーシアの降雨に対しても、長い時間にわたり少しづつ降る日本の降雨に対しても、ピーク流出量、ピーク後の通減を比較すると、サプルットと袋山沢の応答はほぼ同じであることがわかる。熱帯の流域は日本の流域と比べてピーク流出量が大きく、流出の通減も急であるというイメージが一般的に抱かれているが、図-5.11に示された結果は、サプルットと袋山沢を比較する限り、両流域の短期流出システムの応答特性には、一般的にイメージされる熱帯と日本の違いに対応する応答特性の違いは存在していないことを意味している。

次に日本の降雨とマレーシアの降雨を同じ流域のモデルに入力することにより、その応答を比較してみる。用いた降雨はともに実際に観測された降雨で、総降雨量はほぼ同じであるが、その持続時間はマレーシアの降雨が1時間50分であるのに対し、日本の降雨は9時間20分である。

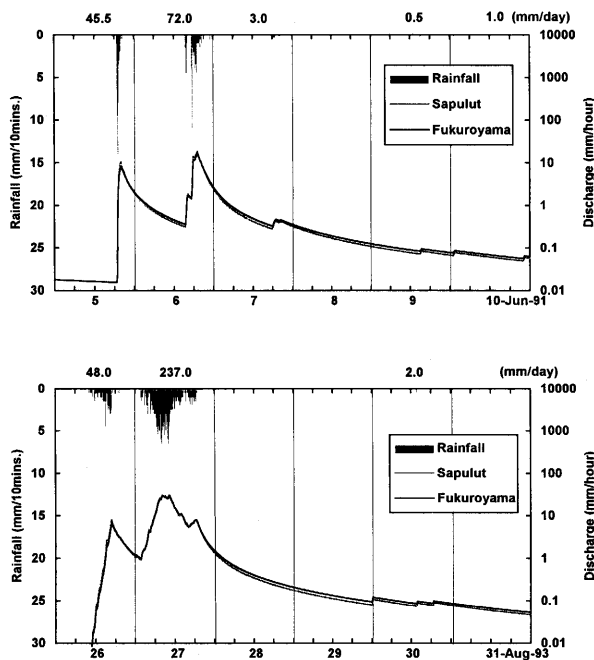


図-5.11 2流域のモデルにマレーシアと日本の降雨を入力したときの応答ハイドログラフ。

Fig. 5.11. Calculated hydrograph of the two catchments as responses for Malaysia and Japanese observed rainfall.

サプルットと袋山沢のモデルの応答特性はほとんど差がないので、2降雨の応答の違いを見るためにここではサプルットのモデルを用い、同じ初期条件を与えて応答をみることにする。この2降雨の降り始めからのハイドログラフを図-5.12に、計算された流出量のハイドログラフを図-5.13に示す。図-5.13にはピーク流出量、降り始めから流出ピークまでの時間、もとの流出量に戻るまでの時間を記してある。図-5.13より、日本の雨に対する応答に対し、マレーシアの雨に対する応答は、ピーク流量が大きく、到達時間が短く、もとの流出量に戻るまでの時間が短い。ただし降雨開始後3日程度で、両降雨に対する流出量が等しくなることもわかる。

5-3-6 まとめ

熱帯林流域における短期流出過程を、入力降雨に全降雨を用い、直接流出と基底流出の分離をせず、観測された全流出ハイドログラフを表現する貯留関数モデルで表現し、パラメータを同定した。自然降雨に対する応答を比較した結果、以下のような知見が得られた。

- (1) モデルはサプルットと袋山の観測結果をよく再現し、パラメーター $k$ の値のみが異なっ

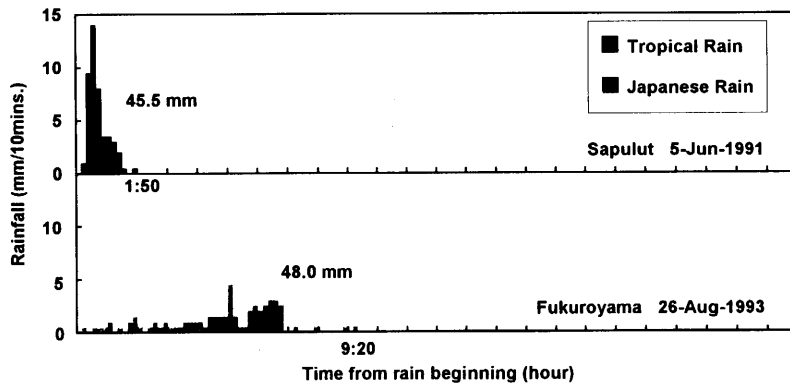


図-5.12 マレーシアと日本で観測された降雨ハイドログラフ。

Fig. 5.12. Representative hyetographs of typical Malaysian and Japanese rainfall.

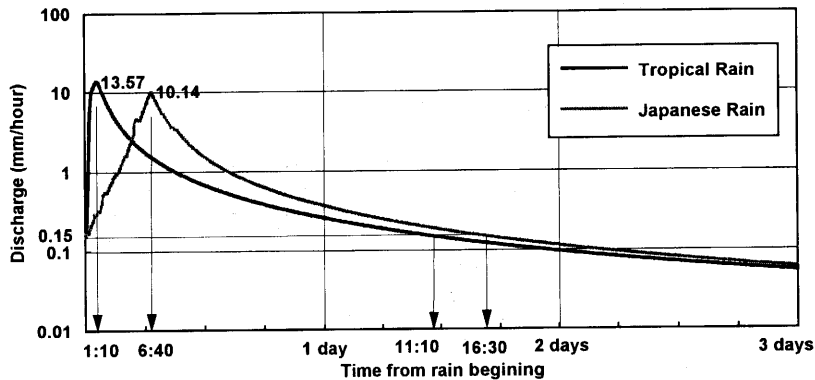


図-5.13 サプルット流域モデルに対する代表降雨の応答ハイドログラフ。

Fig. 5.13. Simulated hydrographs for the Malaysian and Japanese rainfall using model parameters of Sapulut catchment.

た。ウルカルンパンと白坂の流出はこのモデルでは表現できなかった。この結果は、同じ日本でも基盤地質条件の異なる流域で流出特性が著しく異なるのと同様に、同じマレーシアでも基盤地質条件が異なると流出特性が大きく異なるということを示している。

(2) 同じ降雨に対する応答を比較した場合、サブロットは袋山よりも流出遅延が急であるが、その差はわずかであった。

(3) 熱帯と温帯の降雨は降り方に顕著な違いがあり、その違いが流出ハイドログラフの違いとなって現れることがわかった。

## 第4節 水循環モデル

### 5-4-1 はじめに

熱帯林地域の山地源流域で精度の良い降雨・流出観測が行われるようになり、熱帯林における水循環過程の特性が明らかになりつつある。その結果、同じ熱帯でも流域の植生や基盤の条件の相違により、蒸発散特性、流出特性は著しく異なることがわかっている。本研究ではこれら熱帯林流域の流出・蒸発散特性と日本の森林流域の特性とを、水循環モデルを通して比較することを目的として、マレーシアと日本、それぞれ2流域の降雨・流出データを解析した。

### 5-4-2 熱帯林流域における水循環モデルの適用例と問題点

水循環を表現するモデルとして様々な構造のモデルが用いられてきた。福嶋(1991)によれば、流出モデルは概念モデルと物理モデルに区分され、概念モデルは流域処理や異なる流域間の比較を、物理モデルは流域内部の水分状態把握を目的として用いられる。熱帯林流域内部の水分状態の把握や流出経路の特定は極めて重要な研究課題であるが、現段階では水分状態の観測データが十分揃っていないため、モデルのキャリブレーションが難しい。本論では熱帯林地域の流域単位の水循環過程の特性を、日本の森林流域の水循環過程と比較することにより明らかにすることを目的としているので、用いるモデルは概念モデルとする。

森林流域の水循環過程を表現する概念モデルとして、これまでに様々なモデルが提案されてきた。それらの中で実流域への適用例が比較的多いモデルとして、Linsley and Crawford によるStanfordモデル、Institute of Hydrology Lumped Model (BLACKIE and EELES, 1985)、TOP-MODEL (BEVEN ら, 1984) などがあげられる。日本では菅原のタンクモデル(菅原, 1972)、安藤のモデル(安藤, 1984)、福嶋のHYCYモデル(福嶋・鈴木, 1986)などがある。熱帯林流域への適用例として、藤枝(1995)は安藤のモデルを改良したモデルをブラジル・Cunha 試験流域の8年連続日雨量・流量記録に適用し、年水収支と各貯留項の変動を解析し、亜熱帯林の水源涵養機能の評価を試みている。KUBOTA ら(1995)はHYCYモデルをインドネシア・メラピ山麓の乾湿熱帯流域の1年間の日雨量・流量記録に適用した。タンクモデルをベースとしたモデルとして、SUSANTO and KAIDA (1991a, b, c) によるTrophydsimモデルがあり、インドネシア・ジャワ島の複雑な土地利用形態をもつ流域に適用されている。これらの適用例において、入力降雨はすべて日雨量であった。

日本人以外の研究者が、水循環モデルを熱帯林地域の降雨・流出記録に適用した報告は多くない。BLACKIE (1979) はケニアのKericho, Kimakia 両流域における8年間の日単位降雨-流出記録にInstitute of Hydrology Lumped Modelを適用した結果について報告している。DIETRICH ら(1982) はパナマ・バロコロラド島Lutz流域で得られた2年6ヶ月間の水文観測記録にモデ

ルを適用している。この流域は乾湿熱帯の流域であり、毎年、流出がゼロとなる期間が3ヶ月以上連続する。彼らのモデルは月降雨量を入力として月流出量を出力するもので、月流出量と月ごとの表層土壌水分量について、観測値と計算値がよく適合したことを報告している。彼らのモデルは極めてシンプルな貯留型集中定数モデルで、蒸発散量は可能蒸発散量で決めており、遮断は考慮されておらず、流出の成分分離も行われていない。これらの適用例はともに乾湿熱帯の流域のものであり、湿潤熱帯での適用例は見当らず、また入力降雨は日雨量または月雨量であり、時間雨量を入力した解析例はない。TOPMODELが熱帯流域に適用された例は未だないが、適用可能性については BONELL with BALEK (1994) に詳しく述べられている。

本論で再三指摘してきたように、日本と熱帯の降雨特性の相違は降雨イベント回数、降雨時間、日周変化等に顕著に現れる。これらは日降雨量データでは現れない特性であるため、日単位データを入力とするモデルで熱帯の降雨特性と日本の降雨特性の違いが水循環過程に及ぼす影響を検討することはできない。この影響を解析するためには、時間降雨データ、あるいはさらに短い時間間隔の降雨データを入力降雨とする新たなモデルが必要となる。

そこで本節では前節まで議論してきた遮断モデル、直接流出モデルをサブモデルとして組み込んだ、時間降雨を入力とする新しい水循環モデルを構築することにより、マレーシアと日本の降雨-流出-蒸発散過程を表現する。

#### 5-4-3 モデルの構造

モデルは構造が簡単でパラメータ数の少ない長短期両用貯留型モデルを目標として作成した。モデルの構造を図-5.14に示す。降雨はまず樹冠貯留タンクに貯留され、最大貯留深  $S_c$  を超えた雨が地表到達雨量  $R_n$  となる。タンクに水がある間は遮断蒸発  $E_i$  が生じ、貯留深が減少する。地

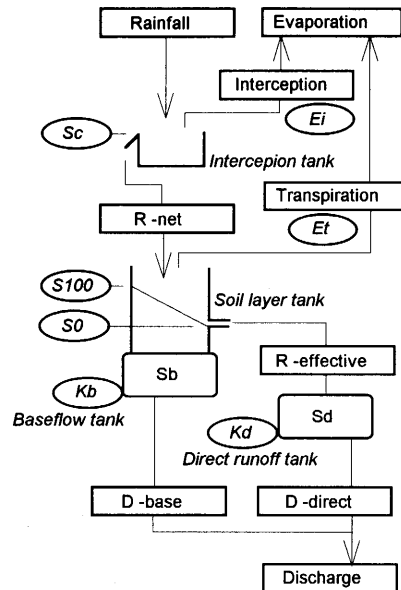


図-5.14 水循環モデルの概念図.

Fig. 5.14. Schematic diagram of the proposed hydrological cycle model.



表到達雨量は土層タンクに入り、まず有効降雨  $Re$  が分離される。有効降雨率  $\alpha$  は土層タンク貯留深  $Sb$  の関数として次式で与えた。

$$\alpha = \frac{Sb - S0}{S100 - S0} \quad (5.3)$$

ここに、 $S100, S0$  は有効降雨率がそれぞれ 100%, 0% になるときの土層タンク貯留深である。有効降雨は直接流出タンクへ流入し、残りの地表到達雨量は土層タンクに残る。日中、樹冠貯留タンクに水のないときには蒸散  $Et$  が発生し、土層タンクから差し引かれる。「日中」の開始時刻と終了時刻は季節により変動するが、モデル計算上は地域、季節を問わず、午前 9 時開始、午後 6 時終了の 10 時間とした。マレーシアの流域では蒸散量の季節変化を考慮しなかったが、日本の流域では平年の月平均気温の定数倍により月蒸発散量を算出することにより、蒸散量の季節変化を与えた。基底流出量  $Db$ 、直接流出量  $Dd$  と土層タンク、直接流出タンクの貯留深  $Sb, Sd$  の関係は次式で表現する。

$$Sb = Kb \cdot Db^{0.1} \quad Sd = Kd \cdot Dd^{0.3} \quad (5.4)$$

このモデルのパラメータは  $Sc, Ei, Et, S100, S0, Kb, Kd$  の 7 個であり、用いる基本単位を [mm/h] とする。

#### 5-4-4 解析対象データ

解析対象とする流域は短期流出解析の対象流域と同じであり、マレーシア・サバ州サプルット流域、ウルカルンパン流域の熱帯林 2 流域、比較対象として日本・千葉県君津市東京大学千葉演習林袋山沢小流域、愛知県瀬戸市愛知演習林白坂流域の 2 流域、計 4 流域である。4 流域の概要はすでに表-5.2 に示した。本節では各流域の 2 年間の降雨量・流出量記録を解析に用いた。4 流域、のべ 8 年間にわたる解析データのリストを表-5.4 に示す。この中で、白坂流域の 1993 年 10 月 (記号 SR 1993/4) の流出データに約 1 ヶ月の欠測があるが、他に欠測はない。入力降雨の時間ステップは 1 時間とした。1 時間単位の降雨データを計算に用いることにより、日単位データでは現れない降雨イベント回数、降雨時間、日周変化といった日本と熱帯の降雨特性の相違の影響を検討することができる。

#### 5-4-5 計算方法とパラメータの同定結果

計算にあたり、1 年ごとに初期条件を与えるのではなく、2 年間の連続計算を行うこととした。初

表-5.4 解析対象としたデータ一覧

Table 5.4. List of the target data for model calibration

Region	Site name	Observation period	Data Code
マレーシア・サバ Sabah, Malaysia	サプルット Sapulut	1991	SP 1991
		1992	SP 1992
	ウルカルンパン Ulu Kalumpang	1991	UK 1991
		1992	UK 1992
日本 Japan	東京大学千葉演習林袋山沢 Fukuroyamasawa, Tokyo Univ. For Chiba	Mar. 1993–Feb. 1994	FU 1993/4
		Mar. 1994–Feb. 1995	FU 1994/5
	東京大学愛知演習林白坂 Shirasaka, Tokyo Univ. For. Aichi	May 1993–Apr. 1994	SR 1993/4
		May 1994–Apr. 1995	SR 1994/5

表-5.5 得られたパラメータのリスト

Table 5.5. List of the parameters

Parameters		SP	UK	FU	SR
Maximum storage of the canopy	$Sc$ [mm]	3.5	1.2	3.5	2.0
Evaporation rate from the wet canopy	$Ei$ [mm/h]	0.421	0.470	0.421	0.170
Transpiration rate (Maximum: August)	$Et$ [mm/h]	0.221	0.270	0.301	0.290
Transpiration rate (Minimum: January)	$\beta Et$ [mm/h]	0.221	0.270	0.088	0.036
Soil storage for the runoff coefficient of 100%	$S100$ [mm]	100	1920	100	2100
Soil storage for the runoff coefficient of 0%	$S0$ [mm]	55	880	55	320
Storage function coefficient of baseflow	$Kb$ [ $mm^{0.9}hour^{0.1}$ ]	—	1600	—	870
Storage function coefficient of the direct runoff	$Kd$ [ $mm^{0.7}hour^{0.3}$ ]	22	10	25	15

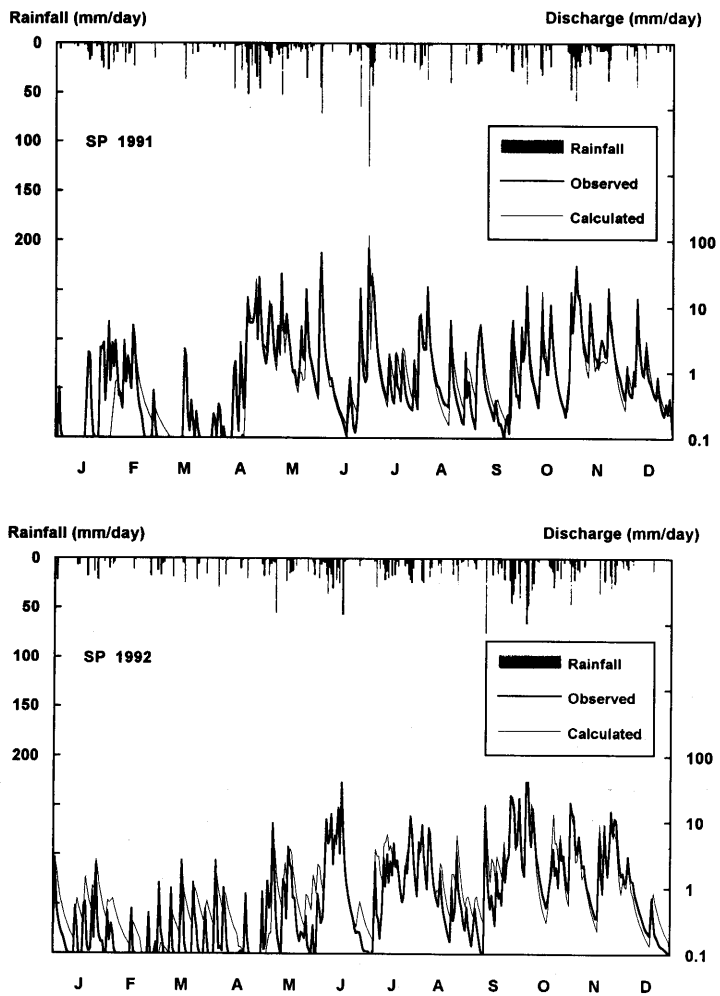


図-5.15 サプルット流域における水循環モデルの適用結果.

Fig. 5.15. Model output and observed hydrographs of the Sapulut catchment in 1991 and 1992.

期条件はマレーシアの2流域については1990年10月1日から予備計算を行うことにより決定し、日本の2流域については初日の流量を適当な割合で成分に分割し、貯留水量を逆算した。蒸発散系のパラメータは、マレーシアの流域では移動水収支法により求められた年遮断蒸発量・蒸散量 (KURAJI and PAUL, 1994) にほぼ合うように、日本の流域では2年間の水収支が合うように決定した。分配、運動系のパラメータは2年間の日流出量計算値と観測値との平均相対誤差が最小になるよう決定した。求められたパラメータの値を表-5.5に示す。

4流域、のべ8年間の、モデルを用いて計算されたハイドログラフと観測ハイドログラフを図-5.15~5.18に示す。4流域とも計算値と推定値との適合性は良好である。各流域とも流量が少ないとき、計算値が実測値より小さい場合があるが、これは本モデルで考慮していない蒸散の抑制

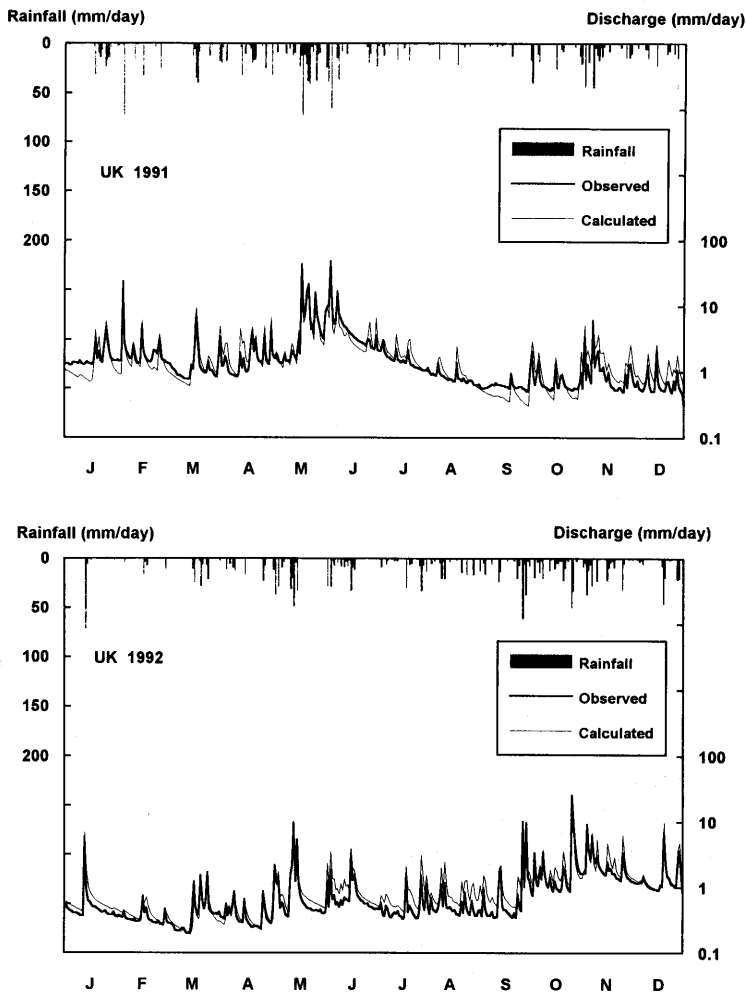


図-5.16 ウルカルンパン流域における水循環モデルの適用結果.

Fig. 5.16. Model output and observed hydrographs of the Ulu Kalumpang catchment in 1991 and 1992.

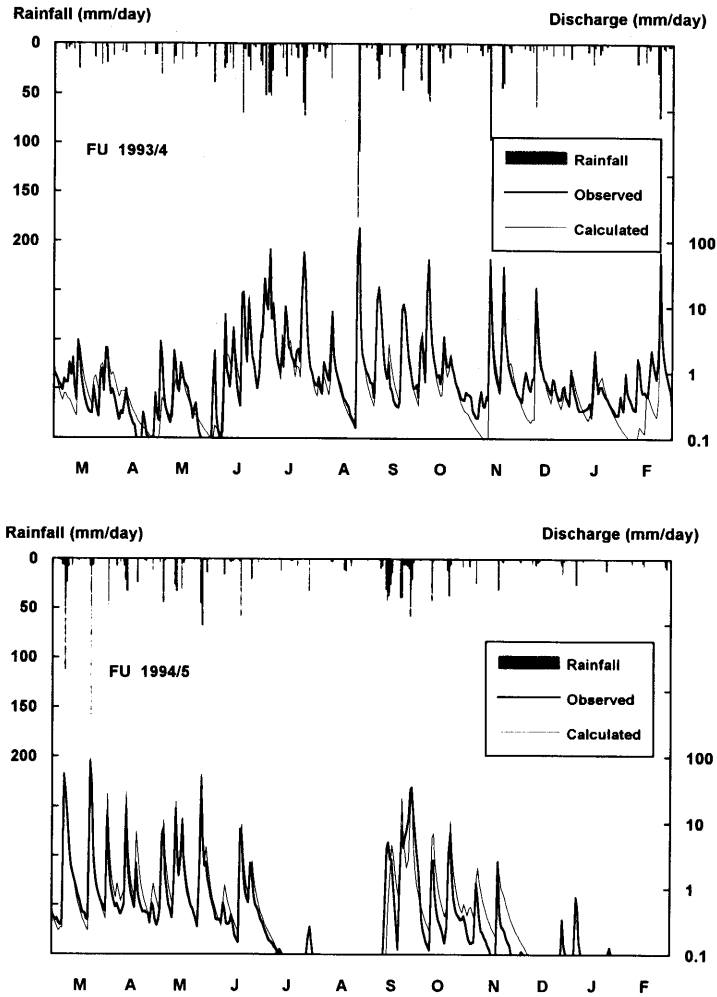


図-5.17 袋山沢小流域における水循環モデルの適用結果.

Fig. 5.17. Model output and observed hydrographs of the Fukuroyamasawa catchment in 1993/4 and 1994/5.

が起きている可能性が高い。袋山沢の冬期においては、雨量計で捕捉しきれなかった雪による流出が生じているため、計算値が実測値のピークに対応していない。

#### 5-4-6 流域水収支と蒸発散量・流出量の成分分離

4流域で計算された2年間の水収支を表-5.6および図-5.19に示す。サプルットと袋山沢は基底流出成分がないことで共通しているので、図では下からサプルット、袋山沢、ウルカルンパン、白坂の順で表示した。この結果から、いくつかの興味深い点が指摘できる。サプルット、ウルカルンパンにおいては、1991年と1992年の降雨量に200mm程度の差があるのにもかかわらず、年遮断量、年蒸散量にあまり差がなく、その結果流出量と貯留水量変動項に差が生じている。これは降雨量が違っていても、年間の降雨時間にあまり差がなく(図-3.5)、日中、樹冠が乾いてい

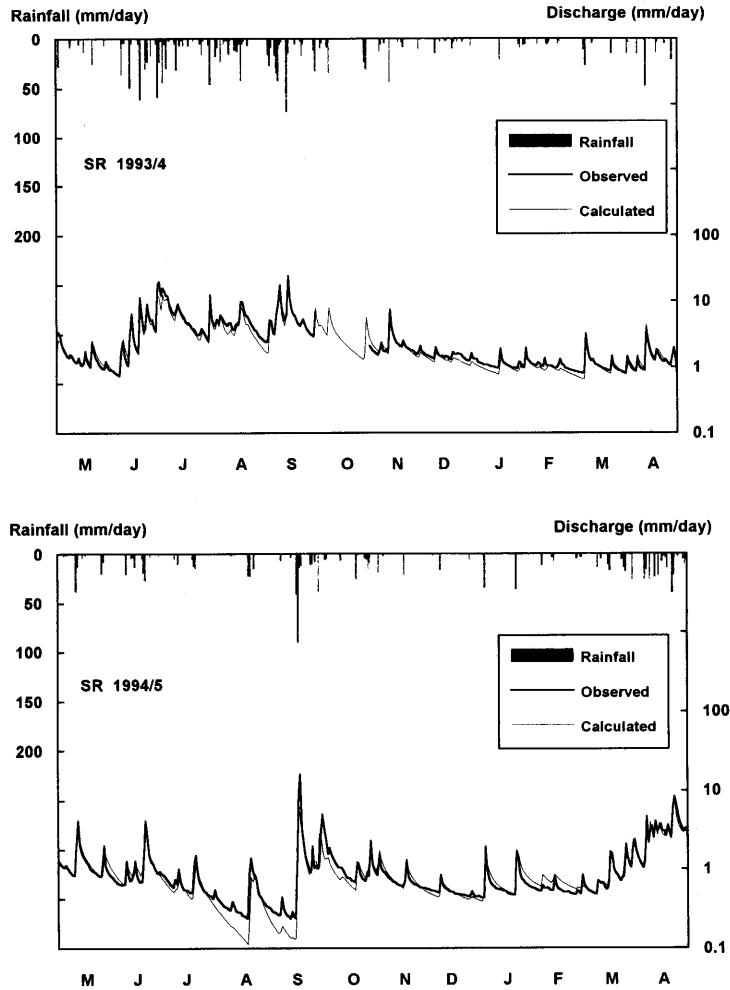


図-5.18 白坂流域における水循環モデルの適用結果。

Fig. 5.18. Model output and observed hydrographs of the Shirasaka catchment in 1993/4 and 1994/5.

た時間にも差がなかったためと考えられる。貯留水量変動項の占める割合はすべての流域で5%以下である。日本は1993年が比較的多雨であったのに対して1994年は渇水年であった。図-5.19より、日本では渇水年の遮断量の低下がみられる。これは降雨時間が短くなっているためであり、再び図-3.5を参照すると、袋山沢の1994年の降雨時間は1993年のそれと比べて明らかに低下していることがわかる。一方、蒸散量は渇水の影響をあまり受けておらず、白坂では渇水年の方が蒸散量は逆に多くなっている。流出についてみると、渇水年の流出量は半分近く減少しているが、とくに白坂における基底流出成分の減少率が大きい。

貯留水量変動を除いた水収支成分の、年降雨量に占める割合を図-5.20に示す。マレーシア、日本という組み合わせの共通性よりもむしろサプルットと袋山沢、ウルカルンパンと白坂という組

表-5.6 4 流域, 2 年間の水収支

Table 5.6. Water balance of the catchments

Data Code	SP 1991	SP 1992	UK 1991	UK 1992
Rainfall	2417.5 (100%)	2222.5 (100%)	1921.0 (100%)	1781.5 (100%)
Interception	753.2 (31%)	719.4 (32%)	367.6 (19%)	351.9 (20%)
Transpiration	667.9 (28%)	708.9 (32%)	880.5 (46%)	881.6 (49%)
Evapotranspiration	1421.1 (59%)	1428.3 (64%)	1248.1 (65%)	1233.5 (69%)
Change of storage	42.0 (2%)	-19.0 (-1%)	-86.3 (-4%)	81.8 (5%)
Direct runoff	954.4 (39%)	813.2 (37%)	411.2 (21%)	275.8 (15%)
Baseflow			348.0 (18%)	190.4 (11%)
Calculated discharge	954.4 (39%)	813.2 (37%)	759.2 (39%)	466.2 (26%)
Observed discharge	991.2	768.1	778.0	383.5

Data Code	FU 1993/4	FU 1994/5	SR 1993/4	SR 1994/5
Rainfall	2495.5 (100%)	1696.0 (100%)	1742.0 (100%)	1180.5 (100%)
Interception	766.6 (31%)	533.8 (31%)	392.4 (23%)	274.9 (23%)
Transpiration	594.8 (24%)	533.2 (31%)	397.8 (23%)	472.3 (40%)
Evapotranspiration	1361.4 (55%)	1067.0 (62%)	790.2 (45%)	747.2 (63%)
Change of storage	13.5 (1%)	-73.2 (-4%)	-9.1 (-1%)	63.9 (5%)
Direct runoff	1120.6 (45%)	702.2 (41%)	275.1 (16%)	140.4 (12%)
Baseflow			685.8 (39%)	229.0 (19%)
Calculated discharge	1120.6 (45%)	702.2 (41%)	960.9 (55%)	369.4 (31%)
Observed discharge	1283.6	647.5	974.7	398.8

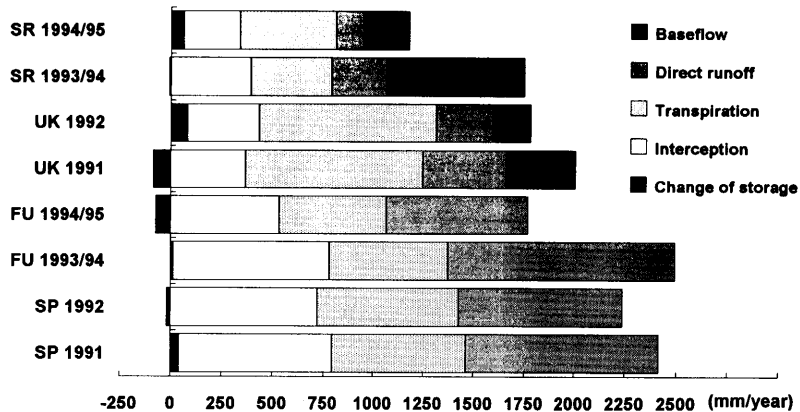


図-5.19 4 流域, 8 年間における年降雨量の蒸発散, 貯留, 流出成分への配分.

Fig. 5.19. Distribution of annual rainfall to evaporation, storage and runoff component.

み合わせの共通性が強いようにみえる。どの流域でも降雨量が少ない年には水収支に占める蒸発散量の割合が高くなるが、図-5.20 をみると遮断量の割合はさほど差がなく、蒸散量に大きく差があることがわかる。FU 1993/4 に至っては、蒸発散量の割合が減少しているにもかかわらず、遮断量の割合は逆に増加している。

#### 5-4-7 入力降雨の特性とシステムの応答特性の分離評価

これまでの解析により示された結果からは、各流域の応答の違いや共通性が、入力降雨の特性

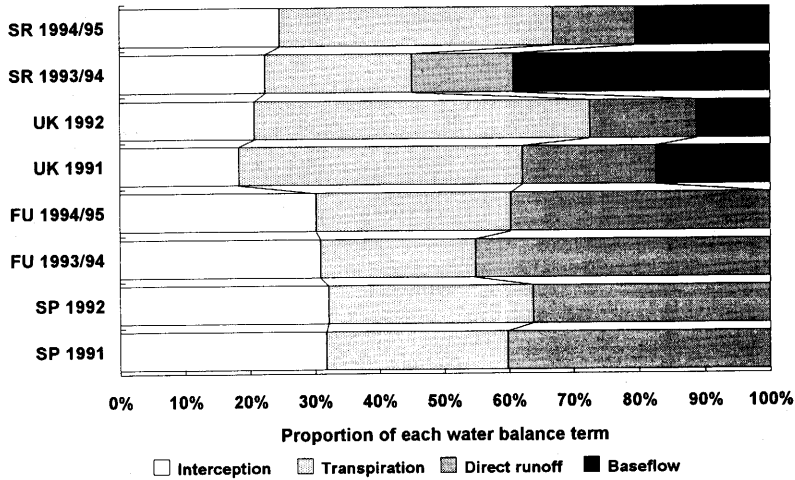


図-5.20 4 流域, 8 年間に於ける年降雨量の蒸発散, 流出成分への配分比 (貯留項は無視した).  
 Fig. 5.20. Proportion of each water balance term to rainfall (Change of water storage is neglected).

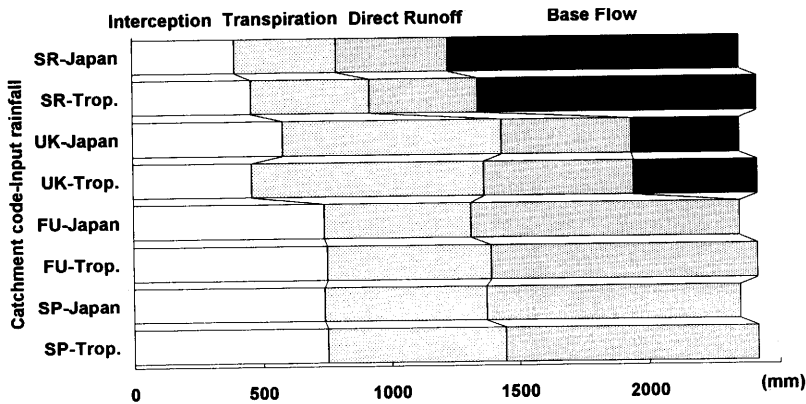


図-5.21 日本とマレーシアの降雨に対する蒸発散・流出成分への配分.  
 Fig. 5.21. Distribution of Japanese and Malaysian rainfall in the four catchments.

を反映したものなのか, システムパラメータの相違によるものかを区別することができない。両者を区別して評価するためには, 同じ降雨データを入力することにより, システムの応答特性を調べる必要がある。そこで4流域のモデルに同じ降雨データを入力することにより, 流出・蒸発散の各成分を比較した。降雨データとして実際に観測され, 年降雨量にさほど差がない, マレーシアの SP 1991 (2417.5 mm/year) と日本の FU 1993/4 (2495.5 mm/year) の2つの時間降雨量データセットを用いた。初期条件として, 直接流出タンクには 0.1 mm/day に対応する貯留量を, 土層タンクには年貯留量の変化がほぼ0となる貯留量を与えた。結果を図-5.21に示す。

まず蒸発散量とその成分について検討する。白坂の年蒸発散量は他の3流域に比べて少ない。これは蒸発環境の差によるものと考えられ, むしろ南房総に位置する袋山沢の蒸発環境が熱帯に

近いと考えられる。蒸発散量に占める遮断量の割合はウルカルンパンで比較的小さく、その分だけ蒸散が多くなっている。これはウルカルンパンの植生の影響であろう (KURAJI and PAUL, 1994)。ウルカルンパンでは日本の雨の遮断量がマレーシアの雨の遮断量より多いが、白坂では逆である。これはウルカルンパンではパラメータ  $E_i$  が相対的に大きく、 $Sc$  が小さいのに対して、白坂では逆であるためである。マレーシアでは降雨時間が短く、降雨回数が多いため遮断量の最大貯留深  $Sc$  への依存性が高いのに対し、日本の降雨は降雨時間が長いので、遮断蒸発強度  $E_i$  への依存性が高いことがわかる。樹冠が濡れているとき蒸散は発生しないとしているので、降雨時間の長い日本の降雨に対して、蒸散量は若干少なくなっているが、遮断量の変動幅に比べると小さい。次に流出量の分配について図-5.21 を検討すると、サプルットと袋山沢の流出には基底流出成分がないのに対し、ウルカルンパンでは全流出量のうちほぼ半分が、白坂では 2/3 が基底流出として流出している。この比率は日本と熱帯の降雨に対してあまり変化しない。流域の地質はサプルット、袋山沢が新第三紀層、ウルカルンパンが第四紀の火山砕屑物、白坂が風化花崗岩であり、流出量の配分差は熱帯と日本の差でなく、基盤地質の差によるものと考えられる。

ここで明らかになった遮断特性や流出特性は、より単純なサブモデルを用いた第 2 節・第 3 節における解析でもある程度明らかになっていた特性である。本節における水循環モデルを用いた検討により、第 2 節・第 3 節では検討できなかった蒸散量や基底流出量を含めて、それぞれを流域水収支の一成分として定量的に求めることができるようになり、その特性が評価できるようになった。

#### 5-4-8 まとめ

熱帯林流域の流出特性は日本の山地源流域と同様、基盤条件の違いに大きく影響される。その一方で蒸発散特性は気候条件、降雨パターン、植生の違いによって決まることがわかった。一般に、熱帯林地域の山地小流域では風化が進んだラテライト土壌が卓越しているため、降雨の大部分が地表流として流出し、結果として流出変動が激しく土砂生産が盛んであるといわれているが、熱帯に特徴的な降雨パターンも熱帯の流出変動や土砂生産に大きく寄与していると考えられた。今後表層の浸透過程や蒸散抑制等のサブシステムを考慮することにより、モデルの精緻化を図るとともに、熱帯季節林等での測定例、日本の流域の解析例を増やしていき、より一般的な解析を行っていく必要がある。

## 第 6 章 熱帯林の皆伐に伴う変化が水文過程に及ぼす影響

### 第 1 節 はじめに

本章では、熱帯林の皆伐とそれに引き続く農地・草地への転換や植林が水循環過程に与える影響を、数値モデルを用いて定量的に評価することを目的とする。世界の熱帯林で行われている施業方法は無数にあり、施業が森林の地上部、地下部、森林土壌等に及ぼす影響はその方法により異なる。農地にもオイルパーム、ゴム、カカオといった木本作物から水田や移動耕作地まで様々な形態がある。第 2 節では代表的な熱帯林の施業方法について、水文特性に及ぼす影響の点から整理すると同時に、サバ州における森林と土地利用の変化の現状について簡単に述べる。第 3 節では世界の熱帯林流域において行われた対照流域試験の結果を整理する。これら既往の成果を踏まえ、第 4 節では熱帯林が皆伐された後に成立する 2 種の地表面状態を想定した数値シミュレーションを行い、皆伐とそれに引き続く農地・草地への転換や植林が流域の水収支と流況に及ぼす



影響を評価する。

熱帯林は木材生産のための施業以外の様々な要因、たとえば盗伐、山火事、焼畑移動耕作等により破壊されており、世界的な問題となっているが、本章では熱帯林を木材生産のために皆伐することを想定して論をすすめることとし、熱帯林破壊の様々なパターンについて検討することは他の機会に譲る。また本章では、植生変化により流域の蒸発散量が変化しても、降雨量は変化しないような小規模変化の問題を取り上げることとし、地表植生の変化の影響が降雨パターンに及ぶような大規模変化は対象としない。

## 第2節 熱帯林施業と土地利用の変化

ここではまず、熱帯林の一般的な施業方法と、施業後の地表面状態の変化に関する一般論を記述し、解析対象地域であるマレーシア国サバ州における森林と土地利用の変化の現状について簡単に述べる。

温帯や亜寒帯の森林と異なり、熱帯林は樹種構成が多様であり、市場価値の高い樹種の密度は低い。市場価値のある立木の密度は半島マレーシアの最も豊かな天然林でも15本/ha、アフリカやアマゾンの天然林では平均8本/haといわれている(BRUIJNZEEL, 1994)。施業方法も当然、温帯や亜寒帯の森林のそれとは異なったものになる。天然林を皆伐することは経済的に有利とはいえ、市場価値のある立木の択伐がまず行われる。択伐の方法は大きく分けて、価値ある樹種をすべて伐採し、輪伐期を60年から80年とするモノサイクリック択伐と、大径木のみを選んで伐採し、輪伐期を20年から25年とするポリサイクリック択伐に分けられる。択伐は伐木以外の立木や森林土壌にも大きなダメージを与える。すなわち、伐木は通常エマージェントであり、伐木自身が倒れる際に周囲の植生を破壊し、大きなギャップを形成する。さらに重要なのは集材に伴うダメージである。熱帯林における集材方式として動物を用いるものからスカイライン集材まで様々な方法が用いられているが、最も一般的なのは沢沿いにスキッドトレイルを設け、倒木を引きずりおろす粗放的なトラクター集材である。トラクター集材によりダメージを受ける立木の割合は、ポリサイクリック択伐では15~35%、モノサイクリック択伐では40~60%に及ぶ。またスキッドトレイル上の地表面は、トラクターによりリター層が剥がされると同時に、コンパクションを受けて表層の浸透能が著しく減少する。その結果、わずかな雨でも地表流が発生し、地表流は土壌を侵食してゆく。ギャップやトレイルの植生は徐々に回復してゆくが、土壌侵食はその下で10年以上続く。

択伐は適切な輪伐期を守り、伐木・集運材を注意深く行なえば持続可能な木材生産を実現できる可能性があるが、現実には収奪性の高い択伐が短いサイクルで繰り返されている(GRAINGER, 1993)。その結果、植生は木材生産の見込めない2次林に移行する。森林の皆伐は木材生産のためというよりもむしろ農地開発や大規模造林を目的として行われるため、このような何度が択伐された森林が一般に皆伐の対象となる。皆伐・火入れの後、植栽する樹種として *Acacia mangium*, *Peraserianthes falcataria*, *Gmelina arborea* などの早生樹種、カカオ、ゴム、オイルパームなどの木本作物が考えられる。前者は造林、後者は農地転換と呼ばれ、担当官庁は一般に異なるが、単一木本植物の一斉林であることは共通している。皆伐後、放置されることはまれであるが、放置された場合は立地条件の違いにより、パイオニア樹種が生育するか、さもなければ草地となる。

次に、本節で解析の対象とするサプルット流域の属するマレーシア国サバ州における森林と土

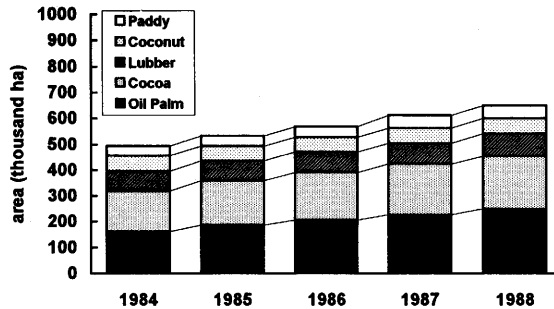


図-6.1 サバ州における主要作物の栽培面積の推移。

Fig. 6.1. Crop plantation area of the State of Sabah, Malaysia: 1984-1988.

Source: Jabatan Perangkaan Malaysia.

土地利用の変化の現状について簡単に述べる。以下にあげるすべての統計数字は、Jabatan Perangkaan Malaysia (マレーシア統計局) の発行している各種統計資料に基づいている。

サバ州の面積は 7,371,267 ha であり、これは北海道 (7,807,300 ha) よりわずかに小さい。そのうち 3,348,640 ha (州面積の 45%) が森林局の管理する Permanent Forest であり、これは天然保護林、商用伐採林、マングローブ林、野生動物保護林等に区分されている。次いで 1,081,653 ha (州面積の 14%) が Conversion Forest に区分されている。これには SFI, SSSB, SAFODA 等の造林公社が管理している造林地および造林予定地 (503,387 ha) が含まれている。245,172 ha (州面積の 3%) は国立公園である。これらを合計すると、サバ州の森林面積率は約 60% であることになる。しかしこの数字が示しているのはあくまで政府の区分面積であって、土地利用の実態を必ずしも反映していない。森林に区分されている土地の中には、度重なる択伐によって荒れ果てた土地、山火事によって立木がすべて立ち枯れた土地、不法入国者により不法占拠され開墾された土地などが含まれており、その実態をつかむことは個人や政府の努力では不可能である。唯一可能性があるのはリモートセンシング技術を用いることであるが、サバ州の森林の実態を衛星データによって解析した例は、今のところない。

60% が森林に区分されているということは、残りの 40% は農地、市街地等に区分されていることを意味している。農地は近年急速に拡大しつつある。図-6.1 は 1980 年代のサバ州における主要作物の栽培面積の推移を示している。農地は年々拡大してきており、特にオイルパームの栽培面積が拡大していることが注目される。最新の統計資料は入手できなかったが、1990 年代に入ってこの傾向がますます強まっていることは、筆者がサバ州に在住していた 1991~1993 年の間にも感じられた。1995 年 11 月に筆者がサバ州を訪れた際も、ココアに比べてオイルパームの価格が安定しているため、ココアの畑をつぶしてオイルパームを植える事業者が増えているという状況であった。

このように、サバ州においては、今まさに森林の伐採や農地転換などのダイナミックな土地利用の変化が起きているといえる。

### 第 3 節 皆伐・択伐の影響評価に関する既往の研究

熱帯林の皆伐・択伐と、それに引き続く植林や農地への転換が降雨流出過程に及ぼす影響を評

表-6.1 熱帯林の皆伐・択伐が年流出量に及ぼす影響  
Table 6.1. Effects of logging on water yield by using paired watershed approach

Site name No. and Nation/ Territory	Catch- ment name	Treatment	Elevation (m.a.s.l.)	Catch- ment area (ha)	Increase of streamflow after the years							References		
					1	2	3	4	5	6	7			
(1) Babinda, Australia	North	Selectively logged subsequent regeneration	20-100	18.3										GILMOUR (1977)*
	North	Clearing 76% of basin subsequent regeneration	20-100	18.3	265 (7%)	325 (13%)								
(2) Sungai Tekam, Malaysia	subB	Rain forest to 60% oil palm and remain 40% cleared in 3/4th year	68.5	59.2	145 (85%)	155 (142%)	137 (97%)	822 (470%)	793 (270%)	476 (314%)				DID (1989)
	A	Rain forest to cocoa	72.5	37.7	110 (117%)	706 (157%)	353 (94%)	263 (158%)						
(3) Berembun, Malaysia	C1	Commercially selectively logged 40% removal	168-252	12.9	165 (70%)	142 (55%)	175 (72%)	188 (85%)	161 (73%)	168 (67%)	113 (59%)			ABDUL RAHIM and ZULKIFLI (1995)
	C3	Supervisely selectively logged 33% removal	160-293	29.6	87 (37%)	70 (28%)	106 (44%)	102 (46%)	53 (24%)					MALMER (1993)
(4) Mendolong, Malaysia	W1 +2	Felled, burnt, replanted Acacia mangium	650-750	6.5	397	522	89							
	W4	Manual logged, not burnt, replanted Acacia mangium	650-750	3.4	197	170	80							
	W5	Tracter logged, burnt and replanted Acacia mangium	650-750	9.7	460	262	468							
(5) Lie Hua Chi, Taiwan	LHC-4	Clearing by skyline uphill logging subsequent regeneration	720-790	5.9	448 (58%)	204 (51%)								Hsia and KOH (1983)
(6) Kericho, Kenya	sambret	87% clear cut for tea plantation	2200	702.0	103									BLACKIE (1979a)
(7) Kimakia, Kenya	M	Clear cut for pine plantation	2440	36.8	457	229	178							BLACKIE (1979b)
(8) Mbeya, Tanzania	A	50% cultivated	2500	20.2	220 (14 year mean)							EDWARDS (1979)		
(9) St. Elie, French Guyana	C	Grapefruit after clearing		1.6	199	73	17	63	46					FRTSCH (1993)
	I	Traditional slash and burn		1.1	23	30								
	E	Logging and regrowth without clearing		1.6	4	26	2	-6						
	D	Logging and regrowth after clearing		1.4	149	40	32	16						
	A	Grazed pasture after clearing		1.3	114	59	63	47	27					
	J	Grass plantation after clearing		1.4	97									
	G	Pine trees after clearing		1.5	87	62	33							-12
	H	Eucalyptus after clearing		1.0	66	47	12							-8

\* Cited from BRUIJNZEEL (1990).

価しようとする研究は数多くなされている。それらは、対照流域法を用いて処理前の流出量と処理後の流出量とを比較した研究と、単独流域法により流出の季節変動や直接流出特性等に及ぼす影響を評価した研究に分けられる。後者はすでに第3章第5節で紹介しているの、本節では対照流域法による皆伐・択伐後の流出量増加を評価する研究について、既往の研究結果を整理する。

熱帯林流域に対照流域を設定し、片方の流域を皆伐・択伐して流出量の変化を調べる試みは世界の熱帯林地域で行われており、その結果は既に整理されている (OYEBANDE, 1988; BRUIJNZEEL, 1990; ABDUL RAHIM and HARDING, 1992)。その中から信頼性の高いものを選び、1990年代の研究を付け加えて整理した結果を表-6.1に示す。

これらの結果は量的にはまだまだ不十分であるが、次のような傾向は指摘できる。

(1) 森林の皆伐・択伐後初年度の年流出量は増加し、増加量は伐採された立木の量に比例して大きくなる。これは熱帯以外の地域における対照流域法の成果 (例えば BOSCH and HEWLETT, 1982) と同様な傾向である。

(2) 皆伐・択伐後、植生を自然回復させた流域における流出量増加の経年変化は、降雨パターン等の影響を受けてばらついている。皆伐前の流量にもどるまで何年かかるかは全く不明である。

(3) 皆伐後、植林あるいは農地転換した流域では、新しい植生の成長に伴って次第に皆伐前の流出量に戻ってゆき、場合によっては皆伐前の流出量より少なくなる。回復に要する時間は平均4~5年後と推定される。

#### 第4節 水循環モデルを用いた皆伐の影響評価

##### 6-4-1 地表面状態の想定とパラメータの設定

熱帯林皆伐後の地表面状態として、現存する植生が皆伐され、草地または耕作地となっている状態と、その後植林または木本作物の農地造成を行なって2~3年が経過し、樹高が5~10mに成長した状態の2パターンを想定する。

想定したパターンに対応したモデルパラメータの設定にあたり、地表面状態の変化にともなう蒸発散環境の変化と、表層の浸透能減少を考慮する必要がある。蒸発散環境の変化は最大樹冠貯留量  $S_c$  (mm), 蒸散強度  $E_t$  (mm/hour) の2つのパラメータの値を変えることによって表現する。表層の浸透能減少については、第5章で提唱した水循環モデルには適当なパラメータが組み込まれていない。そこで表層の最大浸透能  $K_s$  (mm/hour) をパラメーターとする、地表流分離サブモデルを新たに作成し、図-5.14に示したモデル概念図上で、地表到達降雨が土層タンクに流入する間に挿入する。このサブモデルの機能は地表到達降雨を入力として、その強度が最大浸透能  $K_s$  を超えた場合、 $K_s$  のみを土層タンクに出力するというシンプルなものである。 $K_s$  を超えた分はタイムラグなしで直接、流出させる。 $K_s$  の値を地表到達降雨強度の最大値より大きくとった場合、このサブモデルを挿入した意味はなくなり、第5章のモデルと同一のものとなる。

想定した地表面状態のパラメータの値を決める前に、このサブモデルを導入し、パラメータ  $K_s$  の値を変化させたときの流出量の変動を評価しておく必要がある。表層の浸透能を現場で実測した例として、MALMER and GRIP (1990) の研究が挙げられる。MALMER and GRIP (1990) はサバの熱帯林において、重機を用いない択伐と通常のトラクター択伐を行い、天然林、無重機択伐地、

スキッドトレイル上の3箇所ダブルリング試験器による現位置飽和透水試験を行った。その結果、飽和透水係数は粘土質土壌で平均154 mm/hであったものが、スキッドトレイル上で平均わずか0.28 mm/hに減少した。砂質土壌でも平均104 mm/hであったものが、平均1.08 mm/hに減少している。このように択伐に伴って $K_s$ の値が劇的に小さくなることは明らかだが、モデルの運用上、その流域平均値をいくりに設定するのが妥当であるかは不明である。

NOBRE (1991) はアマゾン全流域の熱帯林が皆伐され放牧地になった場合の地表面のエネルギー収支、水収支と大気循環の変動をGCMを用いて評価している。そこでは表層の浸透能(飽和透水係数)パラメータとして森林で72 mm/h、放牧地で7.2 mm/hという値が採用されている。図-6.2はマレイシアのサプルット試験地と日本の袋山沢試験地において観測された年間の降雨データにおける、1時間降雨強度の頻度分布を調べたものである。両者の年降雨量はほぼ同じ(第3章参照)である。図には降雨強度50 mm/hまでしか表示していないが、72 mm/hを超える降雨はサプルットで1時間だけ観測された(75 mm/h)のみであり、袋山沢では発生していない。それに対して7.2 mm/hを超える降雨強度をもつ雨はマレイシアで13%、日本で7%発生しており、比較的頻繁に発生していることがわかる。図-6.3は縦軸に、ある降雨強度以上の降雨によりもたらされる降雨量の割合を示したグラフである。マレイシアで59%、日本でも38%の降雨量が、降雨強度7.2 mm以上の降雨でもたらされていることがわかる。鈴木(1994)が指摘しているように、Nobreらによる7.2 mm/hという値の設定は、少し強い雨だと表面流が発生するという設定として妥当であるといえる。

図-6.4は $K_s$ をNobreの値である7.2 mm/hとその2倍の14.4 mm/hに設定したときの、サプルットにおける1991年の流況曲線を示したものである。他のパラメータは変えずに計算し、比較のため $K_s$ を設定しない場合の計算結果も示した。 $K_s$ を設定することにより直接流出量は増え、その分土層タンクに貯留される水分量が減少するため、流況曲線上では高水流量が大きくなり、低水流量が小さくなる。図-6.4より、 $K_s=14.4$ のときの流況の変化は全体的にほんのわずか

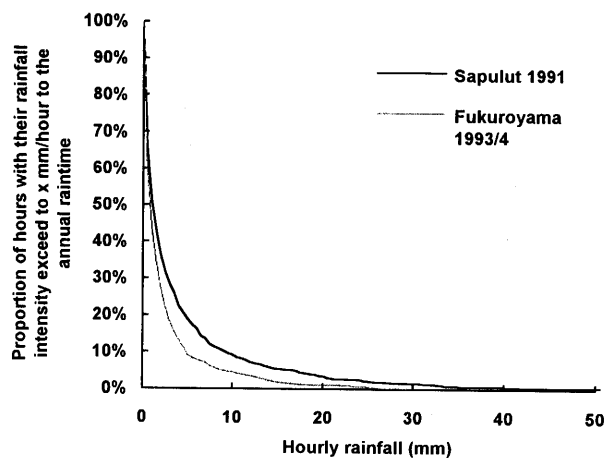


図-6.2 全降雨時間に対する、ある降雨強度以上の降雨強度をもつ降雨時間の割合。

Fig. 6.2. Proportion of hours with rainfall intensity exceed to X mm/hour to the annual raintime.

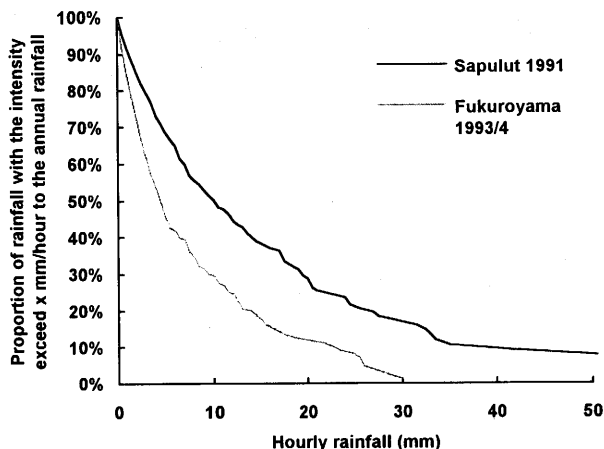


図-6.3 全降雨量に対する、ある降雨強度以上の降雨強度をもつ降雨量の割合.

Fig. 6.3. Proportion of rainfall with the intensity exceed to X mm/hour to the annual rainfall.

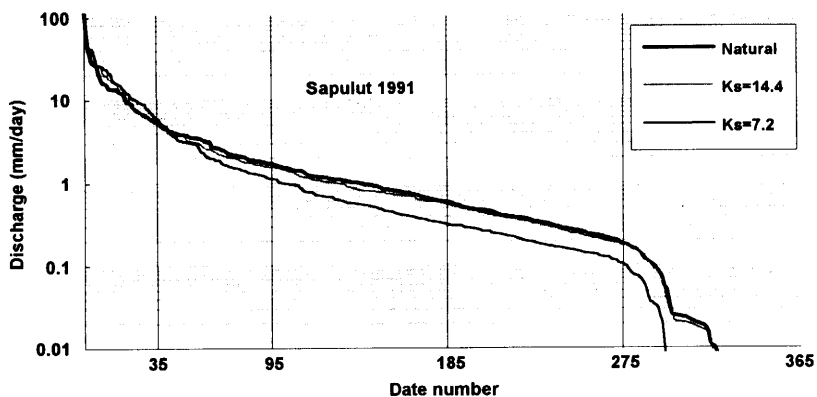


図-6.4 表層最大浸透能パラメータ  $K_s$  を導入したときの流況曲線の変化.

Fig. 6.4. Changes of discharge-duration curve for the parameter  $K_s$ .

であるのに対し、 $K_s=7.2$  の時は特に低水流出時に大きな差が現れることがわかる。本論では皆伐の影響評価における表層浸透能の低下を表現するパラメータの値として、 $K_s=7.2$  mm/h を採用する。

皆伐後の草地または耕作地の場合、皆伐、火入れすることにより、表層の浸透能が減少する。しかし熱帯林地域の植生回復力は極めて強く、数週間で地表を雑草が覆う。焼畑移動耕作はこのような土地で行われる。ここでは草地と耕作地を一括して取り扱い、微気象パラメータの設定として遮断なし、降雨中蒸発なしとし、蒸散量と地表面蒸発量を合わせて、ウルカルンパンにおける蒸散量パラメータの値をそのまま用いる。

皆伐後植林または農地造成を行なって2~3年が経過した状態を想定した場合、森林の遮断・浸透特性は樹種・林例・利用形態によってかなりの幅があると予想されるが、これらを比較して

表-6.2 想定した地表面状態と変化させるパラメータ

Table 6.2. Comparison of model parameters for the non-treatment and treatment condition of vegetation

Site	Surface condition	$K_s$ (mm/h)	$Sc$ (mm)	$Et$ (mm)
Sapulut	Natural	(not determined)	3.5	0.227
	Logged	7.2	0	0.270
	Cropped	7.2	1.2	0.270

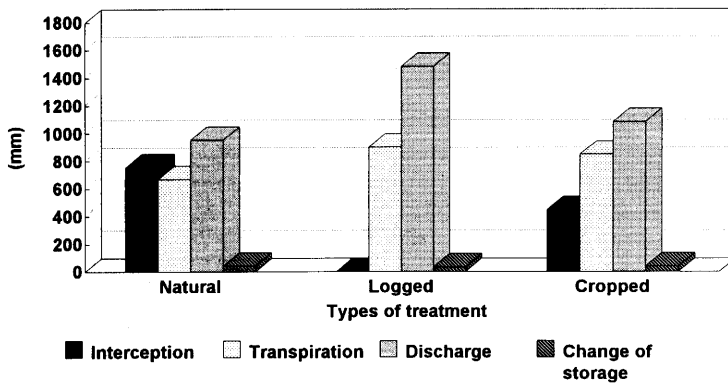


図-6.5 皆伐直後とそれに引き続く農地転換・植林に伴う流域水収支の変化。  
Fig. 6.5. Changes of catchment water balance for logging and cropping.

検討した例はない。そこで、本論ではこれらを一括して取り扱い、遮断蒸発、蒸散に関してはウルカルンパンのマカラング林とほぼ同じ条件であるとみなし、ウルカルンパンにおけるパラメータセットをそのまま用いる。

以上より、想定した2種の植被面と天然林、合計3パターンの地表面状態に対応させるパラメータは表-6.2のようにまとめられる。

#### 6-4-2 計算結果と考察

表-6.2に想定した3パターンのパラメータを用いて、サプルットの1991年の降雨データを入力したときの流域水収支配分を図-6.5に示す。サプルットでは基底流出成分が分離されないため、 $K_s$ の有無は図-6.5に無関係である。皆伐直後は遮断量がゼロになり、蒸散量と地表面蒸発量の合計は、パラメータの値が大きく、かつ降雨中以外は植被面が乾燥しているために皆伐前に比べて大きくなる。それらを合計した全蒸発散量は皆伐前に比べて大幅に減少し、その結果年流出量は527 mm増加している。一方、皆伐後木本植物による農地造成、または植林が行われて2~3年が経過した状態を想定した場合、年流出量は皆伐直後の状態に比べて減少したが、皆伐前の流出量と比べるとなお130 mm多い。

図-6.6に想定した3パターンの流況曲線を示す。皆伐直後の流況曲線はすべての流出量範囲で皆伐前の流況曲線の上であり、527 mmの流出量増加はすべての流出量範囲にわたっていることがわかる。興味深いのは植林または農地造成後の流況曲線である。すなわち、皆伐直後からの流出量の減少により、すべての流出量範囲で流出量が低下しているが、特に低水部分の流出量低下

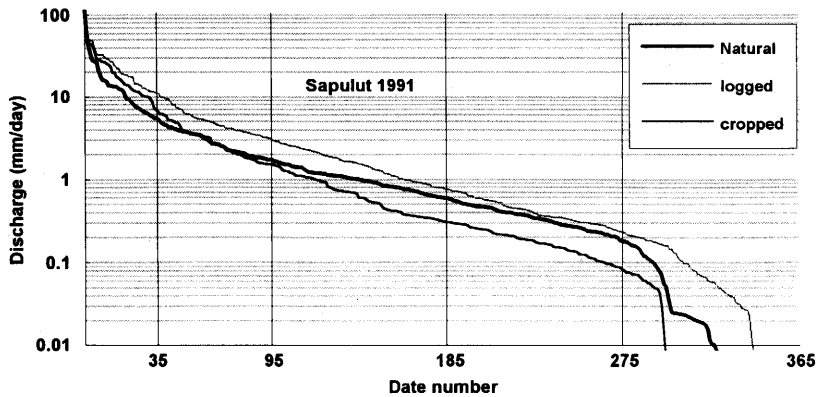


図-6.6 想定した3種の地表面状態に対応する流況曲線。

Fig. 6.6. Discharge-duration curve for the three surface conditions.

表-6.3 想定した3種の地表面状態に対応する年流出量, 第35日流量, 豊水流量(第95日流量), 平水流量(第185日流量)および渇水流量(第275日流量)

Table 6.3. 35th, 95th, 185th and 275th day discharge for the three conditions of surface

Surface condition	Annual discharge (mm)	35th day discharge (mm/day)	95th day discharge (mm/day)	185th day discharge (mm/day)	275th day discharge (mm/day)
Natural	954.4	5.71	1.73	0.59	0.18
Logged	1481.9	11.52	3.12	0.75	0.24
Cropped	1084.2	8.51	1.52	0.31	0.08

が著しい。表-6.3に想定した3パターンに対する年流出量, 第35日流量, 豊水流量(第95日流量), 平水流量(第185日流量), 渇水流量(第275日流量)の値を示した。皆伐前の流況曲線と比較すると, 年流出量は皆伐前に比べて130mm多いにもかかわらず, 豊水流量, 平水流量, 渇水流量は皆伐前の流出量を下回っていることがわかる。それに対して高水流量は皆伐前に比べて依然高い値を維持している。

この結果は, 皆伐後植林または農地造成を行い, 樹木が生育して遮断蒸発及び蒸散が再開され, 年流出量が皆伐前の状態に戻りつつあっても, 皆伐により攪乱された地表面の状態がもとに戻らない限り, 豊水流量, 平水流量, 渇水流量は皆伐前の状態より逆に下がってしまうことを意味している。本章第2節で述べたように, 一度コンパクションを受けたスキッドトレイル上では表面侵食が発生し, 半永久的な水みちとなってしまう。植林や農地造成をすることにより, 降雨の遮断作用, 蒸散作用は速やかに回復にむかうと考えられ, それに伴って蒸発散量は徐々に増加し, 皆伐前の状態に戻っていくが, 一度変わってしまった流況曲線の形は半永久的にもとに戻らない可能性のあることを, この結果は示している。

## 第5節 まとめ

熱帯林の皆伐とそれに引き続く農地造成や植林が流域の水収支と流況に与える影響を数値モデ



ルを用いて評価した。皆伐により年蒸発散量の減少がおり、年流出量が増加することは多くの対照流域試験によって実証されている。モデルによる計算によると、皆伐直後の状態が続くと想定した場合、年流出量は527 mm増加した。一方、皆伐後木本植物による農地造成、または植林が行われて2~3年が経過した状態を想定した場合、年流出量は皆伐直後の状態に比べて減少したが、皆伐前の年流出量と比べるとなお130 mm多かった。想定した地表面状態での流況曲線の比較により、農地造成または植林によって流出量が皆伐前の量に戻っていく一方で、表層の浸透特性が回復しない限り、豊水流量、平水流量、渇水流量は皆伐前に比べて減少してしまい、もとに戻らなくなってしまうことがわかった。地表面状態の変化により、蒸発環境・浸透環境がどのように変わるのかについては、まだまだ不明な点が多い。今後、皆伐の影響をより詳細に評価しようとする場合、植生の種類・密度・葉面積・植被高と蒸発散量との関係、裸地面蒸発のプロセスと蒸発量の定量的評価、スキッドトレイルの2次元分布と流出に及ぼす影響などに関する研究をさらに深めてゆく必要がある。

## 第7章 総 括

本論文は世界の熱帯林で行われてきた水収支及び水文過程の研究を整理すると同時に、マレーシアの熱帯林で観測されたデータを解析し、日本の森林の水文特性と比較検討することにより、熱帯林の水文特性を明らかにし、熱帯林の皆伐が水文特性に与える影響を評価することを目的として行った研究をとりまとめたものである。本論文で解析の対象としたデータは、著者自らマレーシア・サバ州森林研究所に2年3ヶ月間在職し、熱帯林内にのべ100日以上滞在して行なった連続的で精度の高い観測に基づいている。

第2章では熱帯の定義および地域区分に触れた後、世界の34地点64流域における熱帯林水収支の観測結果を引用することにより、世界の熱帯林における水収支の特性を明らかにした。年平均降水量は場所により大きな幅があり、それに比べて年平均蒸発散量の変動幅は小さい。長期間にわたり信頼できる水収支観測を続けている流域における観測結果を整理した結果、天然林流域からの年蒸発散量は湿潤熱帯地域で1450 mm~1750 mmの範囲に、高標高流域を除く亜湿・乾湿熱帯地域で1150 mm~1400 mmの範囲に、それぞれ分布した。湿潤熱帯地域における熱帯林の施業が流域の水循環過程に及ぼす影響は極めて大きく、数ヶ月の乾季による蒸発抑制量に相当する蒸発散量の減少をもたらすものであることが示された。今後、亜湿・乾湿熱帯地域の乾季における蒸発抑制現象の実態把握とそのメカニズム解明のための研究、地球規模の気候変動に対応する流域水収支変動の長期モニタリング、植生更新後の水収支の経年変化を追跡する研究などを行なっていくことが重要であることを指摘した。

第3章では熱帯林において生起する、降雨から流出に至る水文過程に関する既往の研究を整理し、それを踏まえて自らの観測データを解析した結果について述べた。観測はボルネオ島北東部のマレーシア国サバ州に位置するサブロット、ウルカルンバン両試験地において行なった。サブロット試験地は59.4 haの小流域からなり、地質は深層風化の進んだ新第三紀層、植生は天然の熱帯雨林であり、試験的な択伐が1988年に行なわれている。ウルカルンバン試験地は22.3 haの小流域からなり、地質は第四紀の火山砕屑物、植生は皆伐後自然回復したマカラング属の優占する森林である。水文過程は降雨、樹冠遮断、斜面水文過程、流出の4過程に分けて記述した。降雨の項では対象2試験地の降雨特性と日本の3地点における降雨特性とを比較解析した。マレ

アジアの降雨は日本の降雨に比べて、(1)降雨時間が短く、そのため同じ雨量に対して、平均降雨強度が大きい(2)降雨イベント回数が多く、一雨平均降雨継続時間が短く、一雨最大降雨強度の平均値が大きい(3)降雨は特徴的な日周変動特性をもち、時間毎に集計した年降雨量の分布形は、午前中は小さく午後2時から6時にかけて際立ったピークをもつ非対称な分布である、といった特性をもっていることを示した。樹冠遮断の項では、世界の熱帯林でこれまで行われてきた多くの観測のうち、信頼できる研究はわずかであることを指摘し、サブロットにおける樹冠通過雨量の観測結果を示した。斜面水文の項では、既往の飽和透水係数の観測結果を整理することにより、対象2試験地を含む、世界の熱帯林斜面の水文特性を3種類に区分し、対象2試験地における地下水位とサクションの観測結果に基づき、斜面における雨水流動特性を明らかにした。流出の項では、(1)流出量の季節変動(2)基底流出量または基底流出の通減率(3)大降雨時の直接流出、についての既往の研究事例を整理した。対象2流域のハイドログラフおよび直接流出の特性について解析した結果、直接流出量、流出率は総降雨量とともに増大し、初期水分条件依存性は大きいこと、降雨開始から流出ピークまでの時間は降雨量の増大とともに短くなる傾向にあり、50 mm以上の降雨に対してサブロットでは平均1.7時間、ウルカルンパンでは1.9時間であることがわかった。

第4章では熱帯林流域における水収支の推定法について検討を加えた。まず短期水収支法を対象2流域の降雨流出記録に適用することにより、この方法が湿潤熱帯地域の流域蒸発散量を推定する手法としても有効であることを示した。短期水収支法により推定された蒸発散量は降雨量の多いときに多くなる傾向を示すが、蒸発散量は降雨量よりも降雨日数と相関が高く、遮断蒸発の増大により多雨期の蒸発散量が増大した結果である可能性が高い。次いで新しい水収支推定法を提示し、これを「移動水収支法」と名付けた。この方法は湿潤熱帯地域の蒸発散量推定法として有効であると同時に、遮断蒸発量と蒸散量を分離して評価できる手法である。この方法により、対象流域の2年間の蒸発散量、遮断量、蒸散量が求められた。両流域の蒸発散量に対する遮断量、蒸散量の比は異なっており、植生条件の違いが影響していると考えられた。次に対象流域の貯留水量変動を、移動水収支法を用いて推定した。貯留水量の時系列変動は降雨変動に対応して、季節変化しながら年々変動しており、両流域の貯留水量変動幅の差は流域の地質条件の違いによって説明された。

第5章では対象2流域、および比較対象として日本の2流域の水循環過程を数値モデルで表現することにより、モデルの応答特性を解析し、熱帯林流域の水循環特性を日本の森林流域の水循環特性と比較検討した。水循環過程のモデル化に先立ち、素過程モデルとして樹冠遮断過程と短期流出過程を表現する新しいモデルを作成した。樹冠遮断モデルについては、モデルにマレーシアと日本の複数地点の降雨データを入力することにより、マレーシアと日本の降雨特性の違いが遮断蒸発過程・短期流出過程に及ぼす影響を明らかにした。短期流出モデルについては、モデルをマレーシアの2流域と日本の2流域に当てはめることにより、マレーシアと日本という地域の共通性がみられず、その一方でマレーシアと日本で基盤地質の共通な流域同士の短期流出の応答特性が極めて似ていることを見いだした。マレーシアと日本の降雨特性の違いが、この2流域の短期流出を特徴づけていることも分った。次に、この2つの素過程モデル、および有効雨算定モデルと蒸散のメカニズムを組み込んだ水循環モデルを新たに作成した。このモデルを用いると、各流域の蒸発散・流出成分をそれぞれ遮断蒸発・蒸散、直接流出・基底流出の各成分に分け

ることができる。これら4成分と流域貯留水量の変動を求め、4流域の比較を行った。さらに、モデルにマレーシアと日本で観測された降雨を入力することにより、それぞれの流域における成分分配の特性を解析し、降雨特性の違いの影響と基盤条件の違いの影響を別々に評価した。基盤地質の違いが流出特性に及ぼす影響は熱帯・日本を問わず大きいことが、熱帯における降雨特性が蒸発散特性に及ぼす影響も大きいことが強調された。熱帯林地域の山地小流域では風化が進んだラテライト土壌が卓越しているため、降雨の大部分が地面流として流出し、結果として流出変動が激しく土砂生産が盛んであるといわれるが、熱帯に特徴的な降雨パターンもその原因の一つであると考えられた。

第6章では熱帯林の皆伐とそれに引き続く農地造成や植林が流域の水収支と流況に与える影響を水循環モデルを用いて評価した。皆伐により年蒸発散量の減少がおり、年流出量が増加することが熱帯林における対照流域試験によって実証されている。2通りの地表面状態を想定してモデル計算を行った結果、皆伐直後の状態が続くと想定した場合、年流出量は527 mm増加した。一方、皆伐後木本植物による農地造成、または植林が行われて2~3年が経過した状態を想定した場合、年流出量は皆伐直後の状態に比べて減少したが、皆伐前の流出量と比べるとなお130 mm多かった。流況曲線を比較すると、皆伐直後の流量は高水・低水流量全範囲にわたって増加し、農地造成・植林後は減少した。特に低水流量の減少が著しく、皆伐前と比較して年流量が多いのにもかかわらず、第50日流量を境とした低水流量は皆伐前の低水流量を下回った。今後、皆伐の影響をより詳細に評価しようとする場合、植生の種類、密度、葉面積、植被高と蒸発散量との関係、地表面状態の変化とモデルパラメータの対応等に関する研究を行っていく必要があることを指摘した。

本研究により、世界の熱帯林における水収支及び水文過程に関する既往の研究が整理され、マレーシアの2流域における観測結果に基づいた解析により、熱帯林の基本的な水文特性が明らかになり、熱帯林施業が水文特性に与える影響の定量的評価も可能となったといえる。

最後に、今後熱帯林水文研究を進めていく上での課題について指摘しておく。

熱帯林の年水収支に関する既往の研究整理に関しては、本論文の作業によってほぼ終了し、世界各地で今も行われている観測に関する情報を加えてゆく段階に入ったといえる。その一方で、水文過程に関しては既往の研究を更に検索し、整理する余地が残されている。例えば熱帯林における樹冠遮断の観測報告は100を超えるといわれているが、本論ではそれらすべての原論文を調査する段階まで至っておらず、既往のレビューに依存せざるを得なかった部分がある。熱帯林の皆伐や植林の影響評価に関する文献についてもその事情は同じである。

本論で解析に用いた観測データは長期間にわたる精度の良い連続的なデータであったが、それでも2.5年分のデータでは不十分であるような問題は存在する。例えば植生回復に伴う流出特性の変化や、気候変動に伴う流出量の変化等を検出するためには、10年以上のデータがどうしても必要となる。熱帯で数多くの観測がこれまで行われており、これからも更に増えていくと予想されるが、1地点での観測をいかに長く続けていくかということが、これからの課題である。

水文過程が生起する場の情報を測定し、そこでの水文過程を観測し、データを蓄積することは、現象の理解とモデルの検証の両方にとって有効である。本論文で記述した樹冠遮断観測、斜面水文観測により、熱帯林における樹冠遮断過程や斜面水文過程の基本的特性は明らかになったが、温帯地域においてこの分野に投じられてきた膨大なエネルギーや蓄積された研究成果の量と比較

すれば、本論文における測定・観測が十分であるとはいえない。熱帯林内でこのような測定・観測を続けることは温帯の場合と比べて極めて困難であるが、今やそれを克服してデータを取っていくことが求められている。これから行うべき観測として、降雨の時空間分布特性の把握、微気象観測、樹冠構造の記述、林内降雨量の詳細観測、樹幹流量の観測、土層厚分布の測定、土層の透水性と保水性の評価、土壤水分動態の通年観測、地面流観測などがあげられよう。

降雨-流出過程を一般的に記述し、異なる地域間の比較を行い、地表面状態の変化に対する応答を予測する手段として、数値モデルを用いた流出解析は有効である。本論で提示したモデルによって地域間比較や影響予測の枠組みはできあがったが、今後、モデルのさらなる精緻化が求められるのは当然である。例えば熱帯林の皆伐が水収支や流況曲線にどのような変化をもたらすかを予想することはできたが、皆伐や択伐が短期流出に及ぼす影響についても適切に評価できるようなレベルにモデルを精緻化し、そのモデルを用いた解析を、ひき続き行っていく必要がある。

本論文では植生の変化が蒸発散量のみに影響を及ぼし、降雨量は変化しないという前提で論をすすめてきた。これは解析対象として小規模変化の問題を取上げたということに他ならない。一方、よりスケールの大きい地表植生の変化は局所的な降雨パターンに影響を与える可能性があり(中規模変化)、さらにスケールの大きい変化は地球規模の大気大循環にまで影響を及ぼす可能性がある(大規模変化)。こうした問題はマクロ水文学や大気水収支法のような新しい枠組み、あるいはGCMの陸面過程モデリングを用いることにより研究されている。小スケールの多様性がGCM中の空間平均パラメーターの値を左右するのか、水平・垂直解像度の粗いGCMによって流出、浸透、土壤水分、深部浸透が正確に計算できるかはなお不明であるが、異なるスケールの流域の入れ子構造の解析やサブグリッドスケールの物理量分布を考慮したモデリングなどを通じて、両者をつなぐ研究領域が発展していくことが望まれる。

持続可能な熱帯林管理を実現しようとする立場からは、水文特性もさることながら、より重要な特性として土砂流出特性および養分循環特性に関する知見の蓄積が望まれている。本論文では水文特性に焦点を絞って記述してきたが、斜面流出が土砂侵食と養分流出をコントロールしていることを考えれば、これらを一括して取扱うことによってのみ、持続可能な開発のガイドラインを科学的に決定できる道が開かれているといえる。日本における、熱帯林の土砂流出特性や養分循環特性の研究は、本論で述べてきた水文特性の研究に比べて、進んでいるとはいえない。それらは、水文特性の研究と比べて、より現地密着型で進める必要がある課題である。今後、水循環も含めた熱帯林の物質循環過程に関する研究が、日本人の手によって進展してゆくことを望まずにはいられない。

## 謝 辞

本研究を進めてゆく過程で、多くの方々から有形無形のご指導ご協力を賜った。東京大学農学部 太田猛彦教授には、著者が博士課程へ進学する際、休学して単身マレーシアへ渡り、熱帯林研究に従事するというわがままを受け入れて頂いた。2年3ヶ月にわたる筆者の在マレーシア中には機材供与等数々の後方支援を賜り、さらにその間3度も来マされ、その度に励まして頂いた。筆者の帰国後も、始終細心にわたる適切なご指導を賜るばかりでなく、筆者の研究環境に十分なお配慮を賜った。東京大学農学部 鈴木雅一助教授には、筆者がかかわりをもつ以前から、サバの水文観測に関してご指導されていたという経緯があり、筆者の帰国後は解析手法等、実際の

研究の進め方について終始ご助言を頂いたことと合わせ、二重の意味で懇切なご指導を賜った。東京大学農学部 執印康裕助手からは、筆者在マ中の支援に加えて、帰国後は降雨や樹冠遮断の研究に関して議論を共にし、東京大学秩父演習林等における観測データを提供して頂いている。

マレーシアでの観測を進めるにあたり、サバ州森林局森林研究所所長(当時) Lee Ying Fah 博士には研究計画の立案から予算配分に至るまで、格別のご配慮を賜った。一方でサバ州森林局モニタリング部副部長 Yahya Awang 氏、経営管理部環境影響評価担当 Mohd. Jaafar Nyiro 氏には、熱帯林の水土保全機能を明らかにすることを目的とした研究計画に関してご理解を頂き、予算配分の際ご協力を頂いた。サバ州森林局森林研究所植物学研究室 Wong Khoo Meng 博士、GTZ プロジェクトリーダー(当時) Jochen Heuveloop 博士には研究計画立案の際、有意義なコメントを頂いている。

サバ州森林局森林研究所水文学研究室長であり、筆者のカウンターパートであった Paul Leo Lohuji 氏をはじめとする水文学研究室の方々には、現場での観測からデータの読み取りに至るまで献身的なご協力を賜るばかりでなく、異国での仕事や生活に戸惑っていた筆者をいつも励まし、元気づけて頂いた。特に研究アシスタント(当時) Lu Siew Ching さんにはデータの管理に尽力して頂いた。水文学研究室所属の青年海外協力隊員として、筆者のそれぞれ前任、前々任であった鎌田篤美氏(現新潟県土木部)、小林裕之氏(現富山県林業技術センター)には筆者の出発前から任期中に至るまで、先輩の立場から数々のご指導を賜った。また筆者の後任として、現在もその任にある青年海外協力隊員 太田和寿氏には、筆者が帰国した後のデータの確認作業や雨量データ読み取り等について多大なるご協力を頂いている。

日本国国際協力事業団青年海外協力隊事務局には、マレーシアにおける筆者の身分保障はもちろん、旅費負担や機材供与等のご協力を賜った。これはひとえに JICA マレーシア事務所及び JOCV コタキナバル調整員事務所の調整員の方々のご配慮によるものである。また、筆者が任期を全うできたのは、喜怒哀楽を共にした在サンダカン青年海外協力隊員諸姉の叱咤と激励のお陰である。

本論文中のレビューの作成にあたり、熱帯林水文学の大家であるオランダ・フリー大学地球科学科 Sampurno Bruijnzeel 教授及び UNESCO 水資源部 Mike Bonell 博士には親切なご協力を頂いた。比較対象として用いた東京大学演習林のデータは東京大学農学生命科学研究科大学院生 白木克繁氏、東京大学愛知演習林 芝野博文講師、渡部 賢技官のご好意により提供を受けたものである。東京大学農学部森林理水及び砂防工学研究室 浜中久美子さんにはデータ整理を手伝って頂いている。同研究室の院生・学生諸氏とは、議論を通じて、楽しくもあり苦しくもある研究の過程を共有することができた。これらすべての方々から心から感謝の意を表す。なお、本研究の一部は文部省科学研究費補助金(特別研究員奨励費)による研究成果であることを付記する。

## 要 旨

熱帯林の水文特性を明らかにすることを目的として、世界の熱帯林で行われてきた水収支及び水文過程に関する研究成果を整理すると同時に、ボルネオ島マレーシア・サバ州の熱帯林に設けられた2試験地で水文観測を行なった。熱帯林の水収支と水文過程の特性について、東京大学千葉演習林、秩父演習林、愛知演習林における森林の水文特性と比較して考察した。得られた知見

は以下の通りである。

1. 世界の熱帯林流域における水収支の観測結果によると、天然林流域からの年蒸発散量は湿潤熱帯地域で1450 mm～1750 mmの範囲に、高標高流域を除く亜湿・乾湿熱帯地域で1150 mm～1400 mmの範囲に、それぞれ分布していた。湿潤熱帯地域における熱帯林の皆伐とそれに伴う土地利用の変化により、蒸発散量は200～300 mm減少した。

2. 熱帯の2試験地の降雨特性と日本の3地点における降雨特性とを比較した結果、マレーシアの降雨は日本の降雨に比べて降雨回数が多く、降雨時間が短く、そのため同じ雨量に対して平均降雨強度が大きかった。熱帯の降雨量は午後に明瞭なピークをもって日周変動しており、日本の降雨と対照的であった。

3. 2試験地にそれぞれ設けられた2小流域の直接流出の特性について解析した。直接流出量、流出率は総降雨量とともに増大し、ともに初期水分条件依存性は大きかった。降雨開始から流出ピークまでの時間は降雨量の増大とともに短くなる傾向にあり、50 mm以上の降雨に対して平均1.8時間であった。

4. 短期水収支法により推定された対象2流域の蒸発散量は水収支期間中の降雨量よりも降雨日数と高い正の相関をもっており、遮断蒸発量が増大した結果、蒸発散量が増大したためと考えられた。

5. 熱帯林流域からの遮断蒸発量、蒸散量、貯留水量変動を分離して推定できる新しい水収支推定法を提示し、これを「移動水収支法」と名付けた。この方法を対象2流域に適用した結果、両流域の植生タイプの違いに対応した遮断蒸発量、蒸散量が求められた。推定された貯留水量は月降雨量の変動に対応して変動しており、両流域の貯留水量変動幅の差は地質条件の違いが原因であると考えられた。

6. マレーシアと日本の複数地点の遮断蒸発量を樹冠遮断モデルを用いて試算した。マレーシアでは最大樹冠貯留水量が、日本では降雨中の蒸発強度が遮断蒸発量を決定する主要なパラメータであった。

7. マレーシア2流域、日本2流域の大出水時の流出を短期流出モデルを用いて表現した。マレーシアと日本という地域の中での共通性はみられず、一方でマレーシアと日本で基盤地質の共通な流域同士の短期流出の応答特性は極めて似ていた。マレーシアと日本の降雨特性の違いが、この2流域の短期流出の特性を決めていた。

8. 6, 7で提示した樹冠遮断モデルと短期流出モデル、および有効降雨算定モデルと蒸散のメカニズムを組み込んだ水循環モデルを提示した。このモデルによりマレーシア2流域、日本2流域の水循環過程が表現できた。それぞれの流域における降雨の水収支構成成分への分配特性を解析し、降雨特性の違いの影響と基盤条件の違いの影響を別々に評価した。基盤地質の違いは流出特性に、降雨特性は蒸発散特性に大きく影響を及ぼしていた。

9. 熱帯林の皆伐とそれに引き続く農地造成や植林が流域の水収支と流況に与える影響を水循環モデルを用いて評価した。皆伐後、荒れた草地になると想定した場合、年流出量は527 mm増加した。一方、皆伐後木本植物による農地造成、または植林が行われた状態を想定した場合、年流出量は皆伐直後の状態に比べて減少したが、皆伐前の流出量と比べるとなお130 mm多かった。流況曲線を比較した結果、木本植物による農地造成や植林を行うことにより、遮断・蒸散環境が皆伐前の状態に戻りつつあっても、土壌の物理性が回復しない限り、流況は皆伐前の状態に

戻らないことが示された。

キーワード：熱帯林，水収支，水文過程，皆伐の影響，ボルネオ島マレイシア

### 引用文献

- ABDUL RAHIM N. (1983) Rainfall characteristics in forested catchments of Peninsular Malaysia. *Malay. For.* **46**: 233-243.
- ABDUL RAHIM N. and HARDING, D. (1992) Effects of selective logging methods on water yield and streamflow parameters in Peninsular Malaysia. *J. Trop. For. Sci.* **5**: 130-154.
- ABDUL RAHIM N. and ZULKIFLI Y. (1994) Hydrological response to selective logging in Peninsular Malaysia and its implications on watershed management. *Proc. Inter. Symp. For. Hydrol. Tokyo, Japan*: 263-274.
- ABDU· RAHIM N., BAHARUDDIN K. and AZMAN H. (1985) Hydrologic regime of dipterocarp forest catchments in Peninsular Malaysia. *Proc. Symp. Watershed Research and Management practices, Laguna, Philippines*: 25-43.
- ABDUL RAHIM N., SAIFUDDIN S. and ZULKIFLI Y. (1995) Water balance and hydrological characteristics of forested watersheds in Peninsular Malaysia. *Proc. Sec. Inter. Study Conference on GEWEX in Asia and GAME, Pattaya, Thailand*: 303-306.
- 相場芳憲 (1994) 森林の種類と分布. (森林科学論. 木平勇吉編, 182 pp, 朝倉, 東京). 1-18.
- 安藤隆夫・渡辺次雄・根本順吉 (1966) 水文気象. (水資源ハンドブック. 安芸皎一・多田文男監修, 659 pp, 朝倉, 東京). 7-36.
- 安藤義久 (1984) 試行錯誤のない実用的な長期流出モデルに関する研究. *水利科学*, **154**: 17-36.
- 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*, **318**: 93-105.
- AYIBOTELE, N. B. (1993) Regional hydrology and water resources in the African humid tropics. In *Hydrology and water management in the humid tropics*. BONELL, M., HUFSCHEIDT, M. M. and GLADWELL, J. S. (eds.), 590 pp, UNESCO-Cambridge University Press, Cambridge, 112-134.
- AYOADE, J. O. (1976) Evaporation and evapotranspiration in Nigeria. *J. Trop. Geogra.* **43**: 9-19.
- BACONGUIS, R. S. (1980) Water balance, water use and maximum water storage opportunity of a dipterocarp forest watershed in San Lorenzo, Norzagaray, Bulacan. *Sylvatrop Philipp. For. Res. J.* **5**: 73-98.
- BAHARUDDIN K. and ABDUL RAHIM N. (1994) Suspended sediment yield resulting from selective logging practices in a small watershed in Peninsular Malaysia. *J. Trop. For. Sci.* **7**: 286-295.
- BAHARUDDIN K., MOKHTARUDDIN 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**: 558-569.
- BEVEN, K. J., KIRKBY, M. J., SCHOFIELD, N. and TAGG, A. F. (1984) Testing a physically based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments. *J. Hydrol.* **69**: 119-143.
- BILLINGTON, D. R. (1987) Research in management hydrological catchment studies progress report. Sabah Forestry Department, Malaysia.
- BLACKIE, J. R. (1979a) The use of conceptual models in catchment research. *East Afric. Agr. For. J.* **43**: 36-42.
- BLACKIE, J. R. (1979b) The water balance of the Kericho experimental catchments. *East Afric. Agr. For. J.* **43**: 55-84.
- BLACKIE, J. R. (1979c) The water balance of the Kimakia experimental catchments. *East Afric. Agr. For. J.* **43**: 155-174.
- BLACKIE, J. R. and EELES, C. W. O. (1985) Lumped catchments models. In ANDERSON, M. G. and BURT, T. P. (eds), *Hydrological Forecasting*, John Wiley & Sons, New York, 311-345.
- BLACKIE, J. R., EDWARDS, K. A. and CLARKE, R. T. (Compiled) (1979) *Hydrological Research in East Africa*. *East Afric. Agr. For. J.* **43** (special issue): 313 pp.
- BONELL, M. (1990) Progress and future research needs in water catchment conservation within the wet tropical coast of NE Queensland. In *Tropical rainforest research in Australia, Present status and future directions for the Institute for Tropical Rainforest Studies*. GOUDBERG, N., BONELL, M. and BENZAKEN, D. (eds.), 210 pp, Townsville, Australia, 59-86.

- BONELL, M. with BALEK, J. (1993) Recent scientific developments and research needs in hydrological processes of the humid tropics. In *Hydrology and water management in the humid tropics*. BONELL, M., HUFSCHEIDT, M. M. and GLADWELL, J. S. (eds.), 590 pp, UNESCO-Cambridge University Press, Cambridge, 167-260.
- BONELL, M., GILMOUR, D. A. and SINCLAIR, D. F. (1981) Soil hydraulic properties and their effect on surface and subsurface water transfer in a tropical rainforest catchment. *Hydrol. Sci. Bull.* **26**: 1-18.
- BONELL, M., HUFSCHEIDT, M. M. and GLADWELL, J. S. (1993) The objectives and structure of this book. In *Hydrology and water management in the humid tropics*. BONELL, M., HUFSCHEIDT, M. M. and GLADWELL, J. S. (eds.), 590 pp, UNESCO-Cambridge University Press, Cambridge, 3-12.
- BOSCH, J. M. and HEWLETT, J. D. (1982) A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *J. Hydrol.* **55**: 3-23.
- BROOKS, S. M. and SPENCER, T. (1995) Vegetation modification of rainfall characteristics: implications for rainfall erosivity following logging in Sabah, Malaysia. *J. Trop. For. Sci.* **7**: 435-446.
- BRUIJNZEEL, L. A. (1988) Estimate of evaporation in plantations of *Agathis dammara* Warb. in south-central Java, Indonesia. *J. Trop. For. Sci.* **1**: 145-161.
- BRUIJNZEEL, L. A. (1989) Nutrient cycling in moist tropical forests: the hydrological framework. In *Mineral nutrients in tropical forest and savanna ecosystems*. PROCTOR, J. (ed.), 473 pp, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 383-415.
- BRUIJNZEEL, L. A. (1990) Hydrology of moist tropical forests and effects of conversion: a state of knowledge review. 224 pp, UNESCO IHP Humid Tropics Programme, Paris.
- BRUIJNZEEL, L. A. (1993) Land use and hydrology in warm humid regions: where do we stand? *IAHS Publ.* **216**: 3-34.
- BRUIJNZEEL, L. A. (1995) Predicting the hydrological impacts of land cover transformation in the humid tropics—the need for integrated research. In *GASH, J. H. C., NOBRE, C. A., ROBERTS, J. M. and VICTORIA, R. (eds.), Amazonian Deforestation and Climate*. John Wiley & Sons (in press).
- BRUIJNZEEL, L. A. and PROCTOR, J. (1995) Hydrology and biochemistry of tropical montane cloud forests: what do we really know? *Ecological Studies* **110**: 38-78.
- CALDER, I. R., WRIGHT, I. R. and MURDIARSO, D. (1986) A study of evaporation from tropical rain forest—west Java. *J. Hydrol.* **89**: 13-31.
- CHANG, J-H. and LAU, L. S. (1993) Definition of the humid tropics. In *Hydrology and water management in the humid tropics*. BONELL, M., HUFSCHEIDT, M. M. and GLADWELL, J. S. (eds.), 590 pp, UNESCO-Cambridge University Press, Cambridge, 571-574.
- CHENG, J. D. (1994) A comparative study of hydrologic characteristics of headwaters watershed in Taiwan. *Proc. Inter. Symp. For. Hydrol.* Tokyo, Japan, 331-338.
- CHENG, J. D., HSIA, Y. J., LU, H. S., LIU, V. C. and KOH, C. C. (1987) Streamflow characteristics of two small, steep and forested watersheds in high elevation areas of central Taiwan. *IAHS Publ.* **167**: 499-508.
- CHIA, L. S. (1968) An analysis of rainfall patterns in Selangor. *J. Trop. Geogra.* **27**: 1-18.
- DALE, W. L. (1959) The rainfall of Malaya, Part I. *J. Trop. Geogra.* **13**: 23-37.
- DALE, W. L. (1960) The rainfall of Malaya, Part II. *J. Trop. Geogra.* **14**: 11-22.
- DANO, A. M. (1990) Effect of burning and reforestation on grassland watersheds in the Philippines. *IAHS Publ.* **192**: 53-61.
- DIETRICH, W. E., WINDSOR, D. M. and DUNNE, T. (1982) Geology, climate and hydrology of Barro Colorado Island. In *The ecology of tropical forest: seasonal rhythms and long-term changes*. LEIGH, E., RAND, A. S. and WINDSOR, D. M. (eds.), Smithsonian Institution, Washington D.C., 21-46.
- DOLEY, D. (1981) Tropical and subtropical forests and woodlands. In *Water deficits and plant growth VI*. KOZŁOWSKI, T. T. (ed.), Academic Press, New York, 209-323.
- DOSSE, H., GUILLAUMET, J. J. and HADLEY, M. (1981) The Tai forest: land use problems in a tropical forest. *Ambio* **10**: 120-125.
- DOUGLAS, I. (1968) Erosion in the Sungei Gombak catchments, Selangor, Malaysia. *J. Trop. Geogra.* **26**: 1-16.
- DOUGLAS, I. (1970) Measurement of river erosion in West Malaysia. *Malay. Nat. J.* **23**: 78-83.
- DOUGLAS, I. and GREER, T. (1993) Impact of roads and compacted ground on post-logging sediment yield



- in a small drainage basin, Sabah, Malaysia. IAHS Publ. **216**: 213-221.
- DOUGLAS, I. and SPENCER, T. (1985) Present-day processes as a key to the effects of environmental change. in: DOUGLAS, I. and SPENCER, T. (eds.), *Environmental change and tropical geomorphology*, George Allen & Unwin, Boston, 39-73.
- DOUGLAS, I. and SPENCER, T. (1992) The impact of selective commercial logging on stream hydrology, chemistry and sediment loads in the Ulu Segama rain forest, Sabah. *Phil. Trans. Roy. Soc. London* **B335**: 397-406.
- DOUGLAS, I., GREER, T., WONG, W. M., KAWI, B., WAIDI, S. and SPENCER, T. (1992) Controls of sediment discharge in undisturbed and logged tropical rain forest streams. *Proc. 5th Inter. Symp. River Sedimentation*, Karlsruhe: 1019-1024.
- DOUGLAS, I., GREER, T., WONG, W. M., SPENCER, T. and WAIDI, S. (1990) The impact of commercial logging on a small rainforest catchment in Ulu Segama, Sabah, Malaysia. IAHS Publ. **192**: 165-173.
- Drainage and Irrigation Department (1977) Sungai Lui Representative Basin Report No. 1 for 1971/72 to 1973/74. *Water Resources Publication 7*: 25 pp, Ministry of Agriculture Malaysia.
- Drainage and Irrigation Department (1989) Sungai Tekam Experimental Basin Final Report from July 1977 to June 1986. *Water Resources Publication 20*: 93 pp, Ministry of Agriculture Malaysia.
- Drainage and Irrigation Department (1991) Hydrological data, rainfall and evaporation records for Malaysia 1986-1990. Ministry of Agriculture Malaysia.
- DUBREUIL, P. L. (1985) Review of field observations of run-off generation in the tropics. *J. Hydrol.* **80**: 237-264.
- EDWARDS, K. A. (1979) The water balance of the Mbeya experimental catchments. *East Afric. Agr. For. J.* **43**: 231-247.
- 江上 泰・林 拙郎・川辺 洋・本多 潔 (1994) 三重大学演習林における蒸発散量の季節変化—水収支法による1987年から1990年までの解析—。第105回日林講要旨集: 533.
- 江上 泰・林 拙郎・川辺 洋・本多 潔・島地岩根 (1995) 寡雨年夏期 ('87年)における蒸発散量の減少傾向。日林誌 **77**: 370-372.
- ELSENBEER, H. and CASSEL, D. K. (1990) Surficial process in the rainforest of western Amazonia. IAHS Publ. **192**: 289-297.
- FRANKEN, W. and LEOPOLDO, P. R. (1984) Hydrology of catchment areas of Central-Amazonian forest streams. In *The Amazon: Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin*. SIOLI, H. (ed.), Dr. W. Junk Publishers, 501-519.
- FRITSCH, J. M. (1993a) The hydrological effects of clearing tropical rainforest and of the implementation of alternative land uses. IAHS Publ. **216**: 53-66.
- FRITSCH, J. M. (1993b) Hydrological effects of deforestation and alternative land uses: a French experiment in the Amazonian rain forest. In *Environment and Forestry Management. Report of APO Study Meeting on New Trends in Environmental Management*, 298 pp, Asian Productivity Organization, Tokyo, 74-105.
- 藤枝基久 (1995) ブラジル・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 **369**: 63-152.
- FUJIEDA, M., KUDOH, T. and MASHIMA, Y. (1993) Hydrological processes in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil. IAHS Publ. **216**: 43-51.
- FUKUSHIMA, Y. (1988) A model of river flow forecasting for a small forested mountain catchment. *Hydrol. Processes* **2**: 167-185.
- 福義寛宏・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年連続日・時間記録への適用。京大演習林報告 **57**: 162-185.
- GILMOUR, D. A. and BONELL, M. (1979) Six-minute rainfall intensity data for an exceptionally heavy tropical rainstorm. *Weather* **34**: 148-158.
- 後藤寛和 (1995) 降雨特性が樹冠遮断雨量に与える影響について。東京大学卒業論文, 51 pp. (未公表)
- GRIP, H., MALMER, A. and WONG, F. K. (1993) Converting tropical rainforest to forest plantation in Sabah, Malaysia. (I) Dynamics and net losses of nutrients in control catchment streams. *Hydrol. Processes* **8**: 179-194.
- HAMON, W. R. (1961) Estimating potential evapotranspiration. *J. Hydraul. Div., Proc. Am. Soc. Civil Eng.* **87(HY3)**: 107-120.

- HERMANN, R. (1970) Vertically differentiated water balance in tropical high mountains—with special reference to the Sierra Nevada de Santa Marta/Colombia. *IAHS Publ.* **93**: 262–273.
- HERWITZ, S. R. (1985) Interception storage capacities of tropical rainforest canopy trees. *J. Hydrol.* **77**: 237–252.
- HEWLETT, J. D. and HELVEY, J. D. (1970) Effects of forest clear-felling on the storm hydrograph. *Water Resour. Res.* **6-3**: 768–782.
- HJELMFELT, A. T. (1978) Amazon basin hydrometeorology. *J. Hydraul. Div., Proc. Am. Soc. Civil Eng.* **104**: 887–897.
- HUTJES, R. W. A., WIERDA, A. and VEEN, A. W. L. (1990) Rainfall interception in the Tai forest, Ivory Coast: application of two simulation models to a humid tropical system. *J. Hydrol.* **114**: 259–275.
- Jabatan Perangkaan Malaysia (JPM) (1992) Siaran Perangkaan Bulanan Oct. 1992. JPM Cawangan Sabah, Kota Kinabalu.
- JACKSON, I. J. (1978) Local differences in the patterns of variability of tropical rainfall: some characteristics and implications. *J. Hydrol.* **38**: 273–287.
- JACKSON, I. J. (1989) Climate, water and agriculture in the tropics. 内嶋全兵衛監訳, 280 pp., 丸善, 東京.
- JORDAN, C. F. and HEUVELDOP, J. (1981) The water budget of an Amazonian rain forest. *Acta Amazonica* **11**: 87–92.
- KAMATA, A. (1990) Hydrology report Vol. 4. 12 pp, Sabah Forestry Department, Sandakan.
- 環境庁 (1995) 熱帯林生態系の機能解明をめざして. 地球環境研究総合推進費による熱帯林プロジェクト・パンフレット, 16 pp.
- KAWI B., DOUGLAS, I. and GREER, T. (1993) Dynamic response of subsurface water levels in a zero-order tropical rainforest basin, Sabah, Malaysia. *IAHS Publ.* **216**: 491–496.
- 榎根 勇 (1980) 水文学. 272 pp, 大明堂, 東京.
- KARANE, I. (1982) A preliminary study of evapotranspiration in Sri Lanka. *Climatological Notes, Inst. Geosci. Univ. Tsukuba* **30**: 103–106.
- 榎根 勇 (1989) 水と気象. 180 pp, 朝倉, 東京.
- 榎根 勇・小林 守 (1973) モンスーンアジアの蒸発散量—とくにその気候学的推定法について—。(モンスーンアジアの水資源. 吉野正敏編著, 古今書院, 東京). 55–70.
- KAYANE, I. and NAKAGAWA, S. (1983) Evapotranspiration and water balance in Sri Lanka. *Climatological Notes, Inst. Geosci. Univ. Tsukuba* **33**: 127–138.
- Kementerian Pertanian Malaysia (1990) Senarai Penerbitan. 13 pp, Unit Penerbitan, Kementerian Pertanian Malaysia, Kuala Lumpur.
- KENWORTHY, J. B. (1969) Water balance in the tropical rain forest: a preliminary study in the Ulu Gombak Forest Reserve. *Malay. Nat. J.* **22**: 129–135.
- 木下武雄 (1988) 温暖湿潤指標を用いた温暖湿潤分布. 水文・水資源学会研究発表要旨集, 234–235.
- 吉良竜夫 (1976) 陸上生態系—概論 (生態学講座 2). 166 pp, 共立出版, 東京.
- 吉良竜夫 (1992) 総論—地球環境と熱帯林. (熱帯雨林をまもる. 環境庁熱帯雨林保護検討会編, 236 pp, 日本放送出版協会, 東京). 9–25.
- KIRKBY, M. J. (ed.) (1978) *Hillslope Hydrology*. 389 pp, Wiley, Chichester.
- 気象庁 (編) (1993) 日本気候図 (1990年版). 121 pp, 大蔵省印刷局, 東京.
- 北原 曜・真島政夫・清水 晃 (1988) 山地小流域からの流出 (II)—無積雪期の損失量—. 99 回日林論: 561–562.
- KOBAYASHI, H. (1988) Water catchment study data for the SKT site in Sabah, Malaysia. 17 pp, Sabah Forestry Department, Sandakan.
- 近藤昭彦 (1994) 複数の手法によるモンスーンアジアの蒸発散量推定値の比較. *ハイドロロジー* **24**: 11–30.
- 近藤純正・中園 信・渡辺 力 (1992a) 日本の水文気象 (2): 森林における降雨の遮断蒸発量. *水文・水資源学会誌* **5**: 29–36.
- 近藤純正・中島健雄・渡辺 力 (1994) 森林流域貯留水量の蒸発散抑制の考察. *水文・水資源学会誌* **7**: 402–410.
- 近藤純正・渡辺 力・中園 信 (1992b) 日本各地の森林蒸発散量の熱収支の評価. *天気* **39**: 23–33.
- KUBOTA, J., OHTA, T. and SHIBANO, H. (1995) Runoff characteristics on volcanic areas by HYCY model. Proceedings of workshop on erosion control through volcanic hydrological approach, Yogyakarta, Indonesia: 80–89.

- KURAJI K. and PAUL, L. L. (1994) Effects of rainfall interception on water balance in two tropical rainforest catchments, Sabah, Malaysia. Proc. Inter. Symp. For. Hydrol. Tokyo, Japan, 291-298.
- 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 年研究発表会要旨, 66-67.
- KURAJI, K. and PAUL, L. L. (1995) Observational studies on water balance in two tropical rainforest catchments, Sabah, Malaysia. Proc. Sec. Inter. Study Conference on GEWEX in Asia and GAME, Pattaya, Thailand, 403-406.
- 久馬一剛 (1990) 焼畑と森林破壊. (東南アジアの自然. 高谷好一編, 287 pp, 弘文堂, 東京). 71-186.
- LAI, F. S. (1993) Sediment yield from logged, steep upland catchments in Peninsular Malaysia. IAHS Publ. **216**: 219-229.
- LEDGER, D. C. (1975) The water balance of an exceptionally wet catchment area in west Africa. J. Hydrol. **24**: 207-214.
- 李 憲浩 (1991) 林相の経年変化が水流出特性に及ぼす影響. 東大演報 **86**: 77-178.
- LEIGH, C. H. (1978) Slope hydrology and denudation in the Pasoh Forest Reserve I—surface wash; experimental technique and some preliminary results. Malay For. **42**: 174-200.
- LEOPOLDO, P. R., FRANKEN, W. and SALATI, E. (1982) Balanço hídrico de pequena bacia hidrográfica em floresta amazônica de terra firme. Acta Amazonica **12**: 333-337 (in Portuguese with English summary).
- LESACK, L. F. W. (1993a) Export of nutrients and major ionic solutes a rain forest catchment in the central Amazon basin. Water Resour. Res. **29**: 743-758.
- LESACK, L. F. W. (1993b) Water balance and hydrologic characteristics of a rain forest catchment in the central Amazon basin. Water Resour. Res. **29**: 759-773.
- LINSLEY, P. K. Jr., KOHLER, M. A. and PAULHUS, J. L. H. (1975) Hydrology for engineers (second edition). McGraw-Hill, New York, 178-180.
- LLOYD, C. R. (1990) The temporal distribution of Amazonian rainfall and its implications for forest interception. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. **116**: 1487-1494.
- LLOYD, C. R. and MARQUES, F. A. de O. (1988) Spatial variability of throughfall and stemflow measurements in Amazonian rainforest. Agric. For. Meteorol. **42**: 63-73.
- LLOYD, C. R., GASH, J. H. C., SHUTTLEWORTH, W. J. and MARQUES, F. A. de O. (1988) The measurement and modeling of rainfall interception by Amazonian rain forest. Agric. For. Meteorol. **43**: 277-294.
- LOCKWOOD, J. G. and SELLERS, P. J. (1982) Comparisons of interception loss from tropical and temperate vegetation canopies. J. Appl. Meteorol. **21**: 1405-1412.
- Longman Malaysia (1989) Kajian Atlas KBSM Tingkatan 1. 29 pp, Percetakan Jiwabaru Sdn. Bhd., Bangi, Selangor Darul Ehsan.
- Low, K. S. and GOH, K. C. (1972) The water balance of five catchments in Selangor, West Malaysia. J. Trop. Geogra. **35**: 60-66.
- Low, K. S. and PEH, C. H. (1983) Characteristics of storm hydrographs in forested watersheds of the humid tropics. Proc. Hydrol. Impact. For. Pract. Reaffors, 27-38.
- LUNDGREN, L. (1980) Comparison of surface runoff and soil loss from runoff plots in forests and small scale agriculture in the Usambara Mts., Tanzania. Geografiska Annaler **62**: 113-148.
- MADDUMA BANDARA, C. M. and KURUPPUARACHCHI, T. A. (1993) Land use changes and hydrological trends in the upper Mahaweli basin. Report of special research project on global environmental change, Tsukuba Univ. **1**: 116-131.
- MALMER, A. (1990) Stream suspended sediment load after clear-felling and different forestry treatments in tropical rainforest, Sabah, Malaysia. IAHS Publ. **192**: 62-71.
- MALMER, A. (1992) Water yield changes after clear-felling tropical rainforest and establishment of forest plantation in Sabah, Malaysia. J. Hydrol. **134**: 77-94.
- MALMER, A. (1993) Dynamics of hydrology and nutrient losses as response to establishment of forest plantation. Ph. D. Dissertation, 54 pp, Swedish Agricultural University, Umeå, Sweden.
- MALMER, A. and GRIP, H. (1990) Soil disturbance and loss of infiltrability caused by mechanized and manual extraction of tropical rainforest in Sabah, Malaysia. For. Eco. & Manag. **38**: 1-12.
- MALMER, A. and GRIP, H. (1993) Converting tropical rainforest to forest plantation in Sabah, Malaysia (II) Effects of nutrient dynamics and net losses in streamwater. Hydrol. Processes **8**: 195-210.

- MANLEY, R. E. and ASKEW, A. J. (1993) Operational hydrology problems in the humid tropics. in: BONELL, M., HUFSCHEIDT, M. M. and GLADWELL, J. S. (ed.) Hydrology and water management in the humid tropics. UNESCO-Cambridge University press, 34-44.
- MANOKARAN, N. (1979) Stemflow, throughfall and rainfall interception in a lowland tropical rain forest in Peninsular Malaysia. *Malay. For.* **42**(3): 174-200.
- MANOKARAN, N. (1980) The nutrient contents of precipitation, throughfall and stemflow in a lowland tropical rain forest in Peninsular Malaysia. *Malay. For.* **43**(3): 266-289.
- MARQUES, J., dos SANTOS, J. M., VILLA NOVA, N. A. and SALATI, E. (1977) Precipitable water and water vapor flux between Belém and Manaus. *Acta Amazonica* **7**: 355-362.
- MARUYAMA, E. (1967) Rice cultivation and water balance in Thailand. *Geophysics Magazine* **33**: 337-353.
- 益倉克成・吉谷純一・山邊 満 (1992) タイの降雨特性. *土木技術資料* **34-3**: 55-60.
- MATSUYAMA, H. (1992) The water budget in the Amazon river basin during the FGGE period. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **70**: 1071-1084.
- MATSUYAMA, H., OKI, T., SHINODA, M. and MASUDA, K. (1994) The seasonal change of the water budget in the Congo river basin. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **72**: 281-299.
- MCCLAIN, M. E., RICHEY, J. E. and PIMENTEL, T. P. (1994) Groundwater nitrogen dynamics at the terrestrial-lotic interface of a small catchment in the Central Amazon basin. *Biogeochemistry* **27**: 113-127.
- 虫明功臣 (1992) アジアモンスーン地域の水文と水管理. *IHP (Newsletter on IHP Activity of Japan)* **6**: 25-30.
- 永田 信 (1994) 経済発展と森林資源の変動. (永田 信・井上 真・岡 裕泰編. 森林資源の利用と再生—経済の論理と自然の論理—, 農文協, 東京). 44-65.
- 中静 透 (1992) 熱帯林のいろいろ. (沈黙する熱帯林. 小林繁男編, 395 pp, 東洋書店, 東京). 44-67.
- NIEUWOLT, S. (1965) Evaporation and water balances in Malaya. *J. Trop. Geogra.* **20**: 34-53.
- NOGUCHI, S., ABDUL RAHIM, N., SAIFUDDIN, S., SAMMORI, T. and TANI, M. (1994) Hydrological characteristics of tropical rain forest in Peninsular Malaysia (I)—general hydrological observations on a hillslope. *Proc. Inter. Symp. For. Hydrol. Tokyo, Japan*, 275-282.
- 野口正二・ABDUL RAHIM, N.・三森利昭・谷 誠 (1995) 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 年研究発表会要旨集*, 154-155.
- NORTCLIFF, S. and THORNES, J. B. (1981) Seasonal variations in the hydrology of a small forested catchment near Manaus, Amazonas, and the implications for its management. In LAL, R. and RUSSELL, E. W. (eds.), *Tropical Agricultural Hydrology—Watershed Management and Land Use*. John Wiley & Sons, 37-57.
- NORTCLIFF, S., ROSS, S. M. and THORNES, J. B. (1990) Soil moisture, runoff and sediment yield from differentially cleared tropical rainforest plots. In THORNES, J. B. (ed.), *Vegetation and Erosion*. John Wiley & Sons, 419-436.
- NORTCLIFF, S. and THORNES, J. B. (1989) Variations in soil nutrients in relation to soil moisture status in a tropical forested ecosystem. In *Mineral Nutrients in Tropical Forests and Savanna Ecosystems*. PROCTOR, J. (ed.), 43-54, Blackwell Scientific Publ. U.K.
- NYKVIST, N., GRIP, H., SIM, B. L., MALMER, A. and WONG, F. K. (1994) Nutrient losses in forest plantations in Sabah, Malaysia. *Ambio* **23**: 210-215.
- OHTA, K. (1994) Effects of logging on storm runoff and sediment runoff in a tropical rainforest in Sabah, Malaysia. 39 pp, Sabah Forestry Department, Sandakan.
- 太田猛彦 (1990) 土層の物理特性. (豪雨による土砂崩壊の予測に関する研究. 文部省科学研究費重点領域研究「自然災害の予測と防災力」研究成果). 25-33.
- 太田猛彦 (1992) 森林の破壊が水循環に与える影響. *IHP (Newsletter on IHP Activity of Japan)* **6**: 13-24.
- 及川武久 (1995) 温度・二酸化炭素濃度の変化と陸上植生. 筑波大学地球環境変化特別プロジェクト研究報告集 **2**: 6-31.
- OKI, T. and MUSIAKE, K. (1994) Seasonal change of the diurnal cycle of precipitation over Japan and Malaysia. *J. Appl. Meteorol.* **33**: 1445-1463.
- OKI, T., MUSIAKE, K., MATSUYAMA, H. and MASUDA, K. (1995) Global atmospheric water balance and runoff from large river basins. *Hydrol. Processes* **9**: 655-678.

- 沖 大幹・虫明功臣・松本 淳 (1993) 地点データに基づくマレーシアの降水日周期特性. 水文・水資源学会 1993 年研究発表会要旨集, 54-55.
- 大角泰夫 (1992) 熱帯の環境. (沈黙する熱帯林. 小林繁男編, 395 pp, 東洋書店, 東京). 3-43.
- OYEBANDE, L. (1988) Effects of tropical forest on water yield. In *Forests, climate, and hydrology: regional impacts*. RAYNOLDS, R. C. and THOMPSON, F. B. (eds.), UNESCO, Paris, 16-50.
- PAUL, L. L. and KURAJI, K. (1993) Transition report of hydrological study on forested catchments in Sabah. 59 pp, Sabah Forestry Department, Sandakan.
- PAUL, L. L., OHTA, K. and KURAJI, K. (1995) Hydrological study on the characteristic of suspended solids transportation in the tropical rainforest Sabah, Malaysia. *Proc. Inter. Sabo Symp. Tokyo, Japan*, 401-408.
- PEH, C. H. (1980) Runoff and sediment transport by overland flow under tropical rainforest conditions. *Malay For.* **43**: 56-57.
- PEREIRA, H. C. (1967) Effects of land-use on the water and energy budgets of tropical watersheds. In *Proc. Inter. Symp. For. Hydrol.*, SOPPER, W. E. and LULL, H. W. (eds.), Pergamon Press, Oxford, 435-450.
- Persidangan Perhutanan Malaysia (1992) Natural forest management and development. Working papers for first plenary session, 11th Malaysian Forestry Conference, Kota Kinabalu, Sabah, Malaysia.
- QIAN, W. (1983) Effects of deforestation on flood characteristics with particular reference to Hainan Island, China. *IAHS Publ.* **140**: 249-257.
- RAICH, J. W. (1983) Throughfall and stem flow in mature and year-old wet tropical forest, *Trop. Ecol.* **24**: 234-243.
- READ, R. G. (1977) Microclimate as background environment for ecological studies of insects in a tropical forest. *J. Appl. Meteorol.* **16**: 1282-1291.
- RICHARDSON, J. H. (1982) Some implications of tropical forest replacement in Jamaica. *Z. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd.* **44**: 107-118.
- ROCHE, M. A. (1981) Watershed investigations for development of forest resources of the Amazon region in French Guyana. In *Tropical Agricultural Hydrology*. LAL, R. and RUSSELL, E. W. (eds.), John Wiley & Sons, New York, 75-82.
- ROSS, R. M., THORNES, J. B. and NORTCLIFF, S. (1990) Soil hydrology, nutrient and erosional response to the clearance of terra firme forest, Maraca Island, Roraima, northern Brazil. *Geog. J.* **156**: 267-282.
- SALATI, E. (1987) The forest and the hydrological cycle. In *The geophysiology of Amazonia*. DICKINSON, R. E. (ed.), 526 pp, John Wiley & Sons, New York, 273-296.
- SAMMORI, T., ZULKIFLI, Y., BAHARUDDIN K., NOGUCHI, S. and TANI, M. (1994) Hydrological characteristics of tropical rain forest in Peninsular Malaysia (II)—characteristics of suspended solids transport. *Proc. Inter. Symp. For. Hydrol. Tokyo, Japan*: 283-290.
- SHARON, D. (1974) The spatial pattern of convective rainfall in Sukumaland, Tanzania—a statistical analysis. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B* **22**: 201-218.
- SHIMIZU, T., TSUBOYAMA, Y. and HOSODA, I. (1994) Effects of contour-line strip-cutting on streamflow (I) long-term runoff characteristics during the warm season. *J. Jap. For. Soc.* **76**: 393-401.
- 白木克繁 (1995) 山地小流域における土壌中の水の挙動の研究. 東京大学修士学位論文, 55 pp. (未公表)
- SHIROMA, M. and CHUNKAO, K. (1980) Some aspects of agricultural water balance in the central part of Thailand. *Sci. Bull. of the Coll. of Agric. Univ. Ryukyus* **27**: 183-201.
- 執印康裕・芝野博文・鈴木雅一・太田猛彦 (1995) インドネシア国・メラピ火山南西山麓における降雨の時空間特性. *新砂防* **47**(5): 14-22.
- 執印康裕・蔵治光一郎・後藤寛和・鈴木雅一・太田猛彦 (1995) 降雨特性が樹冠遮断雨量に与える影響. 科学研究費報告書 (一般研究 B, 課題番号 05454079) 「起伏の大きい地域における森林遮断量の計測と評価」. (印刷中)
- SHUTTLEWORTH, W. J. (1988) Evaporation from Amazonian rainforest. *Proc. Roy. Soc. London* **B233**: 321-346.
- SHUTTLEWORTH, W. J., GASH, J. H. C., LLOYD, C. R., MOORE, C. J., ROBERTS, J., FILHO, A. de O. M., FISCH, G., FILHO, V. de P. S., RIBEIRO, M. de N. G., MOLION, L. C. B., SA, L. D. de A., NOBRE, O. M. R., CABRAL, O. M. R., PATEL, S. R. and de MORAES, J. C. (1984a) Eddy correlation measurements of energy partition

- for Amazonian forest. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* **110**: 1143-1162.
- SHUTTLEWORTH, W. J., GASH, J. H. C., LLOYD, C. R., MOORE, C. J., ROBERTS, J., FILHO, A. de O. M., FISCH, G., FILHO, V. de P. S., RIBEIRO, M. de N. G., MOLION, L. C. B., SA, L. D. de A., NOBRE, O. M. R., CABRAL, O. M. R., PATEL, S. R. and de MORAES, J. C. (1984b) Observations of radiation exchange above and below Amazonian forest. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* **110**: 1163-1169.
- SIM, B. L. and NYKVIST, N. (1991) Impact of forest harvesting and replanting. *J. Trop. For. Sci.* **3**: 251-284.
- SOLOMON, S. (1967) Relationship between precipitation, evaporation, and runoff in tropical-equatorial regions. *Water Resour. Res.* **3**: 163-172.
- STRAHLER, A. N. and STRAHLER, A. H. (1987) *Modern physical geography*; third edition. 544 pp, John Wiley & Sons, New York.
- 菅原正巳 (1972) 流出解析法. 256 pp, 共立出版, 東京.
- SUMNER, G. and BONELL, M. (1988) Variation in the spatial organization of daily rainfall during the North Queensland wet seasons, 1979-82. *Theor. Appl. Climatol.* **39**: 59-72.
- SUSANTO, S. and KAIDA, Y. (1991a) Tropical hydrology simulation model 1 for watershed management (1) model building. *J. Jap. Soc. Hydrol. Water Resources* **4**(2): 43-51.
- SUSANTO, S. and KAIDA, Y. (1991b) Tropical hydrology simulation model 1 for watershed management (2) model application in the Kali Progo River Basin, Central Java, Indonesia. *J. Jap. Soc. Hydrol. Water Resources* **4**(3): 25-36.
- SUSANTO, S. and KAIDA, Y. (1991c) Tropical hydrology simulation model 1 for watershed management (3) using the model for landuse management. *J. Jap. Soc. Hydrol. Water Resources* **4**(4): 31-40.
- SUZUKI, M. (1980) Evapotranspiration from a small catchment in hilly mountains (I) seasonal variations in evapotranspiration, rainfall interception and transpiration. *J. Jap. For. Soc.* **62**: 46-53.
- 鈴木雅一 (1985) 短期水収支法による森林流域からの蒸発散量推定. *日林誌* **67**: 115-125.
- 鈴木雅一 (1991) 森林からの蒸発散. *水文・水資源学会誌* **4**: 9-22.
- 鈴木雅一・加藤博之・谷 誠・福嶋義宏 (1979) 桐生試験地における樹冠通過雨量, 樹幹流下量, 遮断量の研究 (II) 遮断量の解析. *日本林学会誌* **61**: 391-398.
- 高瀬恵次・丸山利輔 (1973) 水収支法による季別流域蒸発散量の推定. *農土論集* **76**: 1-6.
- 高瀬恵次・佐藤晃一 (1989) 造成畑地流域の蒸発散特性. *水文・水資源学会 1989 年研究発表会要旨*: 21-24.
- 武田京一 (1951) 林地雨量について. *気象集誌* **9**: 19-32.
- TAKENOCHI, T. (1982) Relationship between basin annual rainfall and annual runoff. In *Hydrological characteristics of Sarawak*. TAKENOCHI, T. (ed.), Sarawak Irrigation and Drainage Department, Kuching, 19-30.
- 竹内邦良 (1991) 調査概要. (東南アジア熱帯地域の水文・水資源特性と流域管理—タイとマレーシアの調査研究—平成3年度第1回調査速報. 椎貝博美編, 31 pp., 文部省国際学術研究成果報告書). 4-9.
- TAKEUCHI, K. (1994) Analyses of flow regime of Chao Phraya river. In *Report on the study of hydrology, water resources and river basins in South-East Asia*. Report on Grant-in-aid for scientific research. SHI-IGAI, H. (ed.), 134 pp, Ministry of Education, Science and Culture, Tokyo, 1-16.
- 瀧本裕士・堀野治彦・渡辺紹裕・丸山利輔 (1994) 造成農地と山林の蒸発散特性の比較—短期水収支法による流域蒸発散量の推定—. *水文・水資源学会誌*, **7**: 529-535.
- 田中丸治哉・角屋 睦 (1994) 農地造成流域の流出および水収支特性—農地造成が流域水循環に与える影響 (I)—. *農土論集* **170**: 91-97.
- 谷 誠 (1990) 地球環境にかかわる森林水文研究と森林総研の対応. *水文・水資源学会誌* **3**: 49-50.
- 谷 誠 (1991) 森林気象環境の研究. *気象研究ノート* **171**: 29-36.
- 谷 誠 (1992) 森林水文研究の最近の動向. 第4回水資源シンポジウム, 49-58.
- TANI, M. and ABDUL RAHIM, N. (1995) Characteristics of micrometeorology monitored in a tropical rainforest of Peninsular Malaysia. *Proc. Sec. Inter. Study Conference on GEWEX in Asia and GAME*, Pattaya, Thailand, 343-346.
- 谷 誠・阿部敏夫 (1987) 森林変化の流出に及ぼす影響の流出モデルによる評価. *林試研報* **342**: 41-60.
- 谷 誠・阿部敏夫・岸岡 孝 (1982) 雨量がすべて直接流出となる条件での流出解析. 第93回日林論, 463-466.
- TANI, M., SAMMORI, T. and NOGUCHI, S. (1993) Field investigations at Bukit Tarek in January 1992 based

- on "Quantification of hydrological processes in tropical forest". Unpublished manuscript.
- 田瀬則雄・間島政紀 (1983) アカマツ林内の林内雨量シミュレーション. 筑波大学水理実験センター報告 7: 9-15.
- TERNAN, J. L., WILLIAMS, A. G. and SOLMAN, K. (1987) A preliminary assessment of soil hydraulic properties, and their implications for agroforestry management in Grenada, West Indies. IAHS Publ. 167: 409-421.
- 塚本良則・林 和夫 (1960) 小流域内地下水流出の日中変化. 日林誌 42: 121-123.
- 塚本良則・窪田順平・BONELL, M. (1993) 熱帯雨林の破壊が流域の水文環境に与える影響. (森林破壊が水循環に与える影響の評価法に関する研究. 平成3・4年度文部省科学研究費報告書, 224 pp, 東京農工大学農学部, 東京). 8-18.
- 塚本良則・丹下 勲・峯村徹哉 (1988) 森林の樹冠遮断量について. 波丘地研究 6: 60-79.
- VENEKLAAS, E. J. and VAN EK, R. (1990) Rainfall interception in two tropical montane rain forests, Colombia, Hydrol. Proc. 4: 311-326.
- VILLA NOVA, N. A., SALATI, E. and MATSUI, E. (1976) Estimativa da evapotranspiração na Basia Amazônica. Acta Amazonica 6: 215-228 (in Portuguese with English Summary).
- WAIDI, S., WONG, W. M., DOUGLAS, I. and SPENCER, T. (1992) Throughfall, stemflow, overland flow and throughflow in the Ulu Segama Rain Forest, Sabah. Phil. Trans. Roy. Soc. London B335: 389-395.
- WALSH, R. P. D. (1980) Runoff processes and models in the humid tropics. Z. Geomorphol. N.F. Suppl. -Bd. 36: 176-202.
- WALSH, R. P. D. (1982) Hydrology and water chemistry. Sarawak Museum J. 51: 121-181.
- WATERLOO, M. J., BEEKMAN, L. A., BRUIJNZEEL, L. A., FRUMAU, K. F. A., HARKEMA, E., OPDAM, H. J., SCHELLEKENS, H. F. and RAWAQA, T. T. (1993) The impact of converting grassland to pine forest on water yield in Viti Levu, Fiji. IAHS Publ. 216: 149-156.
- WHITMORE, T. C. (1990) An introduction to tropical rain forest. 226 pp, Oxford University Press, Oxford.
- WIERDA, A., VEEN, A. W. L. and HUTJES, R. W. A. (1989) Infiltration at the Tai rain forest (Ivory Coast): Measurements and modeling. Hydrol. Processes 3: 371-382.
- WONG, W. M. (1991) Rainfall interception in a tropical lowland dipterocarp forest. Unpublished MSc. Thesis, University of Manchester, U.K.
- 吉田 弘 (1994) 土壌・植生・大気連続系としての森林流域における水移動機構のモデル化に関する研究. 大阪大学学位論文, 189 pp.
- YOSHINO, M. (ed.) (1984) Climate and agricultural land use in monsoon Asia. 398 pp, University of Tokyo Press, Tokyo.
- ZULKIFLI, Y. (1989) Effect of selective logging methods on dissolved nutrient export in Berembun watershed, Peninsular Malaysia. Paper presented at FRIM-IHP-UNESCO Regional Seminar on Tropical Forest Hydrology. 26 pp, Kuala Lumpur.
- ZULKIFLI, Y. and ANHAR, S. (1994) Effects of selective logging methods on suspended solids concentration and turbidity level in streamwater. J. Trop. For. Sci. 7: 199-219.

(1996年 1月12日受付)

(1996年 3月18日受理)

### Summary

To identify the hydrological characteristics of moist tropical forests, hydrological research on worldwide tropical forests was reviewed and hydrological observations were made in two forested sites in Sabah, Malaysian Borneo. The characteristics of the water balance and hydrological processes in the tropical forests were compared to those of temperate forests in the Tokyo University Forest in Chiba, Chichibu and Aichi, Japan. The results obtained were as follows:

1. Annual evapotranspiration for natural forests ranged from about 1450 mm to 1750 mm in the humid tropics and from about 1150 mm to 1400 mm in the subhumid and wet-dry tropics excluding tropical montane forest areas. Conversion of natural forests in the humid tropics caused a decrease of 200-300 mm in the annual evapotranspiration.
2. A comparison of the temporal distribution of rainfall between the Malaysian and

the Japanese forests showed that Malaysian rain is more frequent and has a shorter duration and greater intensity than Japanese rain. Diurnal cycles of rainfall in Malaysia had a distinct peak in the afternoon contrary to those in Japan.

3. An analysis of direct runoff showed that the amount and ratio of direct runoff was highly dependent on the initial water condition of the catchments. The amount increased as the total rainfall increased. The time to a peak level tended to decrease as the total rainfall increased and the average time was 1.8 hours for rainfall over 50 mm.

4. The amount of evapotranspiration estimated by the short-term water balance method more strongly correlated with the number of raindays than rainfall in each water balance period, suggesting that the increase of rainfall interception was the main cause of the high evapotranspiration in relatively wet periods.

5. A new method named the "shifting water balance method" was proposed as a tool to estimate the amount of rainfall interception, transpiration and changes of water storage. It was found that the amount of rainfall interception and transpiration in the catchments corresponded to the types of catchment vegetation. The changes of water storage corresponded to the fluctuations of monthly rainfall and the difference of range between the two catchments was due to differences in their geological conditions.

6. Annual interception loss in Malaysian and Japanese forests was estimated using a canopy interception model. Maximum canopy water storage capacity determined the amount of interception loss in Malaysian forests whereas the evaporation rate during rainfall determined the interception loss in Japanese forests.

7. A comparison of the short-term discharge response to rainfall in Malaysian and Japanese catchments using a rainfall-discharge model showed no similarity between the two catchments in the same region. On the other hand, similar streamflow response appeared between a Malaysian and a Japanese catchment which had similar geological conditions. The characteristics of these catchments were determined by their different rainfall characteristics.

8. A hydrological cycle model was proposed which consists of interception, transpiration, effective rainfall, rapid discharge and baseflow sub-models. This model was used to compare the rainfall distribution to the water balance components in Malaysia with those in Japan. It was found that geological factors had significant effects on the distribution of discharge whereas climatic conditions influenced the amount and distribution of evapotranspiration.

9. The effects of logging and planting on streamflow amount and regime was assessed by model simulations. The increase of the annual discharge from a catchment was 527 mm when the natural tropical forests were replaced by degraded grass. The increase was reduced to 130 mm when the forests were replaced by plantations of trees or tree crops. From a comparison of discharge-duration curves for the pre-logging and after replacement conditions, however, it was found that even when the amount of discharge decreased to the pre-logging level, the shape of the curve did not return to the shape of pre-logging stage unless the physical properties of soil surface returned to their pre-logging conditions.

**Key words:** Tropical forests, Water balance, Hydrological processes, Effects of logging, Malaysian Borneo



# Hydrological Characteristics of Moist Tropical Forests

Koichiro KURAJI

To identify the characteristics of water balance and hydrological processes in moist tropical forests, worldwide research on tropical forest hydrology was reviewed and observations were made in two forested catchments in Sabah, Malaysian Borneo.

A shifting water balance method was proposed as a tool to estimate the amount of rainfall interception and transpiration. It was found that their amounts in the catchments corresponded to the types of catchment vegetation.

A comparison of streamflow responses to rainfall in the tropical catchments and in two catchments in Japan suggested that geological factors have a more significant effect on the responses than climatic conditions.

## “Transmigrasi-HTI” in Indonesia: Focusing on a case study in Southern Sumatra

Yasuhiro YOKOTA and Makoto INOUE

In 1990 the Indonesian government started “Trans-HTI” to secure work in “HTI”, or intensive and large scale industrial afforestation. “Trans-HTI” was considered to be a means of compensation for land expropriation by “HTI”, because “Trans-HTI” offers land and houses, offers an income resource, and arranges infrastructure. A field study of a village in South Sumatra shows insufficient labor opportunities were supplied. As a result, “Trans-HTI” was not as effective as it could have been. It is recommended to make appropriate Transmigration plans based on the accurate estimation of feasible afforestation areas and the necessary numbers of laborers, and to attach more importance to the agriculture sector.