

ブラジル・サンパウロ州海岸山脈における流出特性

藤 枝 基 久⁽¹⁾FUJIEDA, Motohisa : Runoff Characteristics in
the Serra do Mar, São Paulo, Brazil

要 旨：本研究は、ブラジル・サンパウロ州海岸山脈の亜熱帯森林流域における水文観測とその結果に基づくモデル化により、流域規模の流出過程とそれに対する森林の影響を検討したものである。すなわち、森林水文試験により森林流域に生起する樹冠遮断、地表流出、土壌水分貯留及び流出という水文現象の実態解明を行った。その結果、海岸山脈の森林流域は浸透性が良好で、河川の流況は年間を通じて安定し、乾季の流出量はその期間の降雨量より多いことを明らかにした。さらに、森林流域における流出過程のモデル化を行い、推定精度の良好な水収支モデルを開発した。このモデルにより水流出に対する森林の影響は、①年降雨量の水収支要素への配分割合、②流域貯留量の変動、③水移動の時間遅れ、として水文学的に計量評価できることを示した。水源林の機能は、地表流出と土壌侵食を最小限にし、雨水の浸透と地下水かん養の促進にあるが、厳しい立地条件下の熱帯地域では、流出過程に果たす森林の影響は暖・温帯地域以上に重要であると考察された。従って、熱帯地域の水源地帯における天然林の保護・管理及び開発地への水源林の造成が、水文環境の保全と水資源開発の上からも重要であることを指摘した。

目 次

緒 言	65
1 研究方法	66
1.1 研究の背景と目的	66
1.2 研究方法	68
2 ブラジル・クーニャ試験流域の概要と水文観測方法	69
2.1 試験流域の概要	69
2.1.1 気 候	69
2.1.2 地形及び地質	71
2.1.3 土 壌	73
2.1.4 植 生	73
2.1.5 試験流域の概況	73
2.2 水文観測方法	76
2.2.1 雨量観測	76
2.2.2 樹冠遮断量の観測	76
2.2.3 地表流出量の観測	77
2.2.4 ライスレータの観測	77

2.2.5 土壌調査及び土壌物理試験	77
2.2.6 流量観測	77
3 林地における雨水の貯留特性	79
3.1 樹冠遮断量	79
3.2 地表流出量	81
3.3 森林土壌の水分貯留	83
3.3.1 森林土壌の水分貯留機能	83
3.3.2 表層土壌の物理的特性	83
3.3.3 表層土壌の水分貯留量	88
3.3.4 表層土壌における水移動	92
4 森林流域の流出特性	94
4.1 流況特性と流出の一様性	94
4.2 直接流出特性	96
4.2.1 流出成分	96
4.2.2 直接流出の発生過程	102
4.2.3 ピーク流出特性	104
4.3 基底流出特性	105
4.3.1 基底流量の流出過程	105
4.3.2 地下水通減特性	109
5 亜熱帯流域の流出過程	114
5.1 年水収支	114
5.2 流出量の季節変化	115
5.3 流出過程と年降雨量の配分	117
6 森林流域の流出過程のモデル化と水文学的評価	119
6.1 概念モデルの森林水文試験への利用	119
6.2 森林流域の流出過程のモデル化とその適用	120
6.2.1 流出過程のモデル化	120
6.2.2 水収支モデルの構造と解析方法	121
6.2.3 水収支モデルの適合性	124
6.3 水収支モデルによる森林流域の水文学的評価	127
6.3.1 年水収支の評価	127
6.3.2 遮断貯留の評価	130
6.3.3 土壌水分貯留の評価	130
6.3.4 地下水貯留の評価	131
6.4 水源かん養機能の水文学的考察	135

7 森林水文試験の成果と水源林整備への展開	138
7.1 森林水文試験の成果と今後の課題	138
7.2 水源林整備への水文学的知見の展開	139
結 言	141
摘 要	142
引 用 文 献	144
Summary	147

緒 言

熱帯及び亜熱帯地域（以下、熱帯地域）では急激な森林破壊により土壌侵食、洪水、渇水が多発し地球規模の環境問題にまで発達している。近年、これらの地域でも水土保全及び災害軽減のために森林を有効に配置し管理することの重要性が認識されはじめた。しかしながら、水文環境は地域の気象及び土地利用により規制される代表的な地域特性であるため、地域ごとに水文環境のモニタリングを行い、その結果に基づき水文環境の評価をすることが森林管理や森林造成を行うに当たり重要である。ところで、南アメリカ地域における典型的な森林破壊と環境問題の事例はブラジル・サンパウロ州に見ることができるが、この地域では1970年代から森林の持つ水土保全機能に注目した森林管理が行われており、1982年にはサンパウロ林業研究プロジェクトにより森林水文試験が開始された。これは、南アメリカ地域における最初の森林水文試験であり、熱帯林の水文環境に対する先駆的な研究をなすものである。

本論文は、熱帯地域における水源林管理に関する基礎的指針を得るため、サンパウロ州海岸山脈の亜熱帯林を対象に長期間の水文環境モニタリングに基づき森林流域の流出過程を計量評価し、熱帯地域における水源林の役割について考察したものである。すなわち、流出過程における森林の役割は、地表流出と土壌侵食を軽減し、雨水の浸透及び地下水かん養を増進することにあるが、気候条件が厳しく瘠薄な赤色の熱帯土壌地帯においては、常に、降雨による浸透能低下と土壌侵食の危機にあるため、森林の役割は暖・温帯地域以上に重要である。このため、森林生態系による水文環境の保全をはかることが不可欠であり、熱帯地域における水源林の意義が指摘された。

なお、本研究の成果はこの研究の資料収集・調査地域であった南アメリカ地域のみでなく、今後、東南アジア地域などの熱帯林の水文研究の基礎となるとともに水源林管理技術に大きく寄与するものである。また、これまであまり対象とされなかった地域を研究的・技術的に解明することによって、他地域あるいは地球的規模での水文環境研究の足がかりの一つを得ることになるであろう。

この論文を取りまとめるに当たり、終始御指導を賜った北海道大学農学部の新谷融教授、並びに貴重な助言を頂いた藤原渥一郎教授、梅田安治教授及び中村太士助教授に深謝の意を表します。

国際協力事業団「サンパウロ林業研究プロジェクト」の日本人専門家として、研究計画の立案からクーニャ森林水文試験地の設計・建設を担当された、元森林総合研究所北海道支所長遠藤泰造氏、前海外研究情報調査科長工藤哲也氏、山地防災研究室長真島征夫氏、林業土木コンサルタント付属研究所治山研究室長館沼慧氏及び元プロジェクトリーダー故中野実氏には、本研究の推進に際して、一方ならぬ

ご指導とご援助を頂いた。また、元サンパウロ州森林院総裁ゲンジ・ヤマゾエ氏、元自然公園管理部長故ウオルター・エメリッヒ氏は、本試験地の観測体制の整備に尽力され、カウンターパートのバジル・デ・シッコ、ジョゼ・ルイス両研究員は、試験地における水文試験に従事された。さらに、水文資料の解析に当たり、元森林総合研究所森林環境部主任研究官菊谷昭雄氏より数々のご教示をいただいた。以上の方々に深く感謝を申し上げる。最後に、本プロジェクトの推進にご配慮とご協力を頂いた元林業試験場防災部（現森林総合研究所森林環境部）歴代部長中野秀章、石川政幸、秋谷孝一の各氏並びに国際協力事業団林業水産開発協力部の各位に厚くお礼申し上げます。

1 研究方法

1.1 研究の背景と目的

熱帯地域における森林の水土保持機能に関する研究は世界的に少なく、なかでも水源地域の水文環境についての情報は極めて乏しいのが現状である。例えば、BOSCH and HEWLETT (1982) は文献調査により全世界の94試験流域について、植生の変化が流出量と蒸発散量に及ぼす影響を概説しているが、熱帯地域としてケニアのKericho、Kimakia試験地や南アフリカ共和国のJonkershoek試験地等の10数試験流域を数えるにすぎない。熱帯地域ではプランテーションに伴う土地利用変化が水文環境に及ぼす影響評価のための森林水文試験として発達した歴史的背景があった。例えば、Kericho試験地では熱帯降雨林を茶畑造成した場合の水文環境に及ぼす影響評価 (BLACKIE *et al.*, 1979)、Jonkershoek試験地ではユーカリとマツの造林が流出量に及ぼす影響評価 (Van. LILL *et al.*, 1980) 等が代表として上げられる。このように、森林水文試験は東及び南アフリカ地域に偏っており、森林破壊が深刻な環境問題となっている東南アジアや南アメリカ地域では水文環境に関する情報が極めて少ないのが特徴である。

南アメリカ地域における森林破壊と水土保持にかかわる環境問題の典型的な例は、ブラジル・サンパウロ州に見ることができる。サンパウロ州はこの国の先進地域であるため、Fig. 1に示されるように詳

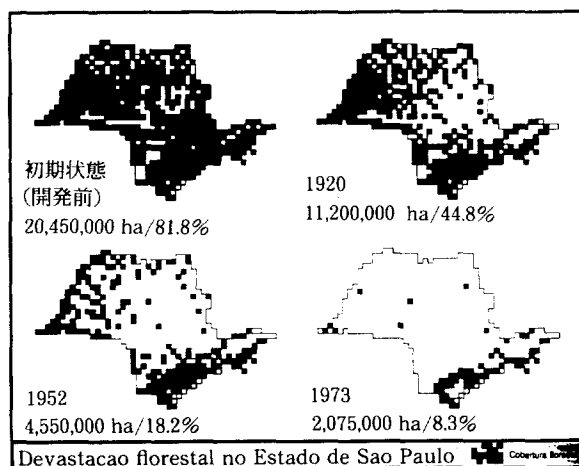


Fig. 1 ブラジル・サンパウロ州における森林破壊の変遷 (INSTITUTO FLORESTAL, 1980 による)

Forest devastation in Sao Paulo state, Brazil

細な亜熱帯林減少の記録が残されている。すなわち、1850 年代に州面積の 80% 以上が天然高木林 (Mata; 以下マッタ) により覆われていたが、1970 年代にはマッタがわずか 8% まで減少し、人工林と低木林 (Cerrado) を含む森林面積は約 20% に過ぎない (Instituto Florestal, 1980)。州内で最初に農地開発が行われたパライバ溪谷では、1800 年代初頭にマッタを伐採してコーヒ栽培が行われたが略奪農法による地力低下を招き、1920 年代には大部分が放牧地となっている。これらの地域では地表流出や土壌侵食の増大を招き、洪水や河水の赤濁などの環境問題が多発している。また、パライバ溪谷と大サンパウロ都市圏では工業化と急増する都市人口に対応するため、水資源の安定供給が重要課題となっている。このような水問題に対してサンパウロ州森林院は荒地地帯への森林造成と水源地帯である海岸山脈 (Serra do Mar) 地域のマッタの保護・管理により水土保全を図ろうとしている。特に、森林院は海岸山脈地域を水源林に編入する森林政策を推進しており、水源林拡大のための科学的根拠である森林の水源かん養機能の立証が急務となっている (国際協力事業団, 1987)。ところで、ブラジルにおける大学の林学教育は 1960 年代に開始されたが、主要な研究課題はユーカリ及びマツの導入試験とその施業法であり、流域管理や森林水文学に関する調査研究はようやく緒に就いたのが現状である。森林水文試験では、森林及び放牧地流域からの流出量と水質の比較試験 (CASRRO, 1980)、アマゾン天然林流域での水文観測と水収支法による蒸発散量の推定 (FRANKEN and LEOPOLDO, 1987) 等が挙げられるが、いずれも短期間の水文試験であり、長期間のモニタリングとその結果に基づく水文環境の評価は見られない。

このような背景のもとで、水源林の適正配置技術の確立を目的とするサンパウロ林業研究プロジェクトが、1979 年 12 月～1991 年 3 月に実施された。本プロジェクトは、森林の水土保全機能を定量的に解明するため、パライバ溪谷の水源地帯である海岸山脈にクーニャ森林水文試験地 (Fig. 2) を開設し、

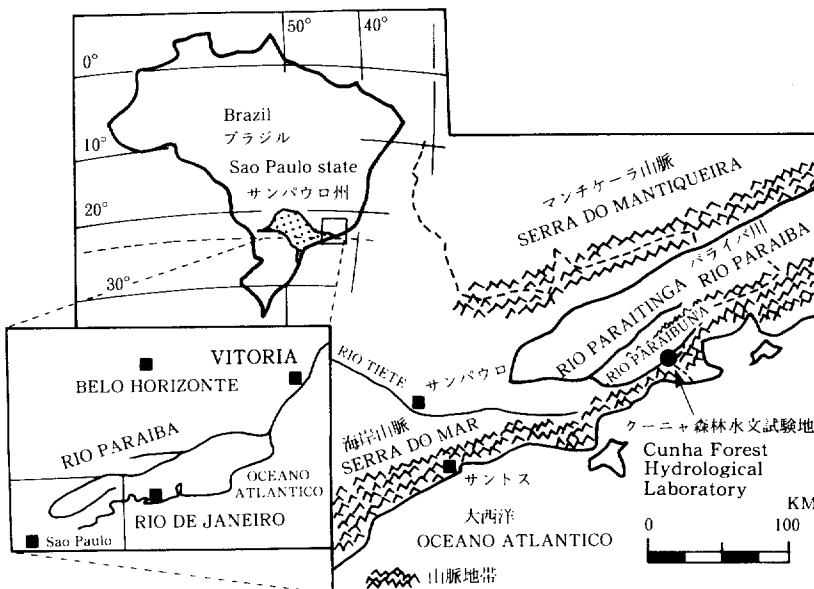


Fig. 2 クーニャ森林水文試験地の位置図

Location of the Cunha Forest Hydrological Laboratory

1982年より森林水文試験が継続されている。筆者は、国際協力事業団の専門家として1981年9月～1991年3月の期間に4年2か月にわたり森林院に勤務し、森林水文試験に従事した。

本研究の目的は、海岸山脈地域における水文環境の解明を通じて亜熱帯林の水源かん養機能の有効性を立証し、さらにその効果発現のための水源林管理指針確立のための基礎的諸元、事象予測手法などの体系化にある。

1.2 研究方法

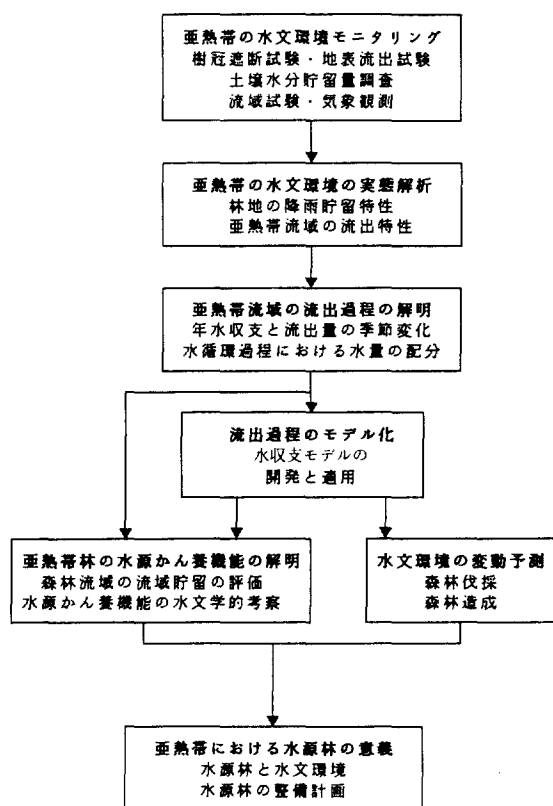


Fig. 3 亜熱帯林の水源かん養機能に関する研究フロー

Schematic flow of study procedure for water conservation in subtropical forest

森林水文試験の目的は、森林処理により生じる水収支の変化を評価することであり、その第一段階は流域における水循環過程の基本的要素の計測とその結果に基づくモデル化、すなわち、流域の基準化（Watershed standardization）である（DOUGLASS and HOOVER, 1987）。一方、本研究の目的は熱帯地域における森林の水源かん養機能の有効性を立証することにある。森林の水源かん養機能は水循環過程において森林生態系の果たす一つの役割であるが、それは、地域の気候や土地利用条件により異なるため、それぞれの地域が置かれている自然環境と森林の役割との関係についての現地調査に基づいた実証的検討が重要である。そのため、森林水文試験に基づき森林流域の流出過程の実態解明を行い、その過程における森林の役割を検討することが森林の水源かん養機能を評価する方法と考えた。ここで、本研究の方法を概念的に整理すると Fig. 3 のようになる。

マクロ的な観点から森林流域の流出過程を見ると、降雨は樹冠層、土壌層（不飽和層）、地下水層（飽和層）を通り流路に流出されるが、その際に各層において蒸発、貯留、流出の水文現象が生起する。本論文では各層における貯留現象に着目し、森林流域における流出過程を解明することとした。そのため、試験流域において樹冠遮断、地表流出、降雨及び流量に関する水文環境モニタリングと土壌調査を行い、その結果に基づいて流域の個別水文現象並びに流出特性の実態解析を行った。さらに、実態解析から得られた個別水文現象

を森林流域における水収支、流出過程として整理することにより、総合的に亜熱帯流域の水文環境を評価することとした。

次に、亜熱帯流域における水文環境と森林の水源かん養機能との関係を明らかにするため、森林流域における流出過程のモデル化を行い、水収支モデルにより試験流域の水文環境を評価した。すなわち、モデルにより森林流域の水収支の推定、流域貯留量の季節変動の予測を行い、森林の水源かん養機能の実態について水文学的な考察を行った。また、森林伐採や森林造成が水文環境に及ぼす影響を予測し、水源林と水文環境との関係を明らかにした。

このように、水文環境のモニタリングとモデリングにより、1) 森林の水源かん養機能とはどのような現象であるのか、2) 流出過程における森林の役割とは何であるのか、という問題点を整理し、熱帯地域における水源林の意義を明確にすることとした。

2 ブラジル・クーニャ試験流域の概要と水文観測方法

クーニャ森林水文試験地（西経 $45^{\circ}03'$ 、南緯 $23^{\circ}13'$ ）は、パライバ川（Rio Paraíba）の一支流パライブナ川（Rio Paraibuna）の上流部に位置する州立クーニャ保護区内にあり、水位観測所2基、地表流出試験区3基、平面ライシメータ3基、気象観測露場からなる（Fig. 4）。この保護区（面積2230 ha）は、動植物の保護と水源の保全を目的とし、指定区域の大部分は原生林（マッタ・アトランチカ）に覆われている。本章では、保護区全域の自然環境及び試験流域の概況と水文観測方法について述べる。

2.1 試験流域の概要

2.1.1 気 候

KÖPPEN の気候区分によると、海岸山脈の気候は典型的な Cwa 型に分類される。本気候型の特徴は年間を通じて降雨があるが、夏が雨季で冬に乾燥する湿潤亜熱帯性の気候である。雨季は10～3月で乾季は4～9月である。森林水文試験地の気象観測露場（標高1040 m）における観測結果から気象の概要について述べる（Table 1）。年平均気温は 16.5°C 、最高気温の月平均値の最高は2月の 26.3°C 、最低気温の月平均値の最低は7月の 6.6°C である。相対湿度の月平均は雨季が80～85%、乾季が76～80% である。乾季は午前中の相対湿度が30～40% と低いが、午後に海風の影響により流域全体が濃霧に覆われ、夜間はほぼ飽和状態となるため、月平均相対湿度が高い値を示している。この晴天日の午後に濃霧が発生する現象が、海岸山脈地域における気象的な特徴である。

平均年降雨量は2319.4 mm であり、月降雨量の最大値は1月の378.1 mm、最小値は7月の43.8 mm である。年降雨量に対する雨季の降雨量の割合は71% で、特に12～3月で年降雨量の55.4% を占める。降雨日（1 mm/d 以上）は平均153.4日であるが、年により127～179日である。観測期間中の最大連続無降雨日は1983年5～6月の40日間であった。Table 2は月別の最大日雨量と最大一時間雨量を示したものである。最大日雨量は270.0 mm で、日雨量100～200 mm はほぼ毎年1～3月に発生する。また、最大一時間雨量は50 mm で、通常の最大一時間雨量は40～50 mm と推定される。降雨パターンは、雨季は雷を伴うしゅう雨型が多く、乾季は終日一様に降る霧雨型が多い。すなわち、雨季の降雨特性は降雨継続時間が2～3時間と短く、その最大一時間雨量が20～50 mm/h である短時間強雨型の降雨が多

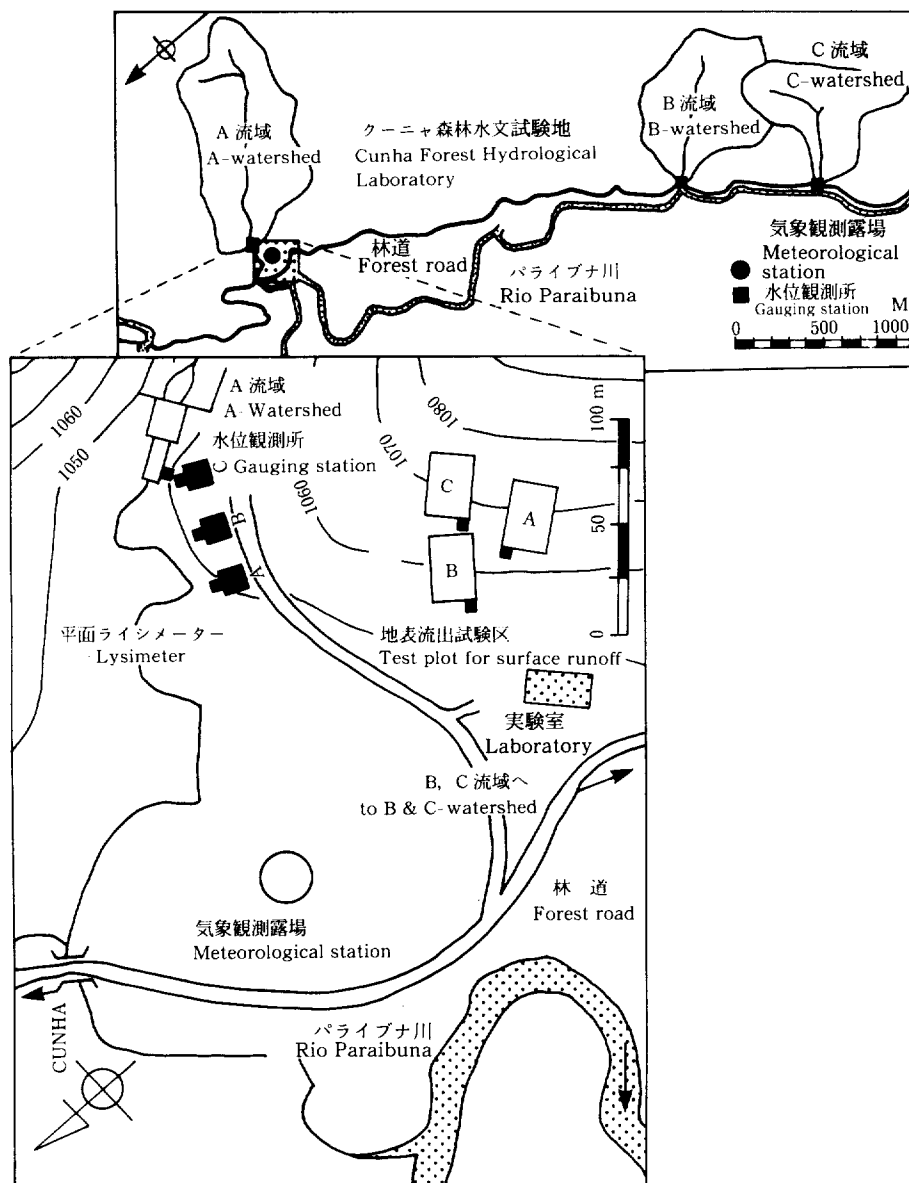


Fig. 4 試験地内の試験施設の配置図

Experimental watersheds and some facilities at the Laboratory

い。さらに、その降雨の多くは16～20時にかけて発生した。一方、降雨継続時間の長い場合は、降雨強度0.5～3.0 mm/hの長時間弱雨型が多く見られた。風は一年を通じて弱く、静穏日は約50%である。風向は南東方向が優勢で、海から陸の方向に吹いている（国際協力事業団、1986）。

2.1.2 地形及び地質

保護区付近のパライブナ川流域は、北北東方向に平行に走る二つの断層系により区画された地溝谷である。西側はNatividade断層により標高1400 m以上のAlto Grande山脈が、東側はIndaia断層の断層崖と海岸山脈の急斜面とが一致している（FURIAN and PFEIFER, 1986）。この二つの断層系に挟まれた幅6～10 kmの地域は、標高1000～1200 m、傾斜10～20°と比較的起伏の少ない高原台地を呈し、その中央部をパライブナ川が流れている。パライブナ川は支流が北西方向に平行に分布する羽状水系で試験流域もその一支流である。保護区の起伏量図（40 m間隔）を求めると、1000～1040 mの地帯に水系網が、1040～1080 mの地帯に湿地と平坦地が出現し、1160 m以上が山頂部となる（FURIAN and PFEIFER, 1986）。山頂部は丸みを帯びた尾根が、斜面下部では緩斜面が発達するなど、全体的に傾斜の緩やかな地形を呈している。

地質は先カンブリア紀ブラジル累層（Complexo Cristalino Brasileiro）で、片麻岩と結晶片岩類からなる（国際協力事業団、1980）。新鮮な片麻岩の露頭はパライブナ川の河床（このようなところは淹になっている）で見られるが、林道法面などの露頭ではマサ状を示すことから、山腹斜面部では深層風化が進んでいるものと推定される。

Table 1. 森林水文試験地の月平均気候表（1981～1984）
Monthly meteorological data at the Cunha Laboratory (1981 to 1984)

月 Month	気 温 Air temperature			相対湿度 Relative humidity	降雨量 Rainfall	降雨日 Rainy day	日最大風速 の 平均 値 Wind speed
	Max. (°C)	Min. (°C)	Mean (°C)				
1	23.7	15.0	19.0	81.2	378.1	19.6	1.8
2	26.3	16.0	20.0	80.0	230.2	11.7	1.6
3	24.6	15.5	19.6	82.4	338.7	16.4	1.5
4	21.5	11.7	16.3	82.2	244.9	13.4	1.6
5	21.6	8.3	14.4	80.0	86.7	7.3	1.5
6	21.3	8.0	13.8	77.0	84.1	6.3	1.7
7	20.6	6.6	13.0	76.5	43.8	5.6	1.4
8	20.9	7.5	13.6	77.8	69.5	7.8	1.6
9	20.6	8.7	14.2	80.6	140.2	11.5	1.9
10	21.6	11.9	16.4	82.0	173.8	15.4	2.0
11	23.2	14.0	18.3	81.6	191.5	16.6	2.1
12	23.8	15.0	19.1	82.2	337.9	21.8	2.0
年 Year	22.5	11.5	16.5	80.3	2319.4	153.4	1.7

The laboratory's meteorological station is located at latitude 23°13' S, longitude 45°01' W and 1025 meters altitude.

Table 2. 月別最大日雨量と最大時間雨量
Maximum daily and hourly rainfall at the Cunha Laboratory

年 year	1981		1982		1983		1984		1985	
月 Month	日 Daily (mm)	時 間 Hourly (mm)	日 Daily (mm)	時 間 Hourly (mm)	日 Daily (mm)	時 間 Hourly (mm)	日 Daily (mm)	時 間 Hourly (mm)	日 Daily (mm)	時 間 Hourly (mm)
1	47.0	33.0	78.0	19.5	22.5	10.5	28.0	21.5	270.0	49.5
2	102.5	25.0	49.5	21.0	36.0	17.5	45.5	14.5	108.5	25.5
3	128.5	41.5	52.5	22.0	62.5	40.5	136.5	16.0	88.0	36.5
4	222.0	30.0	34.5	27.5	79.0	29.0	35.0	23.5	85.5	30.0
5	29.0	19.0	13.0	3.5	56.0	16.0	23.5	12.0	45.0	11.0
6	28.5	12.0	36.0	14.0	50.5	27.5	2.5	0.5	11.0	4.0
7	9.0	4.5	32.5	9.5	18.5	3.0	8.0	5.0	6.5	3.5
8	10.5	2.5	64.5	17.0	15.5	7.5	24.5	6.0	17.5	5.5
9	13.0	4.5	71.5	14.0	29.5	14.0	25.0	11.5	38.5	19.5
10	26.5	6.0	55.0	15.5	38.5	10.0	52.0	9.0	9.5	7.5
11	35.0	20.0	57.5	50.0	24.5	13.0	19.0	12.5	44.0	17.5
12	61.5	41.0	53.0	25.5	89.5	21.0	35.5	17.0	60.0	44.0
最大 Max.	222.0	41.5	78.0	50.0	89.5	40.5	136.5	23.5	270.0	49.5

2.1.3 土 壤

土壌は標高 1 400 m 以上では赤黄ポドソルが見られるが、大部分は黄・赤色土である。試験地の土壌調査の結果によれば、A 層は層厚 25~30 cm、暗褐色の腐植質に富む砂質壤土である。B 層は層厚 70~200 cm で黄褐色または赤褐色を呈し、粒度分布は粘土及びシルト 30~40%、細砂 20%、粗砂 40~50% である。A 層を除くと土壌の分化は不明瞭で、B 層は深度を増すに連れサプロライト（腐食岩）層に遷移し、その一部はマサ状になっている。根系は 1 m 程度の深さに達しているが、ある一定の層に集中することはない（国際協力事業団, 1980）。水分貯留に関係する土壌の物理的特性については第 3 章で述べる。

2.1.4 植 生

保護区の大部分は原生林（Mata Atrancica）に覆われ、典型的な亜熱帯性の植生を示している。このマッタ・アトランチカは大西洋岸の標高 800~1 500 m の山岳地帯に分布する山岳降雨林で、アマゾン流域の熱帯降雨林とともにブラジルの代表的な森林植生である。その代表的な林相はサンパウロ州の海岸山脈に見ることができる。この森林の特徴は、多層構造で種の数が豊富なことにある。すなわち、巨大高木として樹高 25~30 m、直径 100 cm の *Cariniana estrellensis* があり、高木層として *Apuleia leiocarpa*, *Peltogyne discolor*, *Plathlmenia* などが挙げられる。中木層として常緑広葉樹の他に椰子類（*Euterpe* が代表）、木生シダ類（*Alsophila* が代表）があり、低木層として *Renealmia*, *Myriocarpa* などの灌木類が挙げられる（RIZZINI *et al.*, 1988）。

試験地周辺の森林は、以前に有用な大径木の伐採が行われたため、樹形の不良な大径木と伐採跡地に二次的に成立した小・中径木からなる天然林である。高木層は常緑広葉樹で、林内にはタケ科やシダ植物の生育が目立ち、大径木にはバインアップル科やラン科植物が寄生している。樹冠層は年間を通じてうっ閉状態にあり、林床にはシダ植物やイネ科、キク科等の草本植物が見られる。

2.1.5 試験流域の概況

保護区を貫流するパライブナ川の近接する 3 支流を試験流域（A 流域：56.04 ha、B 流域：36.68 ha、C 流域：37.50 ha）として選定した。Table 3 に試験流域の地形計測の結果を示す。この地域の 1 次から 2 次流域は流域面積 30~60 ha の山地小流域であるが、正確な流域水収支を得るため、地形的分水界が明確でしかも流域の出口で新鮮な基岩が得られる集水域を試験流域とした。本論文では観測期間の長い A 流域を中心に、B 流域を加えて検討した。

A 流域は大部分が天然生二次林の森林流域であるが、一部に草地と湿地がある（Fig. 5）。草地は以前に放牧地であった場所で、灌木が散生し地表は草本により被覆されている。湿地は流路の上流部（標高 1 115~1 130 m）と下流部（標高 1 045~1 060 m）に分布し、アシなどが繁茂している。下流部の湿地は前述の起伏量図の湿地及び平坦地と一致する標高であるが、上流部の湿地はそれより高い位置にあり天然の貯水池となっている。流域踏査と地形図（1/2 000）より求めた草地面積は 8.2 ha（面積率 14.5%）、湿地面積は 3.0 ha（面積率 5.5%）となり、林地面積率は 80.0% である。なお、A 流域の平均傾斜は 25° と他の流域より傾斜が急であるが、これは山頂部分が 35° 以上の急傾斜地であることによる。

B 流域の大部分は天然生二次林で覆われているが、谷底部中央にアシ、タケ等が繁茂し大型シダ植物

Table 3. 試験流域の地文条件

Some physiographical characteristics at experimental watersheds

要 因 Factor	A 流域 A-Watershed	B 流域 B-Watershed	C 流域 C-Watershed
流域面積 (ha) Basin area	56.04	36.68	37.50
標 高 (m) Altitude	1 048~1 222	1 025~1 199	1 030~1 175
主 流 長 (m) Length of main stream	1 260	920	1 070
主流の平均勾配 (%) Slope of main stream	13.8	18.9	13.6
流域の平均傾斜 (%) Mean slope of watershed	46.8	32.2	33.4
形状係数 Form factor	0.353	0.433	0.328

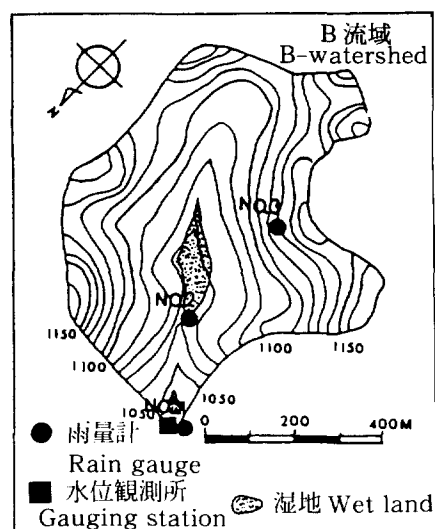
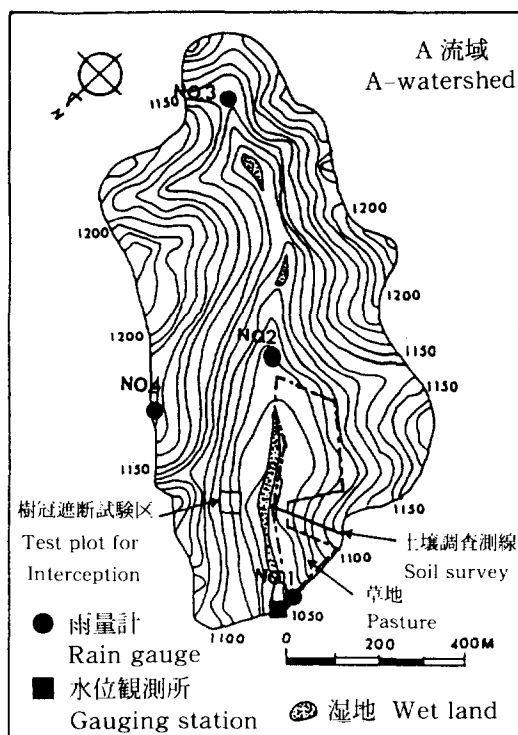


Fig. 5 試験流域の地形図

Topographic map of experimental watersheds showing instrumentations

の散生する湿地がある (Fig. 5)。流域踏査と地形図により計測された湿地面積は約 3.5 ha で、流域面積の約 10% に相当する。主流の下流部に滝があり、この滝から上流部（標高 1 060～1 075 m）に湿地が発達している。B 流域は A 流域と比較して谷底部の土壌層が浅く、流路は新鮮な基岩の上にある。

本論文では流域横断面図 (Fig. 6) に示すように、流域中央部の流路を挟む比較的平坦な区域を谷底部、山脚部から尾根までの区域を斜面部と定義する。この谷底部は Riparian Area、湿地は Riparian wet land に相当する概念であり、本論文では湿地を湿潤地帯とする (Fig. 7)。湿潤地帯は、① 流路の両側 2～3 m の区域、② 1 次流路が合流する低地、③ 滝の上流部の河床勾配の緩やかな区域に出現し、これを流域踏査と地形図 (1/2 000) より判別し、その面積を推定した。この区域は常時ほぼ飽和状態にあるため、小雨時の直接流出の発生域 (Source Area) と考えられ、流域面積に占める湿潤地帯の割合を湿潤地帯面積率 (A_s) とした。高橋ら (1982) はこれを飽和流出域とし、東京大学愛知演習林白坂及び東山流域を対象に、現場踏査と地図から面積率 8% とした。また、南アパラチア山脈の森林流域では 4～

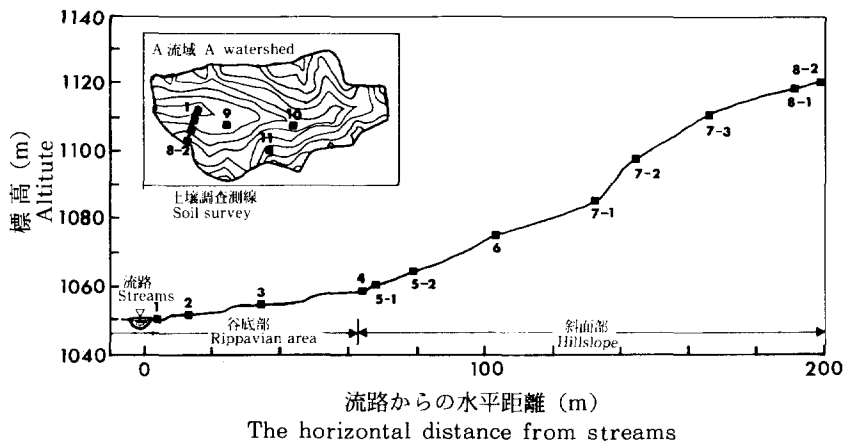


Fig. 6 土壌調査位置図

Location of soil survey

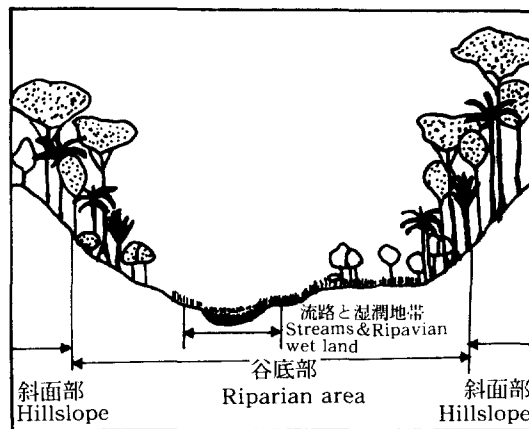


Fig. 7 谷底部の概念図

Conceptual diagram of the riparian area

5% (KIRKBY, 1982; MOORE, 1983) とされている。本論文では湿潤地帯を踏査と地形図から判別したが, FURIAN ら (1986) はこれを空中写真から判読している。

2.2 水文観測方法

森林流域の流出過程を定量評価するため, 以下に述べる水文観測を行った。これらの観測方法は日本で実施されている森林水文試験と同一のもので, 水文観測とその解析手順を模式的に示すと Fig. 8 のようになる。

2.2.1 雨量観測

流域の平均雨量を推定するため, A 流域では流域内 4 か所, B 流域では流域内 3 か所に転倒マス型長期自記雨量計を設置して雨量観測を行った (Fig. 5)。流域の平均雨量は算術平均法により推定した。

2.2.2 樹冠遮断量の観測

A 流域の代表的な林相を示す斜面部に 20 m×20 m の樹冠遮断試験区 (Fig. 5) を設定して, 樹冠通過

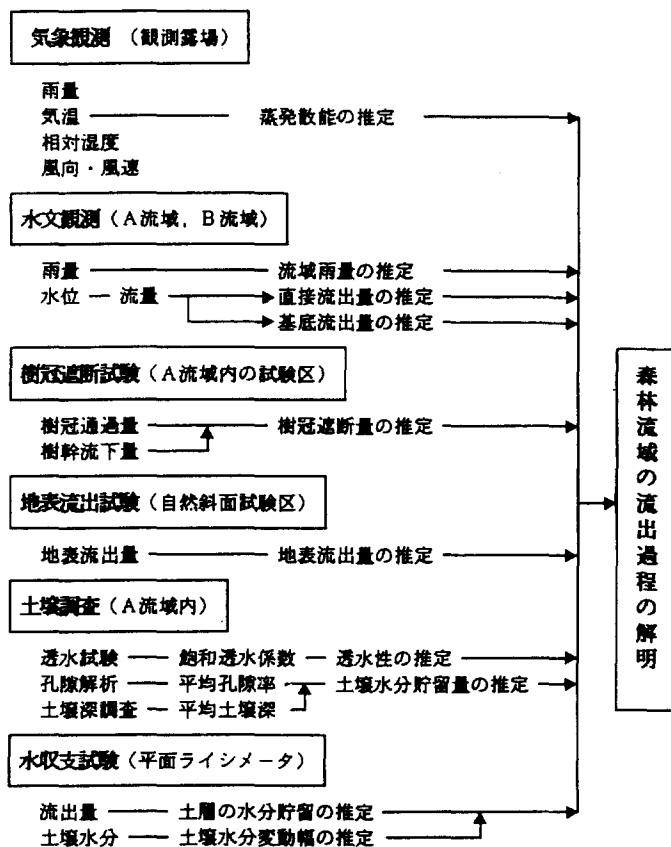


Fig. 8 水文環境モニタリングと水循環過程解明のための解析フロー

Schematic flow of hydrologic monitoring and measurement for the runoff processes at forested watershed

量と樹幹流量を測定した。この試験区には 65 本の常緑広葉樹（平均胸高直径 11.8 cm）と大型のシダ植物があり、林冠は通年うっ閉状態にある。樹冠通過量は口径 20 cm の貯留型雨量計 16 個を 5 m 間隔に配列して測定した。樹幹流量は 9 本の供試木を選定し、幹にゴムシートをロート状に巻いて流下水をポリタンクに貯留して測定した。林外雨量は試験区に近接する平坦地で測定した。樹冠通過量は 16 個の林内雨量計の平均値で、樹幹流量は 9 本の供試木の平均値に試験区内の全本数を乗じ、それを試験区面積で除して水高に換算した。

2.2.3 地表流出量の観測

地表流出試験区は斜面下部の平衡斜面で、最大傾斜面に沿って 3 区画設定した（Fig. 4）。平均傾斜角は A 区 18°、B 区 14°、C 区 17.5°である。この斜面は放牧地として使用されていたもので、天然の草本で被覆されている。試験区は斜面長 30 m、幅員 20 m であり、コンクリート製遮水板により区画されている。斜面下部には幅 0.8 m、深さ 0.8 m の水土受けを設置し、地表流下水と流出土砂を捕捉した。地表流はチップング・バケット流量計に多点式電接計を接続して自記記録した。地表流出量は試験区面積で除して水高に換算した。

2.2.4 ライシメータの観測

平面ライシメータは内法 10 m×10 m×2 m のコンクリート製である（Fig. 4）。下層部は直径 10~20 cm の礫の上に川砂を敷いて厚さ 30 cm の砂礫層とした。その上は黄・赤色土を突き固めながら充填し、表層 10 cm の部分に腐植質の土壌を敷き 150 cm の土壌層とした。地表部 20 cm は停滞雨水の流出を防止するための余裕高である。約 1 年間自然状態に放置し、圧縮地表沈下にはその都度土壌を補填した。ライシメータからの流出水は導水管により観測室に導入し、チップング・バケット流量計により自記記録した。1985 年 1 月にライシメータ No. 1 に天然芝、No. 2 にマツ（*Pinus Elliottii*）100 本、No. 3 にユーカリ（*Eucalyptus Urophylla*）100 本を植栽し、1988 年 3 月に 50% の間伐を行った。1988 年 12 月におけるマツは平均胸高直径 8.9 cm、平均樹高 5.6 m であり、ユーカリは平均胸高直径 6.8 cm、平均樹高 8.9 m であった。

2.2.5 土壌調査及び土壌物理試験

Fig. 6 の No. 1~11 地点に深さ 1.5 m の孔を掘り、断面観察と検土杖により土層厚を測定した。また、400 cc の採土円筒により土壌深 10、25、50、75、100、125 及び 150 cm からのおの 2 個の土壌試料を採取した。No. 1~3 及び No. 9、10 は谷底部、No. 4~8 は斜面部である。各試料について実験室内で国有林野土壌調査方法（林業試験場、1970）に基づき土壌の物理性を測定した。同時に、圃場容水量を pF 1.7、毛管連絡切断点を pF 2.7 と仮定し、多容量 pF 測定器（DIK-3 480 型）を用いて加圧板法により pF 1.7、pF 2.7 の土壌水分量を測定した。また、飽和透水係数（Ks；cm/s）は真下式透水器を用いて測定した。

2.2.6 流量観測

A 流域の水位観測施設は上流に 12 m×12 m×2 m の湛水池を付設した開水路である。水路は長さ 20 m、勾配 1.0%、下底 0.9 m、上底 5.0 m、高さ 2.0 m の台形である。水路と観測室は導水管で連結され、長期自記水位計（水研 62 型）で水位観測を行った。流量は水路の平均流速と流積の積から求めた。Fig. 9

は水位と平均流速の関係を示したものである。開水路の平均流速はマンニング式により推定でき、マンニング式の粗度係数 (n) は、モルタル水路であるから $n=0.012\sim0.018$ となる。従って、Fig. 9 上の平均流速測定値が $n=0.012\sim0.015$ の範囲に分布することから、流速測定が適当であったと判断される。最小二乗法により、水位—流量式を求めると (1) 式ようになる (Fig. 10)。

$$Q = 2.9148 H^{1.6983} \quad (r = 0.9983) \quad (1)$$

ここで、 Q ; 流量 (l/s) H ; 水位 (cm)

B 流域の水位観測施設は $10\text{ m} \times 10\text{ m} \times 3\text{ m}$ の湛水池に、高さ 2.0 m の 90° 三角堰を取り付けたもので、水位観測方法は A 流域と同様である。水位—流量式は湛水池上流部の止水堰堤に木製水路を設置し、A 流域と同様に流速測定から、(2) 式を得た (Fig. 10)。

$$Q = 0.0180 H^{2.4887} \quad (r = 0.9980) \quad (2)$$

両流域とも、水位の点検は週 1 回、自記紙の交換は月 1 回実施している。

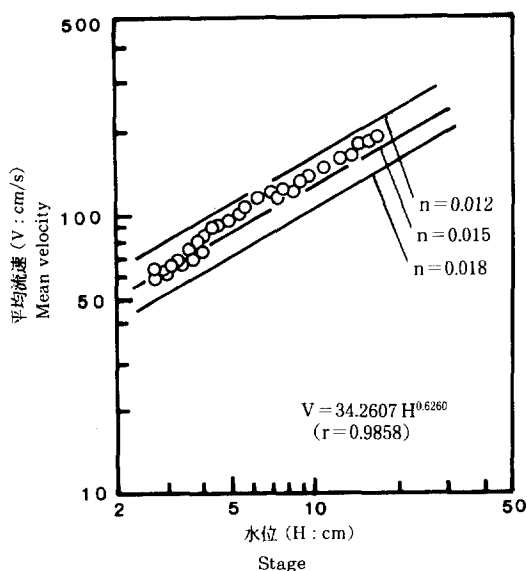


Fig. 9 水位と平均流速の関係

Relationship between stage and mean velocity in the channel of A-gauging station
 n represents Manning Roughness coefficients

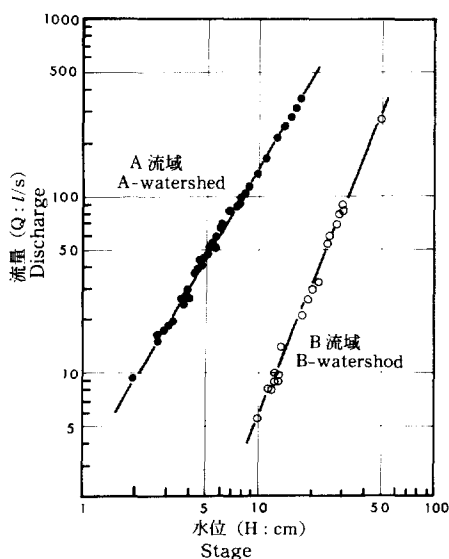


Fig. 10 A 及び B 流域の水位—流量曲線

Rating curve at A- and B-gauging station

3 林地における雨水の貯留特性

本章では、林地における樹冠遮断、地表流出、土壌の水分貯留という森林及び森林土壌域で生起する水文現象の実態について述べる。

3.1 樹冠遮断量

樹冠通過量と樹幹流下量の観測が、1982年12月～1984年1月まで継続され、この間に67回の測定が行われた。これらの資料は必ずしも一降雨ごとの測定ではなく、ある期間中の降雨により生起したものである。Fig. 11は林外雨量と樹冠通過量を、Fig. 12は林外雨量と樹幹流下量との関係を示した。林外雨量 (P_0) と樹冠通過量 (T_F)、樹幹流下量 (S_F) 及び樹冠遮断量 (I_C) との関係式は次の通りである。

$$T_F = 0.839 P_0 - 0.584 \quad (r = 0.999) \quad (3)$$

$$S_F = 0.012 P_0 - 0.044 \quad (r = 0.931) \quad (4)$$

$$I_C = 0.155 P_0 + 0.603 \quad (r = 0.952) \quad (5)$$

(3) 式より林外雨量 0.7 mm 以上で樹冠通過量が、(4) 式より林外雨量 3.7 mm 以上で樹幹流下量が発生していることが推定される。Table 4 は降雨階級ごとの樹冠通過量、樹幹流下量及び樹冠遮断量を示

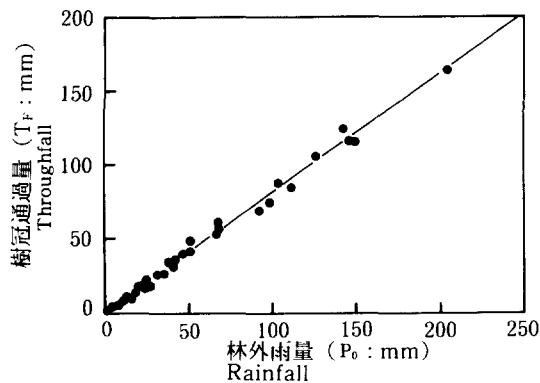


Fig. 11 林外雨量と樹冠通過雨量との関係

Relationship between rainfall and throughfall under the secondary forest

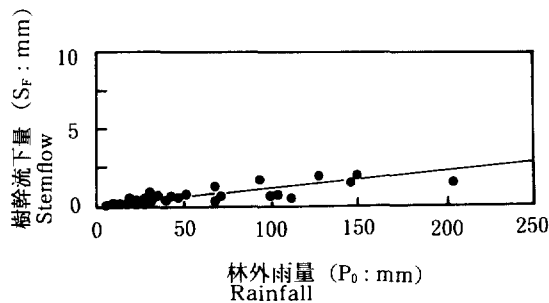


Fig. 12 林外雨量と樹幹流下雨量との関係

Relationship between rainfall and stemflow

Table 4. 降雨階級別の樹冠遮断量
Crown interception on storm size at test plot for interception

降雨階級 Class of storm size (mm)	資 料 数 Numbers of rainfall	平均降雨量 Rainfall (mm)	樹冠通過量 Throughfall (%)	樹幹流下量 Stemflow (%)	樹冠遮断量 Interception (%)
$0 < P_0 \leq 10$	20	5.7	76.6	0.5	22.9
$10 < P_0 \leq 20$	11	13.6	82.0	0.8	17.2
$20 < P_0 \leq 30$	9	24.6	83.7	0.9	15.4
$30 < P_0 \leq 50$	11	39.1	83.0	1.0	16.0
$50 < P_0 \leq 70$	5	61.7	85.3	1.2	13.5
$70 < P_0$	10	150.0	82.6	1.1	16.3

Table 5. ブラジルにおける樹冠遮断量の測定例
Crown interception in a tropical forest, Brazil

観 測 地 Location	森 林 型 Forest type	樹冠通過量 Throughfall (%)	樹幹流下量 Stemflow (%)	樹冠遮断量 Interception (%)
Amazon, Amazonas (1982)	<i>Floresta de Terra Firem</i>	81.8	—	—
Amazon, Amazonas (1982)	<i>Floresta de Terra Firem</i>	77.7	0.3	22.0
Vicosa, Minas Gerais (1983)	<i>Floresta Natural Secundaria</i>	87.4	0.2	12.4
Rio de Janeiro (1986)	<i>Reflorestamento Heterogeneo</i>	83.0	—	—
São Maronel, São Paulo (1985)	<i>Cerradao</i>	80.5	2.9	16.6
Agudas, São Paulo (1983)	<i>Cerradao</i>	72.1	—	—
	<i>Pinus oocarpa</i> (13 anos)	88.0	—	—
	<i>Pinus caribaea</i> (13 anos)	88.3	—	—
Piracicaba, São Paulo (1976)	<i>Pinus caribaea</i> (6 anos)	90.4	3.0	6.6
Cunha, São Paulo (1988)	<i>Eucalyptus saligna</i> (6 anos)	83.6	4.2	12.2
	<i>Floresta Natural Secundaria</i>	80.7	1.1	18.2

したもので、林外雨量の降雨階級が $20 < P_0 \leq 30$ mm より樹冠遮断率がほぼ一定の 15~16% を示すことが知られる。1983 年 1 月 11 日~1984 年 1 月 10 日までの年林外雨量 2358.3 mm に対して、年樹冠通過量 1942.0 mm (82.3%), 年樹幹流量 24.7 mm (1.0%), 年樹冠遮断量は 391.6 mm (16.7%) であった。ブラジルにおける樹冠遮断試験の成果は Table 5 のように整理されている (Cicco *et al.*, 1988)。これより、天然林の樹冠通過量は林外雨量の 72.1~87.4% であり、クーニャ試験地の観測値はそのほぼ平均的な値であることが分かる。また、本試験地の年樹冠遮断率 16.7% は、日本の平均的な年樹冠遮断率 15~20% (中野, 1976) の範囲内であり、海岸山脈のマッタ・アトランチカの樹冠遮断量 (遮断貯留量) は、日本の一般的な森林植生と大差のないものと考えられる。

3.2 地表流出量

草地からの地表流出量の観測は、1982 年 11 月~1983 年 12 月まで A 試験区で行われた。本試験区における地表流出は降雨強度 10 mm/h 以上で発生し、一降雨量 (P_T) と地表流出量 (O_F) の関係は Fig. 13 に示される。便宜的に、地表流出の発生前 3 日間の累加雨量が 30 mm 以上あった場合を湿潤状態、それ以下を乾燥状態とする。両者の関係は $O_F = aP_T^b$ (a , b は定数) で表され、湿潤条件のもとではその関係がより明確となる。地表流出率 (O_F/P_T) は、一降雨量 30 mm 以下では 1% 未満であるが、40 mm 以上になると 1% 以上のものが増え、湿潤状態では 3~4% を示す例もある。代表的な地表流出例について、その流出特性を Table 6 に示す。ここで、ピーク流出率はピーク継続期間内の降雨量 (ピーク降雨強度) に対応する地表流出量との比であり、その際のピークの遅れ時間は約 20 分であった。また、これらの地表流出特性として、1) 地表流出継続時間は降雨継続時間より短く、地表流出は降雨終了後 1~2 時間以内に消滅する。2) 短時間強雨型 (No. 1~3) による地表流出は、ピーク流出率と地表流出率がほぼ等しく約 2% であるのに対して、長時間弱雨型 (No. 4~6) はピーク流出率が地表流出率より大きい。従って、地表流出特性は短時間の降雨強度に大きく依存し、降雨-地表流出の応答時間が短いほどピーク流出率が小さく、その際のピーク流出率は 1.5~2.0% と推定される。

KIRKBY (1982) はある程度の土壌と植生のあるところでは、極端に大きな降雨以外は地表流の発生がほとんどなく、地表流は水が地表面に押し出されるところや、表層土の完全飽和により表面に水が残留するところに発生する傾向があると述べている。降雨中の観察から、試験斜面の孔より雨水が吹き出して、それが斜面を流下している現象が確認された。本試験区は牧草により地表面が完全に被覆されているため、観測された地表流出はいったん土壌に浸透した雨水が短時間根群土壌中

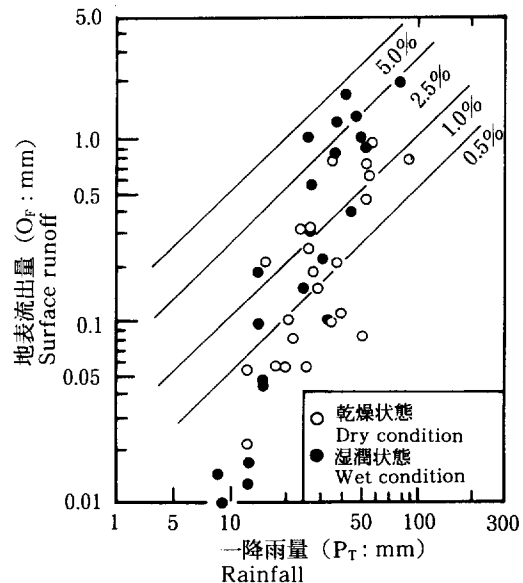


Fig. 13 一降雨量と地表流出量との関係
Relationship between rainfall and surface runoff on the grassed runoff plot

Table 6. 代表的な出水時における地表流出特性
Surface runoff characteristics during typical events

No.	降 雨 量 Amount of rainfall	地表流出量 Amount of surface runoff	地表流出率 Surface runoff ratio	ピーク降雨強度 Maximum rainfall intensity			ピーク流出率 Maximum surface runoff ratio		
				(mm/h)			(%)		
	(mm)	(mm)	(%)	20 min	40 min	60 min	20 min	40 min	60 min
1	57.5 (2)	0.94 (3.3)	1.63	60.0	52.5	50.0	1.53	1.72	1.73
2	53.0 (5)	0.98 (4.3)	1.74	54.0	37.5	28.0	1.51	1.90	1.77
3	54.0 (6)	0.77 (2.6)	1.42	76.5	51.8	40.5	1.13	1.53	1.56
4	79.0 (16)	1.99 (9.6)	2.52	36.0	27.8	21.5	2.13	2.66	3.40
5	54.0 (14)	0.46 (10.6)	0.84	15.0	12.8	10.5	1.98	1.68	1.69
6	50.5 (16)	1.00 (13.3)	1.98	13.5	11.3	10.5	6.42	7.57	5.41

注) 降雨量及び地表流出量欄の括弧はそれぞれの継続時間を表す。

The value in parenthesis represents rainfall duration or surface runoff duration.

Table 7. 各試験地における地表流出率の比較
Comparison of surface runoff ratio at experimental plots in Japan

試験地名 Location	面 積 Area	傾 斜 Slope	土地利用 Landuse	土 壤 Soil type	土壌硬度 Soil hardness	年表面流出率 Annual surface runoff ratio
	(m ²)	(°)			(kg/cm ²)	(%)
熊本県小国 Oguni, Kumamoto	400	30	放牧草地 Pasture	黒 色 土 Andsol	1.0~4.0	0.44~0.48
	400	27	放牧草地 Pasture	黒 色 土 Andsol	2.2~4.4	0.34~0.63
	400	29	林 地 Forest	黒 色 土 Andsol	1.1~3.0	0.24~0.34
岩手県平笠 Hiragasa, Iwate	800	急	放牧草地 Pasture	黒 色 土 Andsol	4.4	0.01~0.28
	800	緩	放牧草地 Pasture	黒 色 土 Andsol	3.6	0.16~0.28
	800	急	林 地 Forest	黒 色 土 Andsol	2.5	0.06~0.27
クーニャ Cunha	600	18	放牧草地 Pasture	黄・赤色土 Acrisol	2.1~10.0	0.63

を流下した後、再び地表面に流出したものと推定される。

次に、年地表流出量について検討する。1983年の年降雨量2352.0 mmに対する年地表流出量は15.12 mmで、年地表流出率は0.64%であった。ここで、本試験地と同様な方法で実施された日本の林地及び林地転換の放牧草地における地表流出試験の成果（森林保全研究班，1977）と比較検討する（Table 7）。クーニャ試験地の年地表流出率は平笠試験地の2.9～4.2倍、小国試験地の1.3～2.2倍であり、本試験地の年地表流出率は日本の試験地より大きいことが分かる。この主要な原因は、日本の試験地の土壌は火山灰起源の黒色土であるのに対して、本試験地は片麻岩等の風化残積物に由来する黄・赤色土であるという土壌条件の相違、次に述べる、土壌の孔隙特性の相違に起因するものと考えられる。

3.3 森林土壌の水分貯留

3.3.1 森林土壌の水分貯留機能

森林土壌による水分貯留は水源かん養機能の最も重要な部分で、それは土壌の孔隙特性と土層厚によって制約される。土壌孔隙と土壌水の関係は土壌の吸引圧（以下、pF 値）^{*}で表され、竹下（1982）は森林土壌の孔隙構成を Table 8 のように分類している。ここで、大・中孔隙は重力水、小・細孔隙は毛管水によって占められ、土壌中に浸透した雨水に対して、前者は透水性を後者は保水性を示す。重力水は多量の降雨により飽和状態に近い場合には側方へ中間流出するが、大部分は降下浸透し傾斜地では24時間以内に排水される。一方、毛管水は土壌中に貯留され樹根の分布する表層土中では蒸発散に使用されるが、下層土中では蒸散に使用されない樹根帯外にあるため、その一部は無降雨期間の地下水かん養になるとされている。

森林水文では水流出の調節は pF 0.6～2.7 の孔隙により行われていると考えられている。これは、pF 0.6 以下は孔隙が大きいため毛管張力を受ける力が弱くその中の水は自由に移動して透水・排水機能を果たし、pF 2.7 以上の毛管水は極めて強い毛管力によって土壌水が保持されているため樹木の蒸発散に使用されても水資源としては期待できないためである。そこで、Table 8 の分類に従い、表層土壌の水分貯留量について検討する。本論文の水分貯留量は、全孔隙に貯留され得る土壌水分ではなく、pF 0.6～2.7 の孔隙に貯蔵され得る土壌水分とした。

^{*} pF 値（pF scale）は、土壌水分吸引力を水柱の高さ（cm）で表し、これを常用対数値にしたものであるが、アメリカ土壌学会等では廃語とされている。SI 単位系ではキロパスカル（KPa）が用いられ、1 KPa = 10.216 cm H₂O である。林業関係では、土壌孔隙の大小とそれに保持される水の状態は pF 値によって表示される場合が多いため、本論文では pF 値を用いた。

3.3.2 表層土壌の物理的特性

土層厚の測定結果を Table 9 に示す。本論文の土層厚は地表面から B 層の下限と推定されるサブロイト層までの深さである。土壌調査測線上の土層厚の概要は次のようになる。谷底部の土層厚は、流路近くの低地で1.5 m 程度、段丘状の平坦地で5.0 m 以上である。斜面部は一般に薄く0.5～2.0 m である。山頂は通常1.5～2.0 m であるが、幅の広い緩斜面では3.0 m 以上となっている。また、1985年1月に斜面崩壊の発生した No. 11 地点では地表から1.4 m で新鮮な岩盤に到達した。従って、土砂移動のある斜面部では土層厚が薄くかつ不均一であるが、土砂堆積が起こる谷底部と風化土層の残積する尾根部では

Table 8. 吸引力 (pF 値) による土壌孔隙の分類
Classification of pore size using matric potential

孔 隙 名 Pore size	pF 値 pF scale	性 質 Physical characteristics
大孔隙 Large pore	$pF \leq 0.6$	極めて弱い毛管力を受けながらも自由に移動, 最小容気量に相当する。
中孔隙 Intermediate pore	$0.6 < pF \leq 1.7$	弱度の毛管力を受けながら重力移動, 遅い重力排水して直接流出の末端か, それ以降の無降雨期の初期の流出に寄与する。一部は降下浸透中に蒸発するが, 大部分は流出成分となる。
小孔隙 Small pore	$1.7 < pF \leq 2.7$	強い毛管力を受けながらも重力移動し, 傾斜地の土層でも2~3日の貯留を行う性質があり, この孔隙中の水分は蒸発散しない限り, 基岩層への浸透成分となる。
細孔隙 Fine pore	$2.7 < pF \leq 4.2$	重力の作用ではほとんど移動しない。蒸発散に使用されるが通常の気候下では, 水で飽和している。

Pore size is classified by matric potential (pF scale) to evaluate the water holding capacity of forest soil (Table from TAKESHITA, 1982). pF is the logarithm of the soil water suction expressed in centimeters of water. The relationship between pF and kilopascal, the most commonly applied SI-unit, is $10 \text{ cm H}_2\text{O} = 0.98 \text{ kpa} = 1.0 \text{ pF}$.

土層が厚いという結果を示している。なお、谷底部の土層厚を 5.0 m 以上としたのは、検土杖で 5.0 m までは測定できなかったためである。以上の測定結果より、マクロ的な A 流域の平均土層厚は、谷底部 5.0 m、斜面部 1.5 m とした。

Fig. 14 は各土壌断面における三相分布図であり、図上の一点鎖線は pF 1.7 の水分量（容積％）、破線は pF 2.7 の水分量を示す（図は土壌資料 2 個の平均値）。また、Fig. 15 は No. 9 地点の pF-水分曲線を、Table 10 は谷底部と斜面部の層位別の平均孔隙率を示す。ここで、孔隙特性について述べると次のようになる。1) 平均孔隙率は A 層 59.5％、B 層 48.7％であり、母材の特性を反映して低い孔隙率を示している。なお、日本の土壌の孔隙率は火山灰土壌 70～80％、非火山性土壌 55～60％とされている（土壌物理研究会, 1974）。2) B 層の斜面部の平均孔隙率 51.4％は谷底部 45.1％より約 7％高く、なかでも、中及び小孔隙の孔隙率が高くなっている。これは、斜面部の B 層下部ではサブロライト層に漸移して砂質の土層を呈するため生じる現象で、本試験地の孔隙分布の特徴である。3) 水流出の調節機能を持つ pF 0.6～2.7 の孔隙は全孔隙の約 25％あり、また全孔隙の約 70％は pF 2.7 以上の細孔隙により占められている。

土壌の乾湿状態を示す飽和度（液相体積/孔隙体積）は、谷底部 75～90％、斜面部 60～70％の範囲に分布し、斜面上部（Fig. 14 の No. 6, 7）の土壌は谷底部と比較して乾燥状態にあることが推定される。Fig. 14 の一点鎖線と破線の間は保水機能を、一点鎖線と容積 100％の実線の間は透水機能を示し、斜面上部を除き自然状態での土壌水分は一点鎖線と破線の間に分布している。

Fig. 16 は飽和透水係数（ K_s ; cm/s）の垂直分布を示したものである。A 層の K_s の値は 10^{-2} ～ 10^{-3}

Table 9. A 流域の土壌深
Soil depth of A-watershed

No.	A 層 A-horizon (cm)	B 層 B-horizon (cm)	土壌厚 Soil depth (cm)	測定場所 Location
1	30	砂礫層		谷底部 Riparian area
2	30	100	130	谷底部 Riparian area
3	30	450	500≤	谷底部 Riparian area
4	30	115	145	谷底部 Riparian area
5-1	30	130	160	斜面部 Hill slope
5-2	30	50	80	斜面部 Hill slope
6	30	125	155	斜面部 Hill slope
7-1	30	85	115	斜面部 Hill slope
7-2	30	170	200	斜面部 Hill slope
7-3	30	20	50	斜面部 Hill slope
8-1	30	200	250≤	斜面部 Hill slope
8-2	30	200	250≤	斜面部 Hill slope
9	30	450	500≤	谷底部 Riparian area
10	30	450	500≤	谷底部 Riparian area
11	30	115	145	斜面部 Hill slope

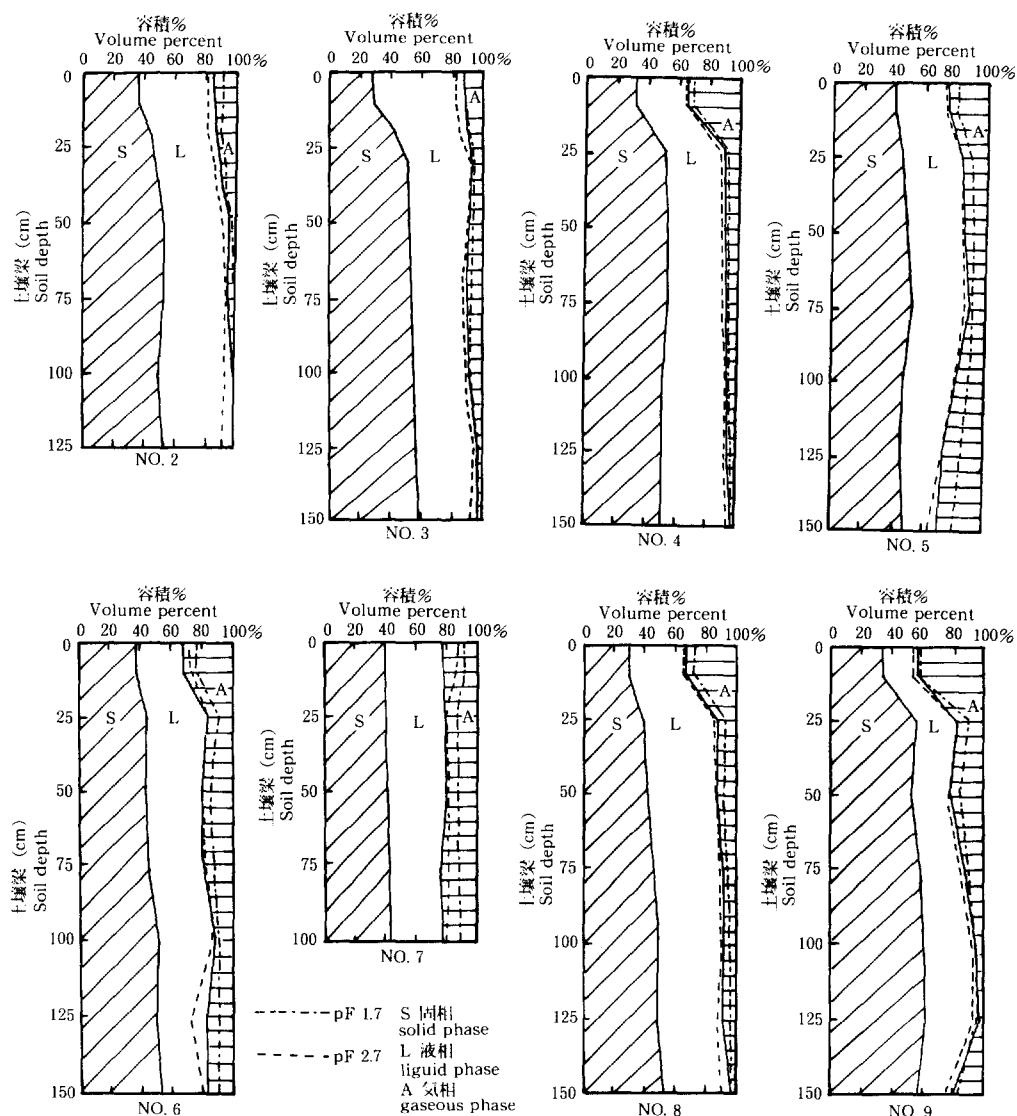


Fig. 14 土壤の三相分布図

Three phase distribution of soil profiles

と透水性が高い。一方、B層の K_s は谷底部及び山頂部が $10^{-4} \sim 10^{-5}$ であるのに対して、斜面部は 10^{-3} であり、特に、B層下部（例えば、No.5, 6の150 cm, No.7の100 cm等）の透水性が高い。また、谷底部の K_s が斜面部と比較して鉛直方向に差異を呈するのは、粘土質を多く含む土層と砂質の土層とが互層を形成するためであり、流域上流部と斜面部から供給された土砂の堆積作用がこの様な結果をもたらしたものと考えられる。従って、A流域における透水性の特徴は、基岩の風化残積物である砂質土層からなる斜面部は粘土質と砂質の互層を形成する谷底部より良好な透水性を示していることであり、これは斜面部の平均孔隙率が谷底部のそれより約7%高いという孔隙特性と符合している。

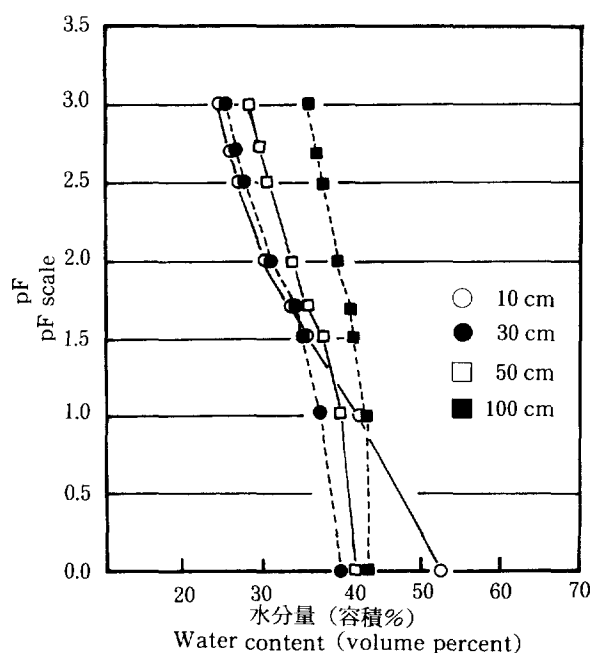


Fig. 15 pF-水分曲線

An example of soil moisture characteristic curve

Table 10. 谷底部と斜面部における平均孔隙率

Mean porosity of riparian area and hillslope at A-watershed

場 所 Location	層 位 Horizon	大 孔 隙 Large (%)	中 孔 隙 Intermeditate (%)	小 孔 隙 Small (%)	細 孔 隙 Fine (%)	孔 隙 率 Porosity (%)
谷底部 Riparian	A層	5.5±10.6	7.0±1.4	7.5±3.6	38.8±11.1	58.8±9.7
	B層	2.8±2.0	3.8±3.4	4.3±1.5	34.3±6.0	45.1±3.0
斜面部 Hill slope	A層	7.1±4.3	9.5±5.2	5.7±1.4	37.9±4.4	60.2±6.3
	B層	3.0±1.8	6.0±3.2	6.7±3.1	35.3±5.9	51.4±4.3

3.3.3 表層土壌の水分貯留量

ある土層に貯留され得る最大水分量は (6) 式により推定できる。

$$S_s = \sum (H_i \cdot P_i) \quad (6)$$

ここで, S_s ; 土壌水分貯留量 (mm)

H_i ; 各層位の土層厚 (mm)

P_i ; 各層位の孔隙率 (%)

(6) 式を用いて各調査地点の孔隙別の水分貯留量を計算すると Table 11 の結果となる。これより, 土壌深 150 cm までの水分貯留量は中孔隙 44~141 (平均 93.8) mm, 小孔隙 52~141 (平均 88.0) mm, 細孔隙 397~613 (平均 514.1) mm となり, 表層土壌により水流出の調節作用を受け得る水分量は約 180 mm と計算される。ここで, 日本の代表的な森林土壌である褐色森林土壌の保水量と比較検討する。Table 12 は土壌深 100 cm までの保水量を示したものである (林野土壌調査では深さ 100 cm までを対象としているため)。A 流域の中孔隙による貯留量は褐色森林土壌とほぼ同程度であるが, 小孔隙によるものは褐色森林土壌の約 50% である。従って, pF 0.6~2.7 の孔隙に貯留され得る A 流域の土壌水分量は, 日本の褐色森林土壌の 50~70% と推定される。

一方, 流域の水分貯留量は降雨流出資料からも推定することができる。

$$B_s = P_T - Q_D \quad (7)$$

ここで, B_s ; 損失雨量 (mm) P_T ; 一降雨量 (mm)

Q_D ; 直接流出量 (mm)

A 流域の一降雨量と損失雨量との関係を Fig. 17 に, ライシメータの一降雨量と貯留量との関係を Fig. 18 に示した。また, 代表的な一降雨時におけるライシメータの貯留量と A 流域の損失雨量を Table 13 に示した。ここで, 排水量は降雨開始時から降雨終了後 48 時間までの全流出量であり, 貯留量は一降雨量と排水量との差である。Fig. 18 及び Table 13 より, 樹冠遮断量を除外したライシメータの最大水分貯留量は $B_s = 80 \sim 90$ mm と推算される。ライシメータは斜面部の土壌を填充したものであるから, 厚さ 150 cm の土層と考えることができる。斜面部の平均孔隙率 (Table 10) を (6) 式に代入して, pF 1.7~2.7 の孔隙に貯留され得る土壌水分量を計算すると, $S_s = 83.4$ mm となる。従って, (6) 式の S_s と (7) 式の B_s とが, ほぼ一致することが実証される。

ところで, Fig. 17 の一降雨量と損失雨量の関係は, ある極限值に収束する傾向曲線を示すため, ロジスティック曲線を当てはめると (8) 式ようになる。

$$B_s = 160 / \{1 + \exp (1.70544 - 0.018056 P_T)\} \quad (r=0.8621) \quad (8)$$

この式より, 極限值は 160 mm と推定されるので, A 流域の最大損失雨量を $B_s = 160$ mm とした。この B_s は土壌孔隙による水分貯留量の他に, 樹冠遮断量と凹地貯留量を含む流域の全損失雨量である。そこで, Table 4 より樹冠遮断率 16% と仮定し, 凹地貯留を含む修正された損失雨量 (B_s) を計算すると約 120 mm となる。ところで, 直接流出は流路及び湿潤地帯から発生し, それ以外の区域では降雨はすべて浸透し土壌中に貯留すると考えられる (流出過程は第 4 章で述べる)。ここで, 斜面部の平均土層厚 150 cm を流域全体の有効土層と仮定し, Table 10 の孔隙率から S_s を推定すると, pF 0.6~2.7 の孔隙に

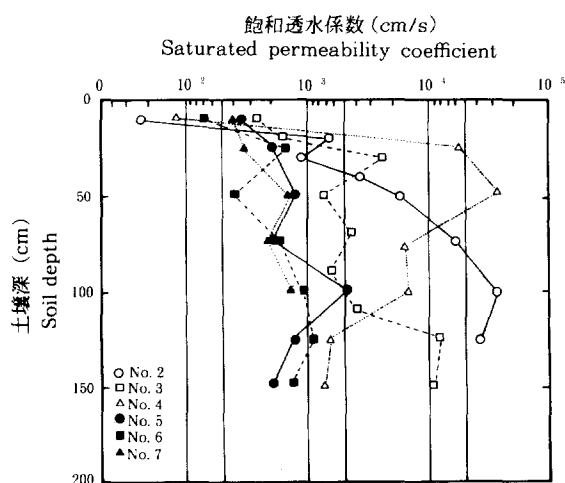


Fig. 16 飽和透水係数の垂直分布
Vertical distribution of saturated permeability coefficients

Table 11. 表層土壌の水分貯留量
Soil moisture storage on the soil layer

プロット Plot	土壌深 Soil depth (cm)	孔隙径別の水分貯留量 Soil moisture storage		
		中 孔 隙 Inter- mediate (mm)	小孔隙 Small (mm)	細孔隙 Fine (mm)
No. 1	30	25.7	35.5	121.4
No. 2	125	41.3	73.4	495.3
No. 3	150	57.1	52.5	563.1
No. 4	150	44.0	56.4	555.9
No. 5	150	141.0	141.0	465.9
No. 6	150	115.3	109.8	488.3
No. 7	100	73.4	65.9	381.7
No. 8	150	89.2	89.2	613.7
No. 9	150	116.0	79.0	397.5

Table 12. 各試験地における土壌水分貯留量の比較
Some examples of soil moisture storage on the soil layer

地 名 Location	孔隙径別の貯留量 Soil moisture storage			土 壌 型 soil type	備 考 Data source
	中 孔 隙 Inter- mediate (mm)	小孔隙 Small (mm)	合 計 Total (mm)		
大蔵試験地 Ohyabu Exp. site	29.6	183.3	212.9	褐色森林土 Brown soil	福岡県, 1987
鞍馬 (京都) Kurama, kyoto	91.0	62.4	153.4	褐色森林土 (B _c) Brown soil	吉岡, 1987
鞍馬 (京都) Kurama, kyoto	135.1	94.9	230.0	褐色森林土 (B _D) Brown soil	吉岡, 1987
宝川 1 号沢 Takaragawa No. 1 watershed	60.8	96.9	157.7	褐色森林土 Brown soil	有光ら, 1985
クーニャ A Cunha A-watershed	61.7	56.2	117.9	黄・赤色土 Red and Yellow soil	

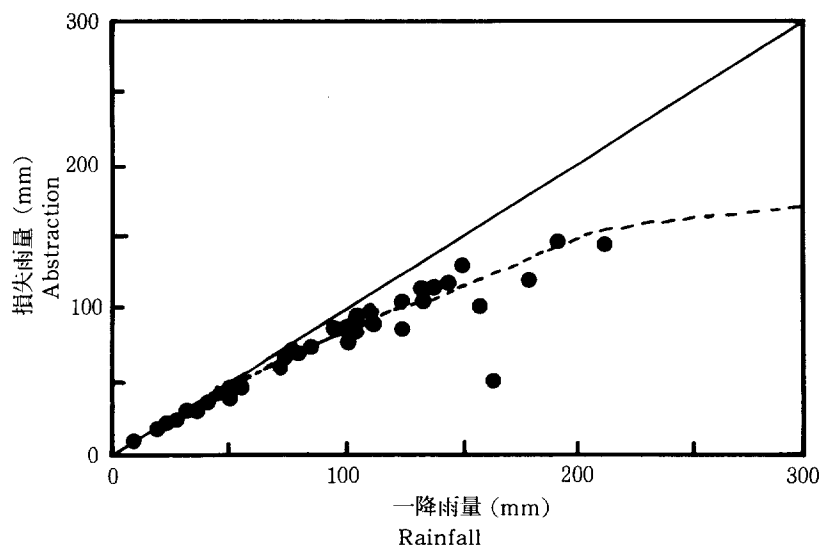


Fig. 17 A 流域における最大損失雨量

Relationship between rainfall and abstractions at A-watershed
Abstraction is calculated by subtracting direct runoff estimated
by the baseflow separation procedure from amount of rainfall

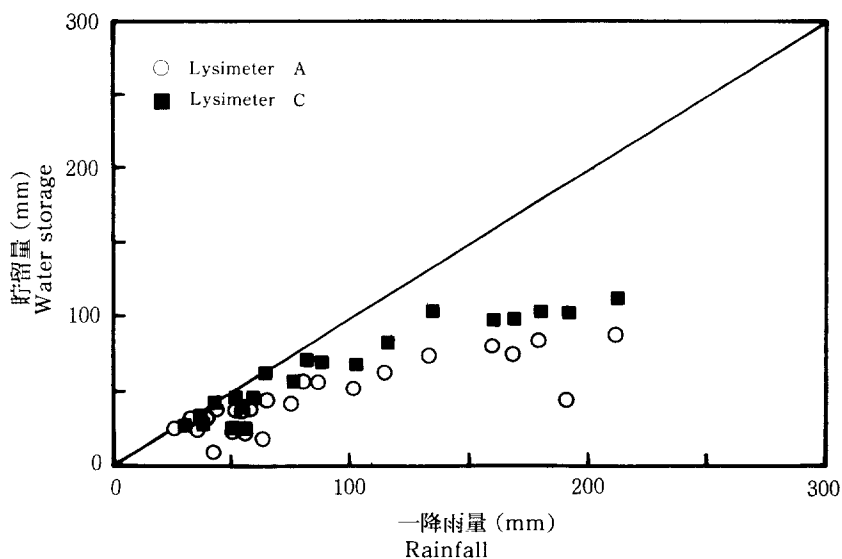


Fig. 18 ライシメータの最大貯留量

Relationship between rainfall and water storage at lysimeter
Water storage is estimated by subtracting drainage discharge
from lysimeter during the two days after a storm from amount of
rainfall

Table 13. 代表的な一降雨量による損失雨量
Some rainfall losses under typical storms

降雨期間 Duration of rainfall	降雨量 Amount of rainfall (mm)	ライシメータ A Lysimeter A		ライシメータ C Lysimeter C		A 流域 A-Watershed	
		排水量 Runoff (mm)	貯留量 Storage (mm)	排水量 Runoff (mm)	貯留量 Storage (mm)	直接流出量 Direct runoff (mm)	貯留量 Storage (mm)
87/06/06-08	51.0	13.24	37.76	5.62	45.38	2.55	48.45
87/06/14-16	73.7	33.89	38.81	27.55	47.85	2.34	71.36
89/04/30-5/01	41.5	6.52	34.98	0.34	41.16	3.29	38.21
89/06/10-12	115.5	56.52	58.98	30.68	84.82	18.05	97.45
89/12/13-15	168.0	93.04	74.96	70.17	97.83	54.88	113.12
90/04/18-20	211.5	123.32	88.18	99.50	112.00	64.60	146.90
90/09/23-25	68.5	27.26	41.24	9.97	58.53	9.98	58.52

Runoff from lysimeter is estimated as the amount of runoff from the beginning of rainfall to two days after rainfall. Direct runoff is estimated by the baseflow separation procedure, shown in Fig. 25.

貯留され得る土壌水分量は $S_{S1}=180$ mm, pF 1.7~2.7 は $S_{S2}=78.5$ mm と計算される (流路及び湿地では雨水の貯留効果がないため計算から除いた)。 B_s は $S_{S1} \sim S_{S2}$ 間の値を取るため、流域の一部では中孔隙による重力水の貯留が行われていることが推定される。すなわち、 pF 0.6~1.7 の孔隙に貯留される重力水は斜面上・中部では比較的早い時期に中間流として流出するが、谷底部や斜面下部では中孔隙に貯留されている時間が長いものと考えられる。地形図の判読より斜面部と谷底部の面積比を7対3とし、 $S_s=120$ mm の水分貯留量を保持するのに必要な中孔隙量を Table 10 から逆算すると、流域面積の約45% がほぼ飽和状態になることが推測される。KIRKBY (1982) は、南アパラチア山脈の森林流域では降雨強度が大きく、継続時間の長い降雨の際、流域面積の40% が流出発生域となったと報告しており、本試験地においても同様な現象が発生したものと考えられる。従って、 $S_s=120$ mm は現実的な本流域の水分貯留量の限界と推察される。

3.3.4 表層土壌における水移動

Fig. 19 はライシメータ No. 1 (草地) 及び No. 2 (ユーカリ区) の土壌深 10, 50 及び 100 cm に設置した直読式テンシオメータ (DIK-3 100) の水銀柱を pF 値に変換し、日単位の変化を示したものである。テンシオメータの変動幅に注目すると、ライシメータ No. 1 の変動幅は pF 1.0~2.5, No. 3 は pF 1.2

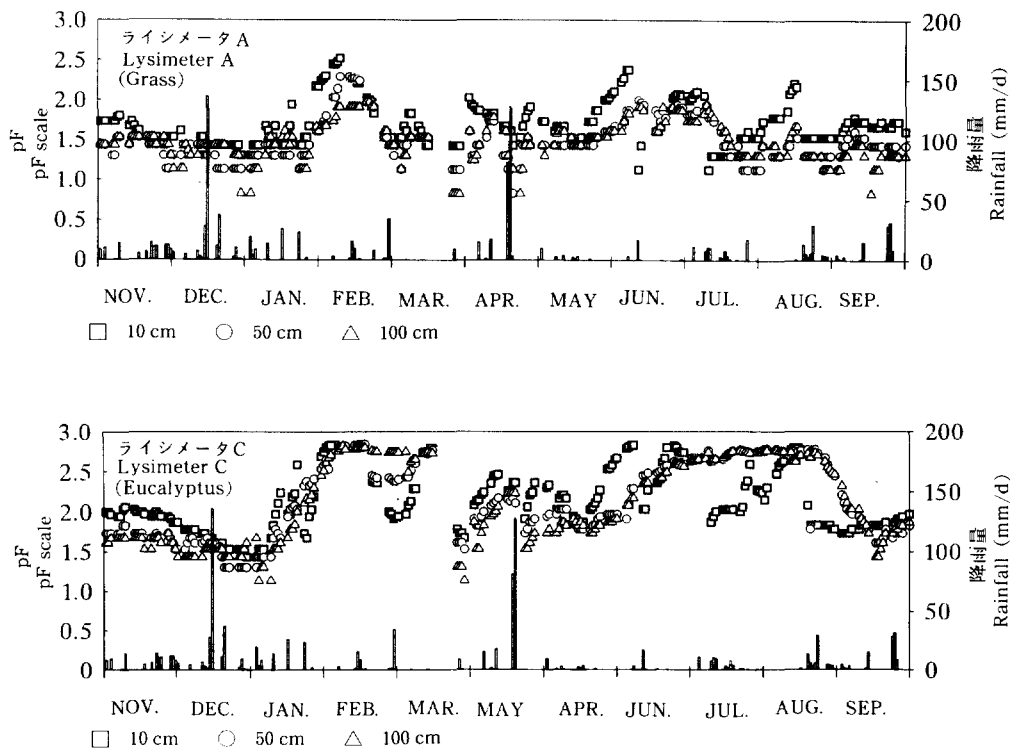
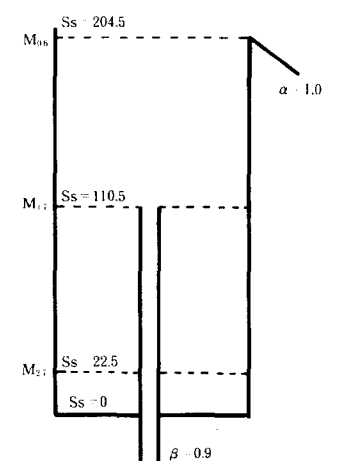


Fig. 19 pF 値の長期変動変化

Long-term fluctuation of soil water (pF scale) at lysimeter

～2.8 となっており、草地区の pF 値はユーカリ区の pF 値より低く湿潤状態にある。ライシメータの土壌水分状態は、必ずしも流域の土壌水分状態を反映するものではないが、流域全体の平均的な土壌水分の変動幅は pF 1.0～3.0 以内と推定される。Fig. 14 から斜面上部では pF 2.7 以上の乾燥状態にあることが考えられるが、本論文では、斜面部と谷底部を含む流域全体の平均的な土壌水分状態としてとらえた。また、土壌水分の観測期間中の年降雨量 1 867.3 mm は、A 流域の平均年降雨量 2 319.4 mm と比較して少雨年であったため、通常は湿潤状態にあると推測される。

ここで、表層土壌における水移動を仮想貯留槽（タンク）により概念的に述べると次のようになる（Fig. 20）。土壌水分（ S_s ；タンク内の水位により表示）は、pF 1.7 の圃場容水量（ $M_{1.7}$ ）と pF 2.7 の毛管連絡切断点（ $M_{2.7}$ ）間を変化し、その変動範囲は小孔隙量に相当する。降雨により多量の雨水が供給されると pF 0.6 の最小容気量（ $M_{0.6}$ ）まで貯留され、それを超過する雨水はタンク上部の排水溝より地表流として排水される。pF 0.6～1.7 間の貯留量は中孔隙量に相当し、重力水はタンク内の排水孔より排水されるため、水位は圃場容水量の位置まで低下する。土壌水分は降雨後 1～3 日で圃場容水量になるため、浸透係数（ β ）を 0.9 とし、2 日間で重力水の 99% を排水する構造とする。無降雨日は蒸発散により小孔隙内の土壌水分が消費され、水位は蒸発散相当量低下する。斜面部では土壌水分が不飽和側方流として上部から下部に流下するため、概念的には谷底部と斜面部の 2 個のタンクを並列し、斜面部の中孔隙と小孔隙の一部は谷底部の小孔隙に対して土壌水分の補給を行う機構が考えられる。しかしながら、斜面部から谷底部への土壌水分補給機構が不明であるため、本論文では流域をある一様の土層厚からなる一つの貯留槽とした。



Ss: 土壌水分貯留量 Soil moisture storage
 $M_{0.6}$: 最小容気量 Minimum air capacity
 $M_{1.7}$: 圃場容水量 Field capacity
 $M_{2.7}$: 毛管連絡切断点 Rupture of capillary bond
 α, β : 係数 Coefficient

Fig. 20 表層土壌における水移動の概念図
 Schematic diagram of water movement
 at unsaturated zone

次に、土壌の孔隙特性に基づき Fig. 20 のタンクの係数を決定する。なお、土壌深は 150 cm である。テンシオメータの変動幅は pF 0.6～3.0 以内と推定されるため、pF 3.0 のタンクの水位を $S_s = 0.0$ mm とする。Fig. 15 の pF-水分曲線より pF 2.7～3.0 間の土壌水分量は 22.5 mm と計算されるので、 $M_{2.7}$ の水位は $S_s = 22.5$ mm となる。 $M_{2.7}$ に平均小孔隙量 88.0 mm を加えて、 $M_{1.7}$ の水位を $S_s = 110.5$ mm とする。さらに、平均中孔隙量 94.0 mm を加えて、 $M_{0.6}$ の水位を $S_s = 204.5$ mm とする。地表流の排水係数は $\alpha = 1.0$ 、深部浸透である浸透係数は $\beta = 0.9$ とする。モデルへの入力を日雨量 (mm/d)、出力を日蒸発散量 (mm/d) として、その時系列を与えると、日土壌水分貯留量の変化を推定することが可能となる。なお、土壌水分貯留の変動特性については第 6 章で検討する。

4 森林流域の流出特性

本章では流出特性の検討を行い、日本の森林水文試験地 (Table 14) の流出特性と比較検討し、本試験地の水文学的特徴を明らかにする。水年は10月1日から翌年の9月30日までの期間であり、本論文の1983水年は、1982年10月1日～1983年9月30日を指す。なお、解析対象としたのはA流域が1982年10月～1990年9月の8水年、B流域は1987年10月～1990年9月の3水年である。

4.1 流況特性と流出の一様性

河川の流況曲線は、日平均流量を大きさの順に並べた形で示され、その特性値を表す指標として、豊水量、平水量、低水量、渇水量等の各種流量と、最大流量/最小流量 (河況係数)、豊水量/渇水量 (流況係数) 等の流量比がある。森林水文試験では、「流出の一様性 (一定期間内の流出量の変化が少ないこと)」は森林流域の水源かん養機能の主要な評価方法であり、その指標として流量比が用いられている。岸原ら (1975) は、流況係数は主として平・低水量部の流出特性を表示し、流域間における流出の一様性の比較に適しているとしている。ところで、外国では縦軸に流量、横軸にその流量以上の出現時間の百分率を取った流況曲線 (Chow, 1964) が用いられる。参考までにA及びB流域についてこの流況曲線を作成すると Fig. 21 となる。この流況曲線は流出の一様性が高い流域ほど平均値の超過確率が中位値

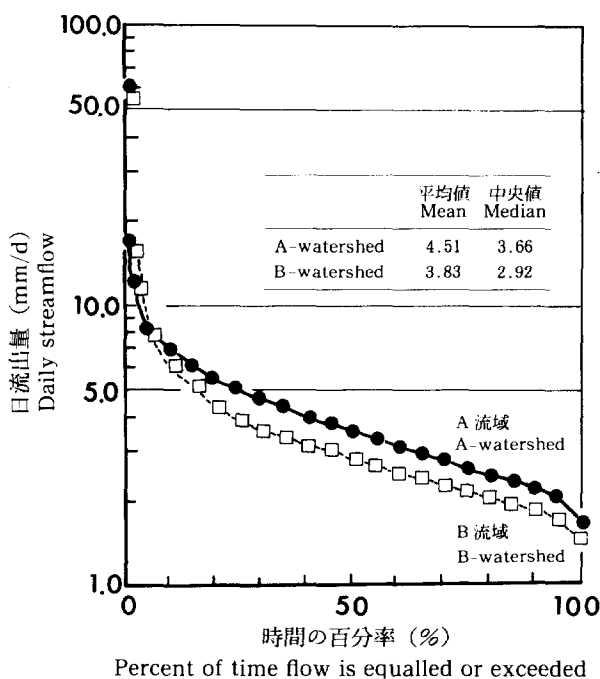


Fig. 21 クーニャ試験地の流況曲線
Flow frequency distribution at the Laboratory

Table 14. 日本の比較対象流域の流域特性
Hydrologic characteristics in forested experimental watersheds in Japan

試験地名 Experimental site	流域名 Watershed	位置 Location	流域地質 Geology	流域面積 Basin area (ha)	年降水量 Annual precipitation (mm)	年流出量 Annual streamflow (mm)	対象期間 Hydrologic period (水年)	文献資料 Data source
釜淵 Kamabuchi	1号沢 No. 1	山形県 Pref. Yamagata	第三紀層 Tertiary	3.1	2 298.4	2 063.6	1969～1978	林業試験場 (1979 a)
	2号沢 No.2		第三紀層 Tertiary	2.5	2 298.4	2 174.4	1969～1978	“
宝川 Takaragawa	本流 Honryu	群馬県 Pref. Gunma	花崗岩, 第三紀層 Granite, Tertiary	1 905.7	2 134.4	3 259.3	1968～1977	林業試験場 (1979 b)
	初沢 Shozawa		第三紀層 Tertiary	117.9	2 134.4	1 841.7	1968～1977	“
常陸太田 Hitachiohta		茨城県 Pref. Ibaraki	変成岩 Metamorphic rock	15.7	1 376.5	844.5	1981～1987	研究室資料
裏筑波 Uratsukuba	山内川 Yamaguchigawa	茨城県 Pref. Ibaraki	花崗岩 Granite	312.0	1 375.4	800.1	1970～1977	土木研究所 (1978)
	祖父ヶ峰 Sofugamine		花崗岩 Granite	15.8	1 218.3	—	1970～1977	“
愛知演習林 Aichi	穴の宮 Ananomiya	愛知県 Pref. Aichi	花崗岩 Granite	13.9	1 743.0	1 136.2	1971～1978	東大農学部演習林 (1984)
	白坂 Shirasaka		花崗岩 Granite	88.5	1 960.7	1 123.4	1971～1980	“
	東山 Higashiyama		花崗岩 Granite	106.7	1 883.4	1 120.0	1971～1980	“
竜の口山 Tatsunokuchiyama	北谷 Kitadani	岡山県 Pref. Okayama	古生層 Paleozoic rock	17.3	1 240.9	447.0	1968～1977	林業試験場 (1980)
	南谷 Minamidani		古生層 Paleozoic rock	22.6	1 240.9	396.0	1968～1977	“
大藪 Ohyabu	西 3 Nishi 3	福岡県 Pref. Fukuoka	古生層 Paleozoic rock	29.0	2 697.0	2 038.4	1984～1987	福岡県 (1987)
	西 4 Nishi 4		古生層 Paleozoic rock	23.3	2 447.1	1 665.0	1984～1987	“
去川 Sarukawa	1号沢 No. 1	宮崎県 Pref. Miyazaki	中生層 Mesozoic rock	6.6	2 781.5	1 876.4	1967～1976	林業試験場 (1982)
	2号沢 No. 2		中生層 Mesozoic rock	9.2	2 781.5	1 723.4	1967～1976	“
	3号沢 No. 3		中生層 Mesozoic rock	8.2	2 781.5	1 988.3	1983～1985	“

注) 宝川試験地の年降水量は 1937 年～1956 年の平均値

Hydrologic period of annual precipitation (1937 to 1956) and annual streamflow at Takaragawa do not corresepond.

(50%) に近づく性質を持っている。本論文ではクーニャ試験地と日本の試験流域の流況特性との比較を目的とするため、日本の河川の流況曲線により検討する。低水量や渇水量といった低水部の流出量が多く、かつ流量比の小さな流域は流況が安定し、流出の一様性が高い流域と言える。

A 及び B 流域の日流出量を用いて豊水量、平水量、低水量、渇水量、河況係数及び流況係数を求めると Table 15 のようになる。一方、日本の試験流域における流況特性値 (Table 16) は次のように整理される。1) 豊水量 0.5~10.5 (平均 4.1) mm/d, 平水量 0.2~3.2 (平均 1.9) mm/d, 低水量 0.2~2.1 (平均 1.1) mm/d, 渇水量 0.1~1.3 (平均 0.6) mm/d である。2) 河況係数は $10^1 \sim 10^3$ のオーダーまでであり流域間の差異が大きいが、流況係数は 1.8~53.0 と変動幅が小さい。3) 花崗岩流域は堆積岩流域より平水量以下の日流出量が大きく、流量比が小さい。

クーニャ試験地の流況特性値の平均と日本のそれとを比較検討すると、1) 本試験地の各種流量は、豊水量 1.1 倍、平水量 1.7 倍、低水量 2.3 倍、渇水量 3.2 倍であり、平・低水部の流出量が多い。2) 本試験地の流況係数は、約 0.25 倍と小さい。3) 本試験地の流況は、日本の花崗岩流域と比較的類似していることが分かる。従って、クーニャ試験地は年間を通じて流況が安定し、流出の一様性の高い流域であることが明らかとなった。

ある流域からの流出量を規定する要因として年降雨量、流域面積、流域地質土壌、植生等が考えられるが、これまでの検討にはこれらの要因が考慮されていない。高橋ら (1981) は、最大流量や豊水量といった高水部を規定する要因として年降雨量と流域面積があり、低水量や渇水量といった低水部を規定する要因としては地質条件が大きいことを指摘している。例えば、流域地質と流出量との関係では第三・四紀火山岩類、花崗岩流域は中・古生層、第三紀層流域に比較して渇水量が豊富である (志水, 1980) こと、第四紀火山性流域は第三紀泥岩流域と比較して流量が安定している (SUDARMADJI *et al.*, 1990) ことなどが知られている。そこで、地質別 (堆積岩流域、花崗岩流域) に、流域面積と豊水量・渇水量の関係 (Fig. 22)、年降雨量と豊水量・渇水量の関係 (Fig. 23) を検討した結果、1) 豊水量は年降雨量の増大とともに大きくなるが、渇水量は年降雨量の影響をあまり受けない。2) 流域面積が小さいほど豊水量が大きく、流域面積が大きいほど渇水量が大きい。3) 堆積岩流域は豊水量と渇水量との幅が大きくかつ流域間の変動が大きいが、花崗岩流域は 0.8~3.5 mm/d と比較的狭い範囲に分布するという傾向が得られた。一方、クーニャ試験地の豊水量と渇水量の幅は、2.0~5.0 mm/d の狭い範囲にあり、この数値は流域面積や年降雨量の影響が比較的小さいと考えられるため、本試験地の流況特性は植生、土壌、地形、地質等の流域特性が総合化された結果と推察される。

4.2 直接流出特性

4.2.1 流出成分

流出成分をその経路により分類すると河道降雨、表面流出、中間流出、地下水流出の 4 成分で Fig. 24 のようになる (Chow, 1964)。ハイドログラフに短周期の変化をもたらすのは、河道降雨、表面流出及び早い中間流出からなる直接流出であり、長周期の変動を支配するものは遅い中間流出と地下水流出を成分とする基底流出である。

通常、流出解析ではハイドログラフの直接流出と基底流出の分離が行われる。基底流出の分離は任意

Table 15. クーニャ試験地の流況特性値
Stream regimen characteristics at the Cunha Laboratory

水 年 Water year		豊水量 High flow (mm/d)	平水量 Moderate flow (mm/d)	低水量 Low flow (mm/d)	渇水量 Minimum flow (mm/d)	河況係数 Coefficient of river regime	流況係数 Hight flow to Minimum flow ratio
1983	A-watershed	5.61	4.72	3.76	2.74	12.9	2.1
1984	A-watershed	3.90	3.26	2.54	1.85	22.0	2.1
1985	A-watershed	8.93	3.76	2.08	1.58	139.9	5.7
1986	A-watershed	3.69	2.82	2.07	1.34	22.1	2.7
1987	A-watershed	6.48	4.83	3.48	2.54	15.4	2.6
1988	A-watershed	4.74	3.40	2.73	2.20	34.3	2.2
	B-watershed	4.44	3.39	2.59	2.00	16.5	2.2
1989	A-watershed	4.44	3.39	2.59	2.00	16.5	2.2
	B-watershed	4.40	3.07	2.06	1.39	38.4	3.2
1990	A-watershed	3.22	2.77	2.49	1.95	32.4	1.7
	B-watershed	2.89	2.27	2.00	1.66	62.1	1.7
平均 Mean	A-watershed	5.13	3.62	2.72	2.03	36.9	2.7
	B-watershed	3.91	2.91	2.22	1.68	39.0	2.4

High flow represents total daily flow on 95th largest flow data of water year.

Moderate flow represents total daily flow on 185th largest flow data of water year.

Low flow represents total daily flow on 275th largest flow data of water year.

Minimum flow represents total daily flow on 355th largest flow data of water year.

Table 16. 我が国の比較対象流域の流況特性の平均値
Stream regimen characteristics of forested watersheds in Japan

試験地名 Experimental site		流域名 Watershed	豊水量 High flow (mm/d)	平水量 Moderate flow (mm/d)	低水量 Low flow (mm/d)	渇水量 Minimum flow (mm/d)	河況係数 Coefficient of river regime	流況係数 Hight flow to Minimum flow ratio
釜 淵	Kamabuchi	1号沢 No. 1	6.00	2.12	0.84	0.14	1 375.8	53.0
		2号沢 No.2	6.80	2.39	1.03	0.21	637.9	36.4
宝 川	Takaragawa	本 流 Honryu	10.43	3.05	1.28	0.69	124.9	15.9
		初 沢 Shozawa	4.77	1.78	1.06	0.41	263.1	15.6
常陸太田	Hitachiohta		2.28	1.43	0.91	0.57	81.3	4.1
裏 筑 波	Uratsukuba	山口川 Yamaguchigawa	2.33	1.86	1.59	1.25	11.2	1.8
愛知演習林	Aichi	穴の宮 Ananomiya	3.37	2.01	1.31	0.74	86.4	4.4
		白 坂 Shirasaka	3.31	1.97	1.19	0.79	71.5	4.3
		東 山 Higashiyama	3.33	1.97	1.27	0.78	57.2	4.0
竜 の 口 山 Tatsunokuchiyama		北 谷 Kitadani	0.53	0.22	0.15	0.10	735.8	6.5
		南 谷 Minamidani	0.49	0.26	0.17	0.12	482.3	4.6
大 藪	Ohyabu	西 3 Nishi 3	5.17	3.21	2.09	1.28	93.8	3.7
		西 4 Nishi 4	4.38	2.74	1.90	1.11	64.6	3.8
去 川	Sarukawa	1号沢 No. 1	3.91	1.71	0.84	0.41	472.9	10.0
		2号沢 No. 2	3.88	1.55	0.71	0.34	580.7	10.7
		3号沢 No. 3	4.24	1.92	0.99	0.46	335.8	8.9
ク ー ニ ャ	Cunha	A 流域 A-watershed	5.13	3.62	2.72	2.03	36.9	2.7
		B 流域 B-watershed	3.91	2.91	2.22	1.68	39.0	2.4

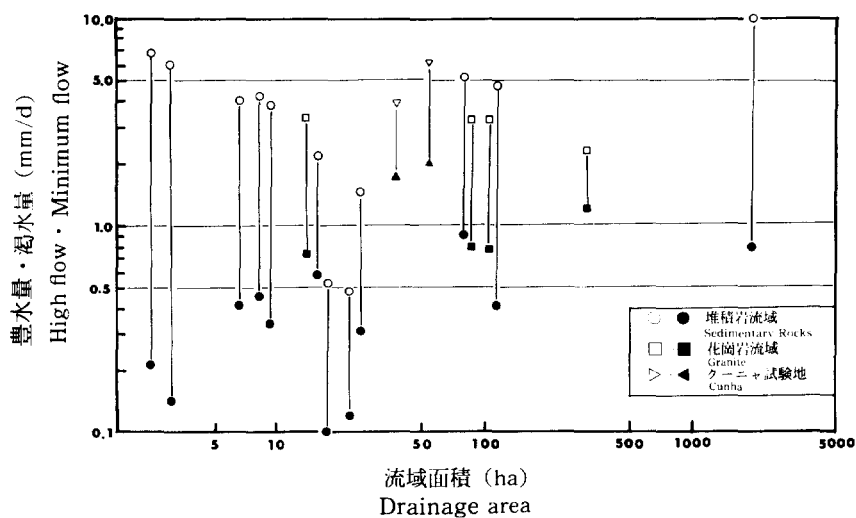


Fig. 22 流域面積と豊水及び渇水量の関係

Relationship between drainage areas, high flows and minimum flows in forested watersheds in Japan

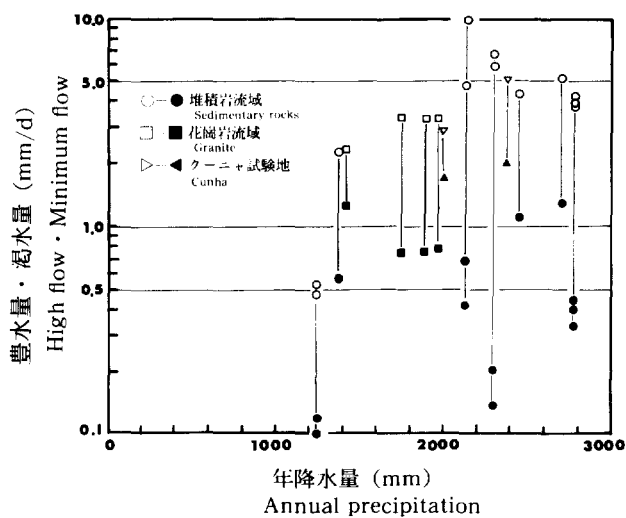


Fig. 23 年降雨量と豊水及び渇水量の関係

Relationship between annual rainfall, high flows and minimum flows in forested watersheds in Japan

的なものであるが、ある一定の方法に基づきシステムの行えば実用的には問題がないとされている (SWANK and CROSSLEY, 1988)。そこで、本論文ではハイドログラフの立ち上がり点と出水後に折れ曲れ点が出現する点とを直線で結ぶ勾配急変法を用いた (Fig. 25)。また、一降雨量 (P_T ; mm) と直接流出量 (Q_D ; mm) との比を直接流出率 (F_D) とした。全出水が Fig. 25 のような単純ハイドログラフとはならないが、複数のピークを持つ複雑なハイドログラフも勾配急変法に準じて、基底流出の分離を行った。分離された直接流出量を月間集計して月直接流出量とし、月流出量から月直接流出量を引いて月基底流出量とした。解析期間中の全出水は A 流域 684 例、B 流域 238 例であった。代表的な洪水ハイドログラフを Fig. 26 に示す。

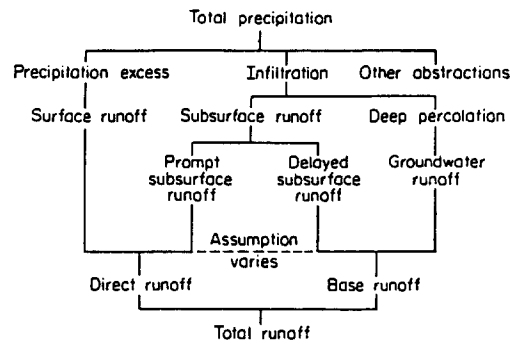


Fig. 24 流出過程と流出成分の概念図
(Chow, 1964 による)

Conceptual diagram of runoff processes and components

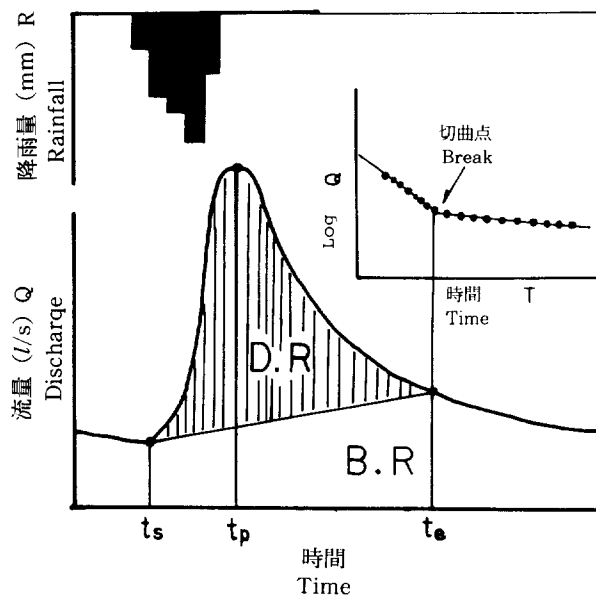


Fig. 25 基底流量の分離
Baseflow separation procedure

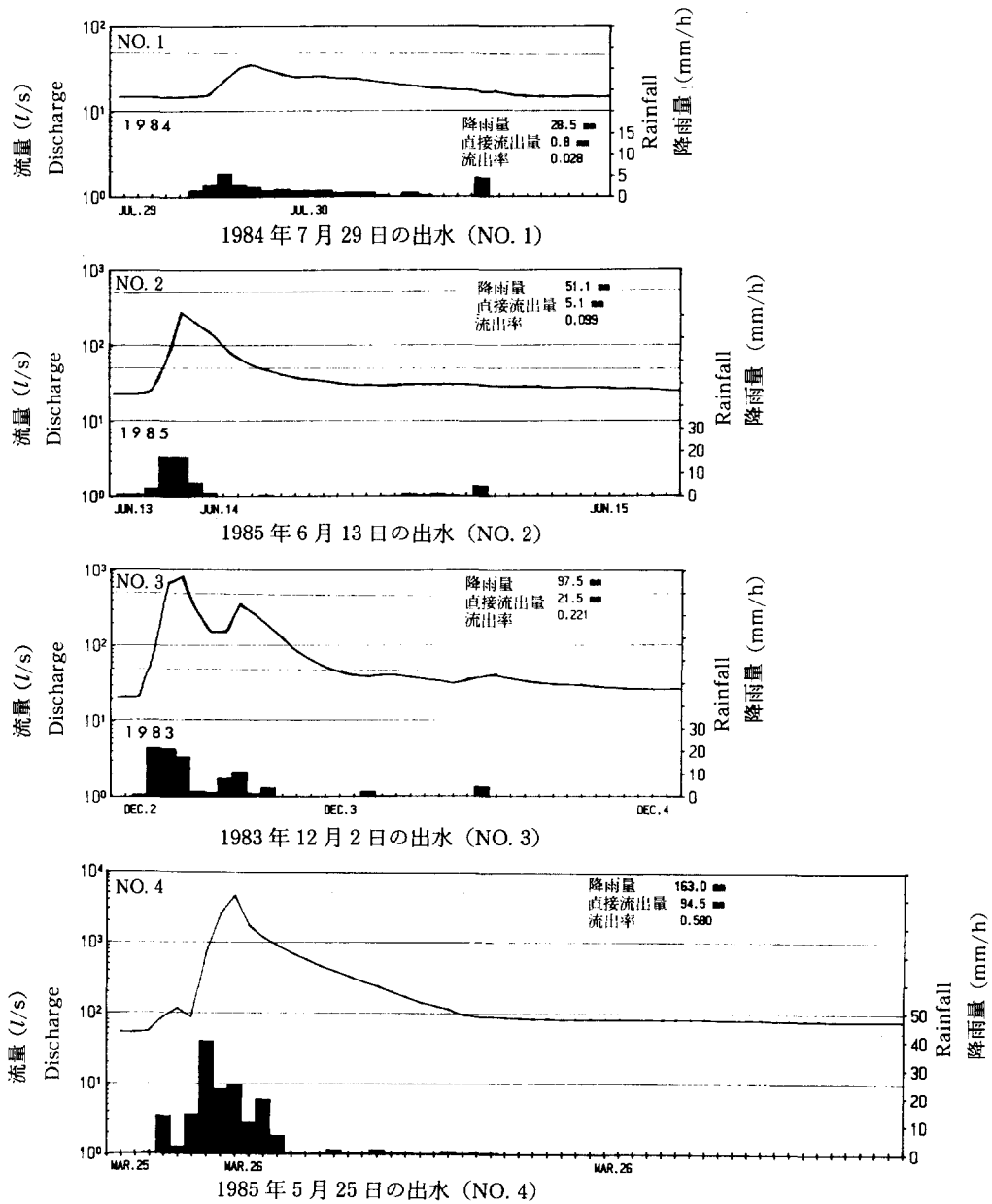


Fig. 26 代表的な洪水ハイドログラフ
Typical storm hydrographs at A-watershed

4.2.2 直接流出の発生過程

A 流域の一降雨量と直接流出量との関係を Fig. 27 に、降雨階級別の直接流出率を Table 17 に示す。これより次のような傾向がある。1) 降雨量が増大すると直接流出率も大きくなる。2) 雨季の直接流出率は乾季のそれより大きく、変動幅も大きい。3) $P_T < 30$ mm の直接流出率は年間を通じて 5% 以下のものが多い。4) $P_T > 70$ mm の出水例においても直接流出率 30% 以下であり、流域の浸透性が良好である。一方、B 流域における降雨階級別の直接流出率は Table 18 のようになり、B 流域は A 流域より直接流出率が高いが、 $P_T \leq 70$ mm の出水例はいずれも直接流出率 30% 以下と浸透性が良好である。

A 流域の直接流出の発生過程を流域の地被状態と直接流出率との関係より考察する。この流域の地被状態は、Fig. 5 に示したように湿潤地帯、草地、林地からなり、それぞれを湿潤地帯面積率 ($A_S = 5.5\%$)、草地面積率 ($A_G = 14.5\%$)、林地面積率 ($A_F = 80.0\%$) とする。なお、Fig. 26 の洪水ハイドログラフは、以下に述べる直接流出の各発生過程を説明する代表的なハイドログラフである。

一降雨量 30 mm 以下の小規模な出水 (Fig. 26 のハイドログラフ No. 1) に注目すると、直接流出率 (2.8%) と湿潤地帯面積率 (5.5%) の比較から、 $F_D \leq A_S$ が成立する。浸透性の高い土層で覆われた流域の流量は、ある限定された拡大または縮小する流出発生域より生じるものであり、洪水流の発生源は恒常性流路、間欠性流路及び一時性流路に近接する区域 (HEWLETT, 1982) とされている。ところで、A 流域には流域の上流及び下流部に湿潤地帯があり、その面積率 (A_S) は流域全体の 5.5% に相当する。従って、一降雨量 30~40 mm までの小出水は常に飽和状態にある湿潤地帯が流出発生域となり、林地及び草地では全降雨が土壤中に浸透し貯留されると考えられる。乾季の F_D が雨季のそれより 1.0~1.5% 小さな値を示すのは、直接流出発生域である湿潤地帯が乾季に縮小するためと推察される。

一降雨量 30~70 mm の中規模出水 (Fig. 26 のハイドログラフ No. 2) の直接流出率は、雨季 9.4~12.1%, 乾季 6.3~11.6% (Table 17) である。一降雨量 30 mm 以上になると湿潤地帯全域が飽和状態となり、その区域への降雨はすべて直接流出成分となる。さらに、草地ではいったん土壤中に浸透した雨水が、地表面に押し出される場所や不透水または難浸透である作業道や牛道等の踏み固められた場所では地表流出が発生する。第 3 章で述べたように、草地の地表流出率は一降雨量 30 mm 程度までは 1% 以下であるのに対して、一降雨量 40~80 mm となると 1~4% の例も見られた。ここで、草地の最大地表流出率を 4% と仮定すれば、流域面積率に換算して約 1% の流出発生域 ($0.04 \times A_G$) が新たに生じたことを意味する。従って、流出域の面積率より直接流出率を計算すると $F_D \geq A_S + 0.04 A_G$ となり、直接流出率 6~7% と予測される。実際の F_D がこれより大きな値を示すのは、浸透域でも湿潤地帯に接する谷底部では中間流が発生し、直接流出成分と成るためと考えられる。

一降雨量 70 mm 以上 (Fig. 26 のハイドログラフ No. 3) の直接流出率は、中規模出水の 1.5~2.0 倍の値を示している。この原因として、流出域の拡大と浸透域からの中間流出の増大が考えられる。林地斜面からの地表流出発生は極めて希な現象と考えられ、例えば、亜熱帯地方の林地斜面の年地表流出率は年降雨量の 0.7% 以下であり、林地では土壤中の側方浸透流が支配的であるとされている (PATHAK *et al.*, 1984)。従って、直接流出量の増加は斜面部より供給される中間流の増大によるものと考えられる。特に、先行雨量が多い場合に直接流出率が高い傾向が見られる。これは、斜面部の飽和透水係数が 10^{-3}

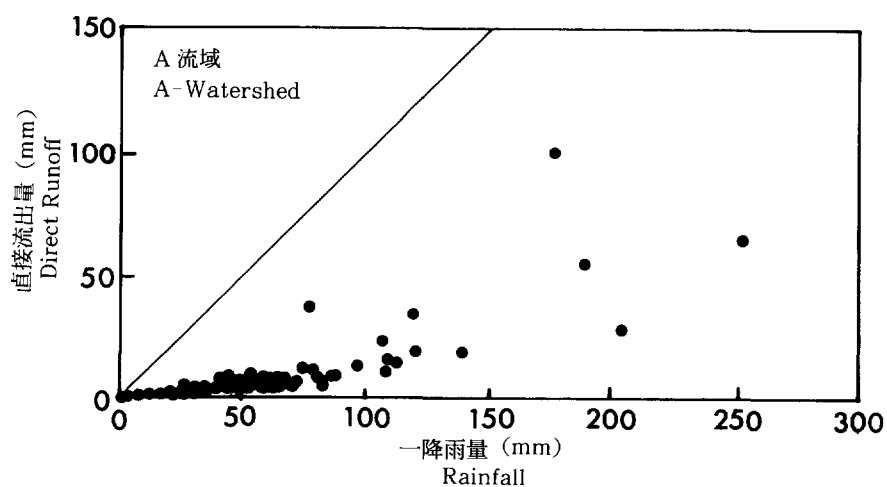


Fig. 27 A 流域の一降雨量と直接流出量の関係

Relationship between rainfall and direct runoff at A-watershed

Table 17. A 流域における降雨階級別の直接流出率

Direct runoff ratio at A-watershed

降雨階級 Class of storm size (mm)	雨 季 Rainy season			乾 季 Dry season		
	資 料 数 Numbers of data	平 均 値 Mean (%)	標 準 偏 差 S. D. (%)	資 料 数 Numbers of data	平 均 値 Mean (%)	標 準 偏 差 S. D. (%)
$0 < P_T \leq 10$	111	3.2	2.3	55	2.9	1.7
$10 < P_T \leq 20$	162	4.1	2.3	71	3.1	1.7
$20 < P_T \leq 30$	73	6.5	2.9	41	4.3	2.8
$30 < P_T \leq 50$	83	9.4	4.7	41	6.3	3.7
$50 < P_T \leq 70$	19	12.1	5.2	8	11.6	7.6
$70 < P_T \leq 100$	14	17.1	12.1	5	10.6	4.1
$100 < P_T$	10	27.0	17.0	6	17.9	7.8

Direct runoff ratio is calculated by dividing amount of direct runoff estimated baseflow separation procedure by amount of rainfall.

(cm/s) のオーダー (雨水の浸透強度に換算すると約 30 mm/h となる) と高いため浸透した雨水が側方流として谷底部に流下し、谷底部の大部分が湿潤状態になるため生起する現象と考えられる。谷底部全域が飽和状態に達して流出域となれば、流出域面積率だけで $F_D=30\%$ が予測される。

本流域における直接流出の発生過程は、1) 河道降雨及び湿潤地帯からの表面流出、2) 草地からの表面流出 (復帰流的なもの) と浸透域からの中間流の供給、3) 谷底部の流出域化と浸透域からの中間流出の増大、の 3 段階からなる。各段階における直接流出量の変動は、流域の土湿条件による中間流出成分の多少を反映した結果と推察される。

4.2.3 ピーク流出特性

合理式により A 流域のピーク流出特性について検討する。

$$Q_P = 1/3.6 \cdot F_P \cdot r_M \cdot A \quad (9)$$

ここで、 Q_P ; ピーク流量 (m^3/s) F_P ; 流出係数

r_M ; 洪水到達時間内の平均降雨強度 (mm/h)

A ; 流域面積 (km^2)

合理式の適用に当たり、洪水到達時間の推定方法が重要である。本論文の洪水到達時間は、降雨量を t 時間 (ここでは 20 分間隔) で移動平均し、移動平均降雨時系列と流出高時系列とが最もよく似た波形を示す移動平均時間を洪水到達時間とする移動平均化法 (中根, 1985) を用いた。洪水到達時間は個々の出水により異なり 40~220 分であり、その平均値は 120 分であった。

流出係数は (9) 式を後記の (10) 式のように変形して求められ、洪水到達時間内の平均降雨強度 (r_M) と平均有効降雨強度 (r_E) の比として求めることができる。

$$F_P = (3.6 \cdot Q_P) / (A \cdot r_M) = r_E / r_M \quad (10)$$

Fig. 28 は r_M と r_E との関係を示したものである。おおむね、 $r_M < 30$ mm/h 時の $F_P = 0.1 \sim 0.3$ である (これは 4.2.2 で述べた直接流出率と一致する) のに対して、 $r_M \geq 30$ mm/h となると $F_P = 0.6 \sim 0.8$ を示

Table 18. B 流域の降雨階級別の直接流出率
Direct runoff ratio at B-watershed

降雨階級 Class of storm size (mm)	資 料 数 Numbers of data	平 均 値 Mean (%)	標準偏差 S.D. (%)
$0 < P_T \leq 10$	47	8.2	5.4
$10 < P_T \leq 20$	79	11.1	5.6
$20 < P_T \leq 30$	51	16.1	7.8
$30 < P_T \leq 50$	25	21.8	8.9
$50 < P_T \leq 70$	6	18.0	5.2
$70 < P_T \leq 100$	5	30.0	4.4
$100 < P_T$	6	39.1	17.1

す。 $F_p > 0.6$ 以上の出水例（Fig. 26 のハイドログラフ No. 4）についてピーク流量発生時までの累加雨量を求めると、累加雨量 100 mm 以上のものが大部分で、最大流出係数 0.83 は累加雨量 230 mm であった。これより、ピーク流量時までの累加雨量が多く、かつ洪水到達時間内の平均降雨強度が大きいほど流出係数は大きくなることが分かる。

（9）式の合理式を 1) $F_p \cdot r_M$ とすれば洪水到達時間内の降雨量の何%が流出したかを示し、2) $F_p \cdot A$ とすれば流域の何%が流出域となったかを示すと解釈される（木下，1980）。谷底部及び斜面下部で飽和状態に達した区域への降雨はすべて直接流出成分になると仮定すれば、 $F_p = 0.1 \sim 0.3$ は $F_p \cdot A$ の解釈により説明可能である（3.3.3 の考察から $F_p = 0.45$ 程度までは説明可能）が、 $F_p > 0.6$ は $F_p \cdot A$ の解釈により説明することは困難である。青木ら（1979）は日本全国の水文観測結果を整理し、自然流域では常に $F_p < 1.0$ とは限らず洪水期間中に洪水に占める中間流出成分の多い流域では、降雨開始からピーク流量発生時までの経過時間が長い場合は $F_p \geq 1.0$ となる可能性のあることを指摘している。従って、浸透性の良好な本流域では通常の降雨では $F_p = 0.1 \sim 0.3$ 程度であるが、表層土壌の最大水分貯留量 120 mm、または最大損失雨量 160 mm を超過する豪雨時には、浸透域から供給される中間流の卓越により、 $F_p > 0.6 \sim 0.8$ となることは、十分に考えられる流出現象である。

4.3 基底流出特性

4.3.1 基底流量の流出過程

流域の貯留現象という視点から基底流量の流出過程について検討を行う。Fig. 29 は、A 及び B 流域の平均月降雨量（ R_m ）と平均月流出量（ S_m ）との関係を示したもので、添え字は月を表している。これ

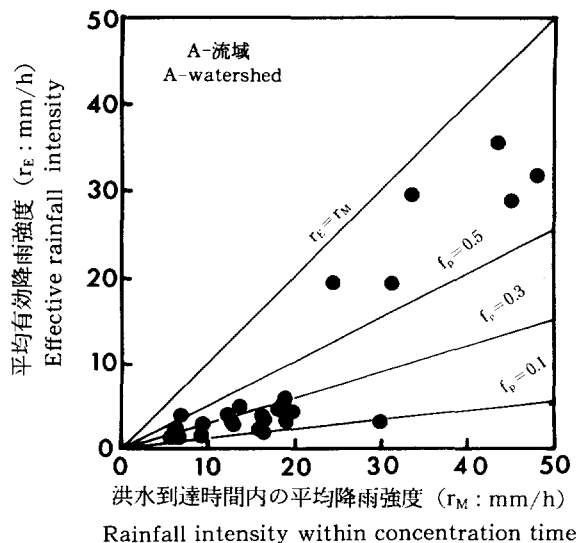


Fig. 28 A 流域の流出係数

Runoff coefficient at A-watershed

より、1) 平均月流出量は 10 月から翌年 9 月にかけて反時計回りのループを描くこと。2) 乾季である 5～8 月の期間流出量は同期間の降雨量より多いことが分かる。なお、B 流域のループが A 流域と比較して明確でないのは、解析期間が 3 水年と短いため 11～1 月の少雨の影響が反映した結果と推定される。このような流出現象は、空隙率の大きい関東ロームが堆積し、その下に粘土層、砂礫層がある洪積の平地流域（筑波研究学園流出試験地）では見られるが、山地流域では希な現象である（岸井，1987）。比較検討のため、Table 14 に示した常陸太田、裏筑波、愛知演習林、大藪及び去川試験地について同様に平均月降雨量と平均月流出量の関係を求めた（Fig. 30）。12 月と 1 月は $R_m = S_m$ （この時期の流出量は基底流出量が卓越するため）近くに点が分布するが、 R_m と S_m との関係はほぼ直線関係にある。山口川流域では小雨期の 12～2 月の S_m が R_m を上回る現象が見られるが、クーニャ試験地のような明確なループは認められない。このように、本試験地で見られるような流出現象は、日本の山地流域では特異な水文現象と推定される。これは、降雨が土層中に浸透し、基底流量として流路に流出するまでに時間遅れ（これを貯留効果とする）があるためと考えられる。ブラックボックス・モデル的には、入力である雨量が出力である基底流量に変換される過程で時間遅れ^{*}があり、この時間遅れを与える機能は土層の貯留効果と解釈される。

ここで、土層の貯留効果により月降雨量と月基底流出量との応答関係にどれだけの時間遅れが存在するかを推定する。Fig. 31 は A 流域の月降雨量と月基底流出量を 1983 年 10 月～1990 年 9 月まで時系列的に示したものである。比較検討のため、水文資料が完備し流域地形（流域の比高がほぼ同じ）が A 流

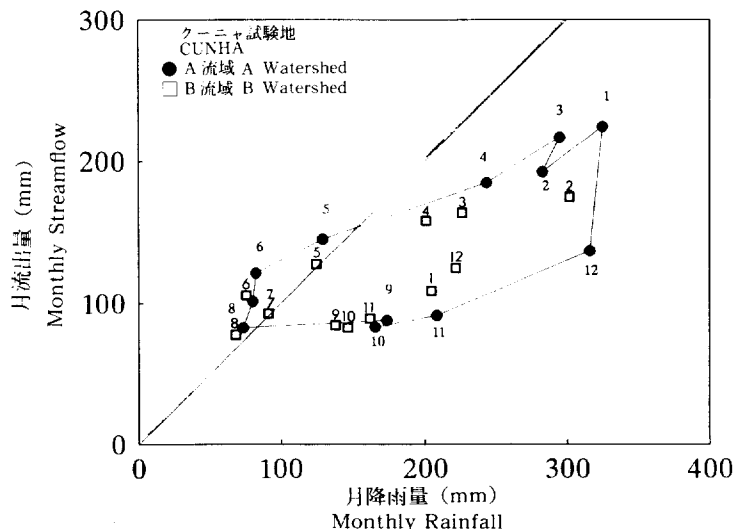


Fig. 29 平均月降雨量と平均月流出量の関係

Relationship between mean monthly rainfall and mean monthly streamflow at the Laboratory

域と類似する常陸太田試験地の1981年1月～1986年12月までの時系列を示す（Fig. 32）。月降雨量の時系列〔 R_t 〕と月基底流出量の時系列〔 B_t 〕とが、Fig. 30のように相関関係にあると仮定し、単位時間（ Δt ）を0.5月として、〔 B_t 〕を Δt （ $\Delta t=0\sim 8$ ）ずつずらしながら、 Δt ごとに〔 R_t 〕と〔 B_t 〕との相互相関係数を求め、その時間遅れを推定した（Fig. 33）。A流域における〔 R_t 〕と〔 B_t 〕との相関関係は、 $\Delta t=2\sim 4$ に相互相関係数の最大値を示す。これは、浸透域で浸透した雨水が土層中に貯留され基底流量として流路に流出するのは、1.0～2.0か月後であると解釈される。一方、常陸太田流域では $\Delta t=0\sim 2$ に最大値を示し、以下急激に減少するため、月基底流出量の時間遅れは0.5か月程度と推定される。従って、A流域は常陸太田流域より月基底流出量の時間遅れが1か月以上長く、土層の貯留効果が大きい流域であると言える。

次に、なぜ流域により貯留効果が異なるかを流域特性の相違より考察する。山地流域で地下水貯留が行われるのは風化帯（残積土から新鮮な基岩部まで）であり、それを制限する要因は、1）流域の地質、2）谷底部の構造と考えられる。堆積岩流域は地層の堆積構造により風化帯の構造が一樣でなく規模が小さいのに対して、花崗岩流域は深層風化されている場合が多いため、風化帯の規模が大きく水分貯留容量も大きいものと考えられる。この相違が、堆積岩流域と花崗岩流域とにおける低水流量や流況係数（Table 16）の差異に反映している。次に、山腹斜面から谷底部への水移動について Fig. 34 の概念図に

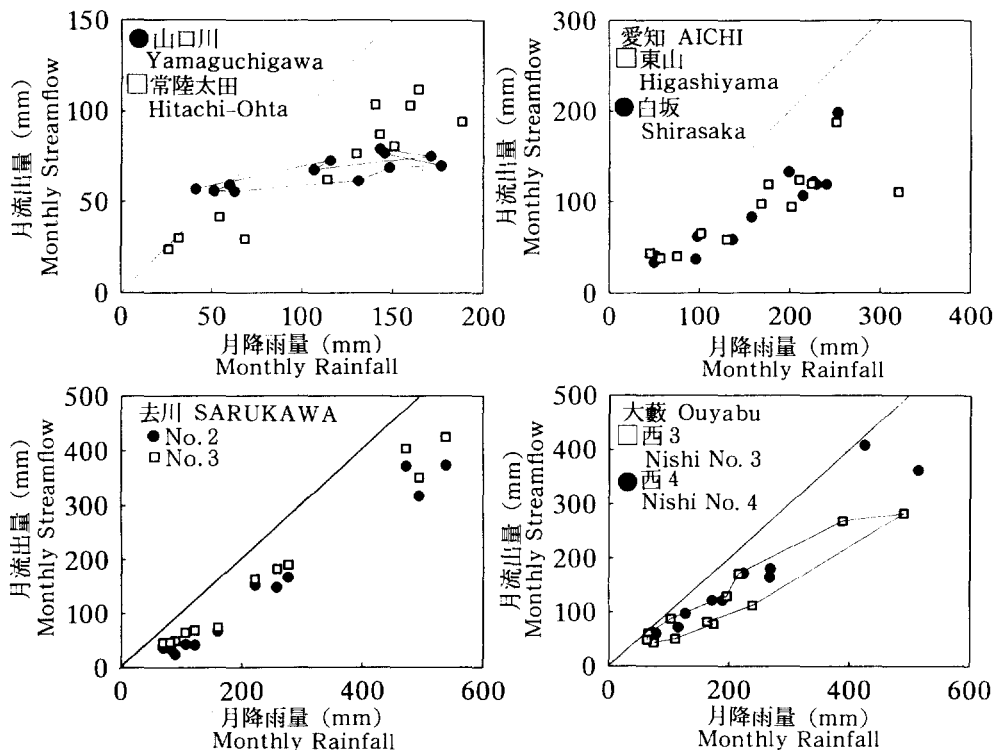


Fig. 30 各試験地における平均月降雨量（ R_m ）と平均月流出量（ S_m ）の関係

Relationship between mean monthly rainfall and mean monthly streamflow in forested watersheds in Japan

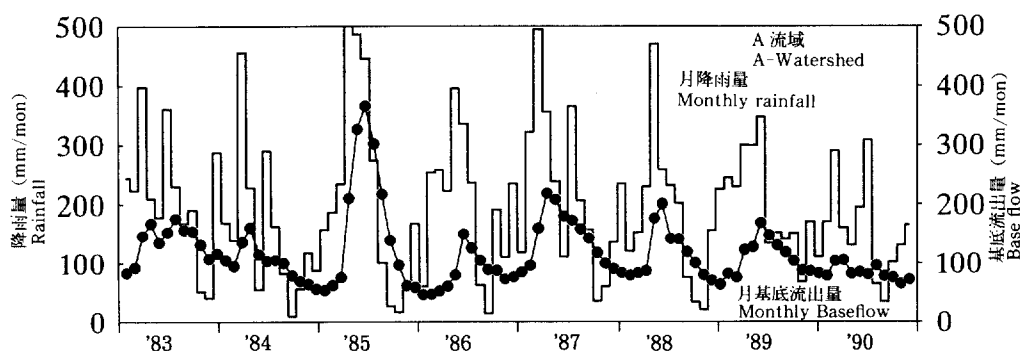


Fig. 31 A 流域の月降雨量と月基底流出量の関係

Time series data of monthly rainfalls and monthly baseflows at A-watershed

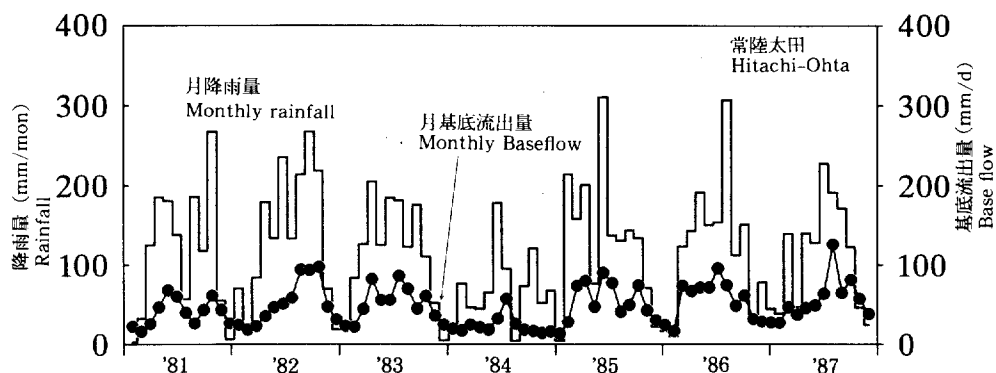


Fig. 32 常陸太田流域の月降雨量と月基底流出量の関係

Time series data of monthly rainfalls and monthly baseflows at Hitachi-Ohta experimental watershed in Japan

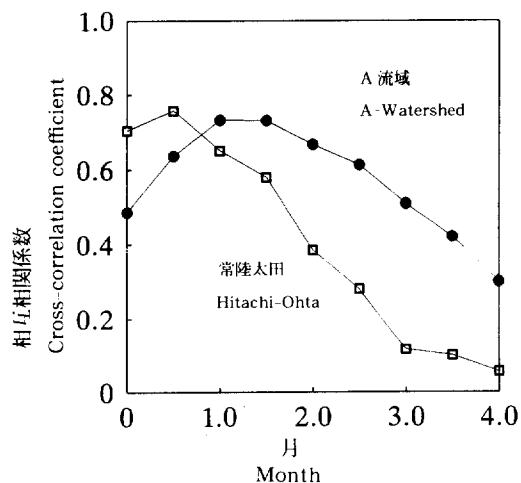


Fig. 33 月基底流出量の時間遅れ

Estimation of lag-time of monthly baseflow using the cross-correlation coefficient

より考察する。開析の進んだ傾斜のなだらかな流域では、谷底部の面積が広くかつ土層が厚いため、谷底部全体が地下水堆積盆のような構造と考えることができる。浸透域である斜面部で浸透した雨水が重力の作用で側方流として斜面を流下し、谷底部に土壤水として供給される。谷底部は粘土質を多く含む土層（飽和透水係数 $10^{-4} \sim 10^{-5}$ のオーダー）と砂質の土層（ 10^{-3} のオーダー）とが互層を形成するため谷底部への降雨と斜面部から供給された土壤水はゆっくりと浸透して地下水帯に到達するため、時間遅れを伴い基底流量として流出するものと考えられる。このプロセスが土層の貯留効果である。一方、常陸太田に代表される谷底部の未発達または不十分な流域は、土層厚が 1 m 以下と薄くしかも地下水堆積盆の規模が小さなため、斜面部で浸透した雨水が谷底部に地下水として貯留されるより、直ちに流路に流出する成分が多いものと考えられる。従って、谷底部の規模が流域貯留量と基底流量の時間遅れを制限する重要な要因であると考察される。

*) 水文学の滞留時間は、水循環過程で水が大气、不飽和帯、地下水帯、河川等の水文システムの中を通過するのに要する平均時間をいい、河川水の滞留時間 (t) は流域貯留量 (V : mm) と流出量 (Q : mm/y) から $t = V/Q$ と定義される（町田貞ほか, 1981）。本論文の時間遅れは月降雨量時系列と月基底流出量時系列との波形のズレから推定した水移動の遅れ時間で、水文学の滞留時間ではない。

4.3.2 地下水通減特性

無降雨期間の河川流量 (Q_G) は、流域に貯留された地下水や土壤水分によりかん養され通減傾向を示す。この間のハイドログラフは指数関数型の (11) 式または分数関数型の (12) 式により表され、前者が被圧地下水帯からの地下水通減式、後者が不圧地下水帯からの地下水通減式とされている（安藤, 1980）。

$$Q_G = Q_0 \exp(-\alpha t) \quad (11)$$

$$Q_G = Q_0 / (1 + \beta \sqrt{Q_0 t})^2 \quad (12)$$

ここで、 Q_0 : 初期流量 (mm/d) t : 経過日数

α : 被圧地下水通減係数 (d^{-1})

β : 不圧地下水通減係数 (d^{-1})

地下水通減特性を把握するため、降雨終了後 3 日目の日流出量を Q_0 とし、無降雨期間が 10 日以上ある日流出量の通減部について (11), (12) 式を (13), (14) 式のように変形し最小自乗法により地下水通減係数 α , β を求めた。

$$\ln Q_0 / Q_G = \alpha t + \gamma \quad (13)$$

$$\sqrt{Q_0 / Q_G} - 1 = \beta t + \delta \quad (14)$$

Fig. 35 は A 及び B 流域の初期流量と地下水通減係数の関係を示したものである。両者の間には一定の関係が認められないが、平均的に見れば A 流域では $\alpha = 0.011$, $\beta = 0.003$, B 流域では $\alpha = 0.015$, $\beta = 0.005$ となり、これをおおのこの流域における地下水通減係数の代表値とする。これらの値は夏期から冬期への移行期のもので、蒸発散の影響は少ないものと考えられる。期間中の最大無降雨期間は 1984 年 5 月 19 日～6 月 26 日の 40 日間で、その際の A 流域の地下水通減係数は $\alpha = 0.0058$, $\beta = 0.0018$ (Fig. 35 の矢印) となり、代表値より小さな値を示した。次に、日本の試験流域における平均初期流量と地下水通

減係数の代表値を示すと、Table 19 のようになる。なお、初期流量と被圧地下水通減係数との間に明らかな相関関係の認められる流域については除外した。これより、1) 堆積岩流域の地下水通減係数は $\alpha = 0.020 \sim 0.110$, $\beta = 0.008 \sim 0.150$, 花崗岩流域の地下水通減係数は $\alpha = 0.008 \sim 0.022$, $\beta = 0.003 \sim 0.015$ である。2) 初期流量は $0.26 \sim 3.1$ (mm/d) である。この結果を本試験地の地下水通減係数 $\alpha = 0.011 \sim 0.015$, $\beta = 0.003 \sim 0.005$, 初期流量 $3.2 \sim 3.7$ (mm/d) と比較すると、クーニャ試験地の地下水通減特性は、初期流量が大きく地下水通減係数が小さいことにある。

Fig. 36 は各試験地の代表的な地下水通減部を示したものである。ここで、全流域の初期流量が同じと仮定すれば、地下水通減係数の小さな流域は通減式の半減期が長くなるため、地下水賦存量の大きな流

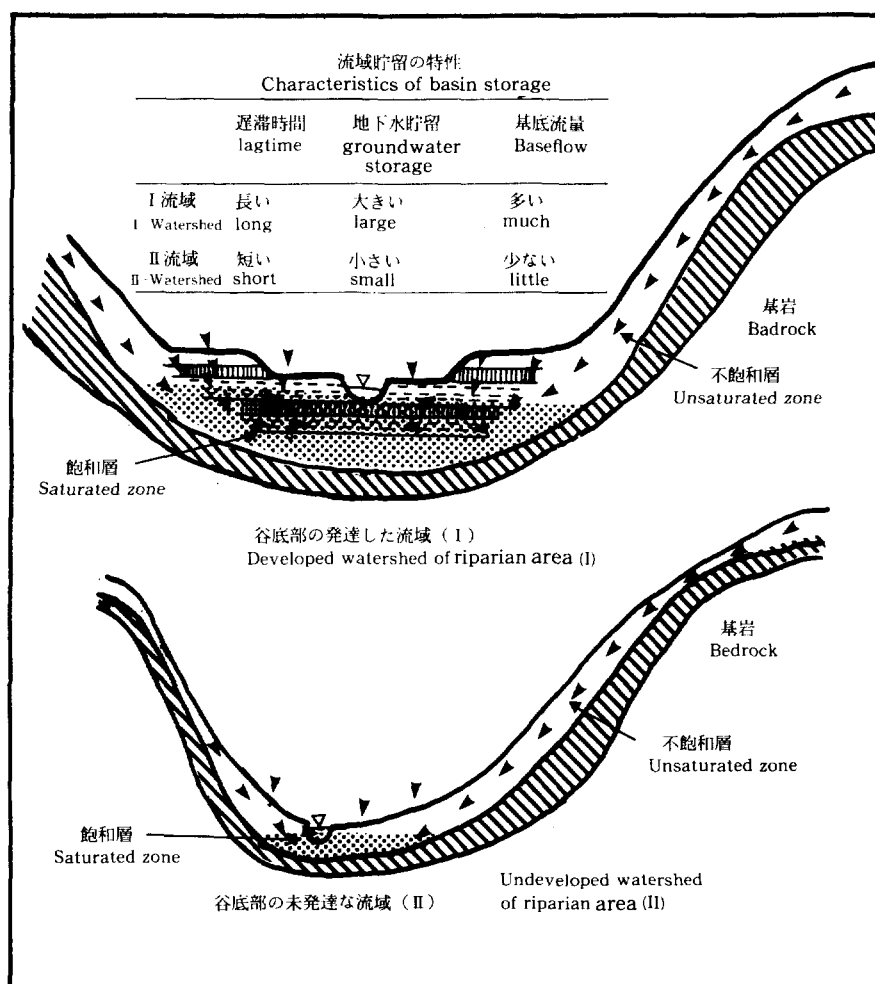


Fig. 34 谷底部の構造と基底流量発生概念図

Conceptual diagram for the structure of riparian area and baseflow generation

域と考えられる。例えば、山口川流域と去川2号沢流域との比較から明らかなように、地下水通減係数の小さな流域は、ある期間の地下水流出量が多くなる。また、Table 16の流況係数とTable 19の不圧地下水通減係数との関係に注目すると、両者の間には正の相関関係が認められる（Fig. 37）。これは、地下水通減係数の小さな流域は流況係数も小さく流出の一様性が高い流域であることを示している。流況特性の検討から本試験地は地下水貯留量が大きく、かつ流出の一様性が高い流域であることを推測したが、地下水通減特性の検討からも同様の結論が得られた。

クーニャ保護区では標高1040～1080 m地帯に谷底部（湿地と平坦地）が分布することが知られているが、流出特性の解析結果より谷底部は直接流出発生の場合であるとともに地下水貯留の場合もあり、流域のマクロ的な流出特性を解明するためには谷底部の評価が極めて重要と考えられる。

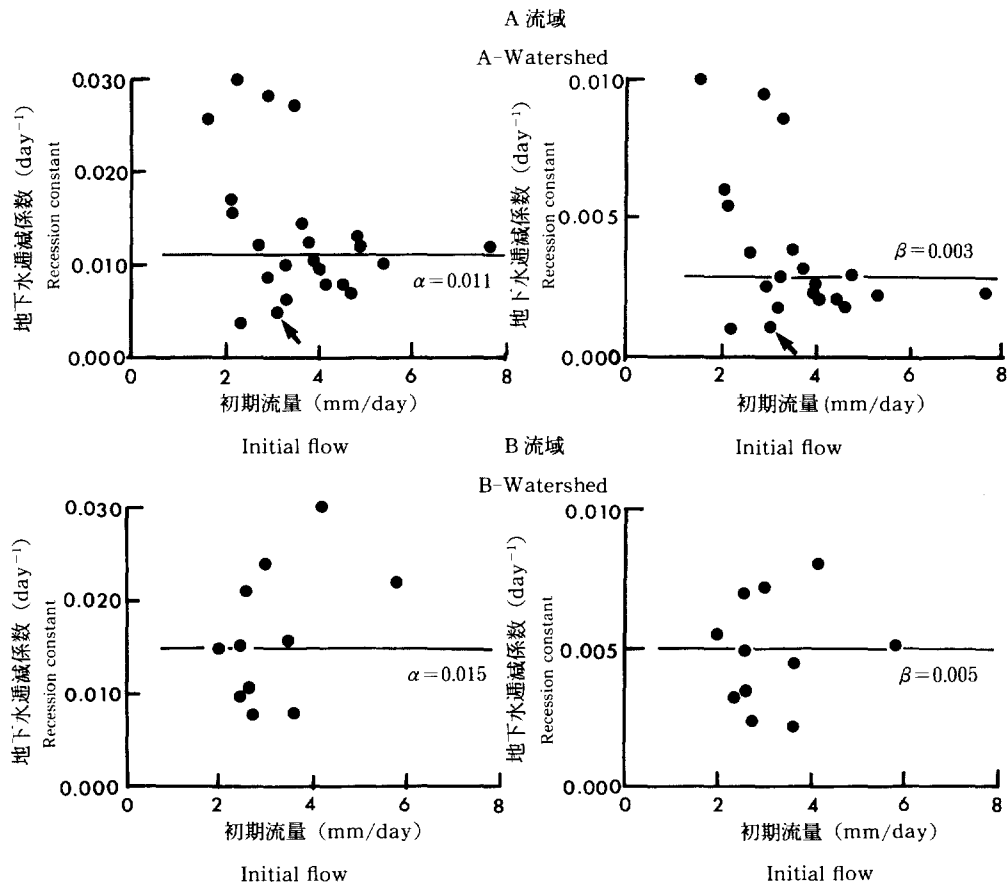


Fig. 35 初期流量と地下水通減係数との関係

Relationship between initial flow and recession constant at the Laboratory

α : Recession constant of confined groundwater

β : Recession constant of unconfined groundwater

Table 19. 比較対象流域の地下水通減係数

Recession constant of forested experimental watersheds in Japan

試験地名 Experimental site	流域名 Watershed	流域地質 Geology	資料数 Numbers of data	初期流量 Initial flow (mm/d)	α (d ⁻¹)	β (d ⁻¹)
釜淵 Kamabuchi	1号沢 No. 1	堆積岩 Sedimentary rock	17	0.43	0.110	0.150
	2号沢 No. 2	堆積岩 Sedimentary rock	17	0.56	0.090	0.085
宝川 Takaragawa	本流 Honryu	花崗岩, 堆積岩 Granite, Sedimentary rock	10	2.76	—	0.025
	初沢 Syozaawa	堆積岩 Sedimentary rock	15	1.00	0.065	0.060
常陸太田 Hitachiohta		堆積岩 Sedimentary rock	25	1.29	—	0.010
裏筑波 Uratsukuba	山口川 Yamaguchi-gawa	花崗岩 Granite	18	1.90	0.008	0.003
	祖父ヶ峰 Sofugamine	花崗岩 Granite	14	1.47	0.015	0.007
愛知演習林 Aichi	穴の宮 Ananomiya	花崗岩 Granite	17	2.06	—	0.015
	白坂 Shirasaka	花崗岩 Granite	25	1.99	0.020	0.010
	東山 Higashiyama	花崗岩 Granite	22	1.98	0.025	0.010
竜の口山 Tatsuno-kuchi-yama	北谷 Kitadani	堆積岩 Sedimentary rock	22	0.26	0.020	0.030
	南谷 Minamidani	堆積岩 Sedimentary rock	18	0.27	0.27	0.035
大蔵 Ohyabu	西 3 Nishi 3	堆積岩 Sedimentary rock	13	3.10	—	0.012
	西 4 Nishi 4	堆積岩 Sedimentary rock	11	2.71	0.025	0.008
去川 Sarukawa	1号沢 No. 1	堆積岩 Sedimentary rock	23	1.27	—	0.025
	2号沢 No. 2	堆積岩 Sedimentary rock	23	1.32	0.025	0.030
	3号沢 No. 3	堆積岩 Sedimentary rock	23	1.51	0.035	0.020
クーニャ Cunha	A流域 A-watershed	花崗岩 Granite	23	3.77	0.011	0.003
	B流域 B-watershed	花崗岩 Granite	10	3.20	0.015	0.005

 α represents the constant of confined groundwater recession equation.

$$Q_G = Q_0 \exp(-\alpha t)$$

 β represents the constant of unconfined groundwater recession equation.

$$Q_G = Q_0 / (1 + \beta \sqrt{Q_0 t})$$

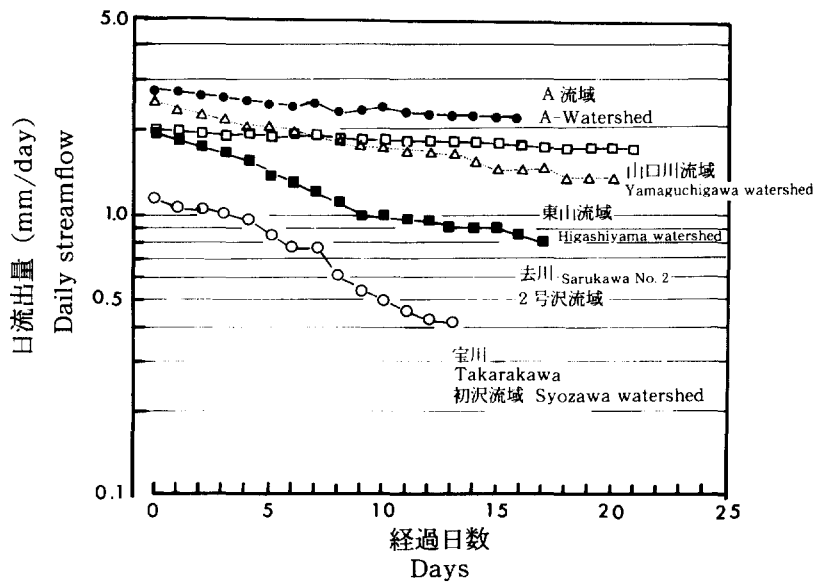


Fig. 36 地下水通減曲線の一例

Example of recession curves in forested watersheds in Japan

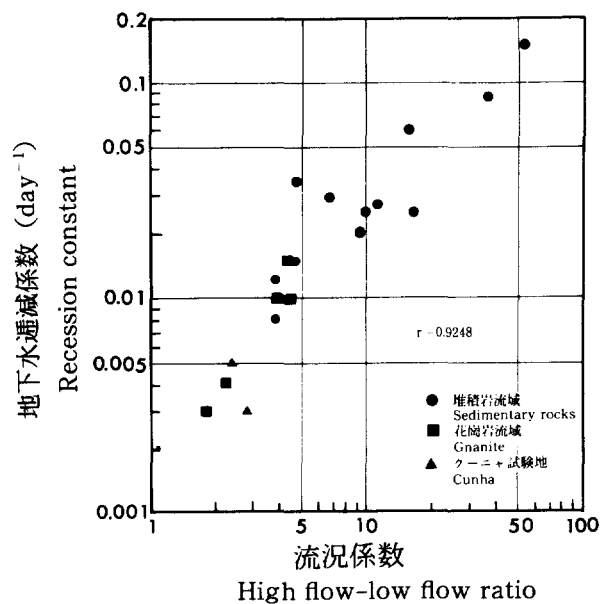


Fig. 37 流況係数と地下水通減係数の関係

Relationships between high flow to low flow ratios and recession constants in forested watersheds in Japan

5 亜熱帯流域の流出過程

本章では森林水文試験から得られた知見を、森林流域の水収支、流出過程という視点から整理し、本試験地の水文環境の特徴を実証的に述べる。

5.1 年水収支

一般に、量水不可能な深層透過量や他流域からの流入量が無視できる流域において水年を単位とする水収支式は次のように表わされる。

$$P=R+ET\pm\Delta S \quad (15)$$

ここで、P；年降雨量（mm） R；年流出量（mm）

ET；年蒸発散量（mm） ΔS ；流域貯留量の変化（mm）

(15) 式で $\Delta S=0$ であれば、 $P-R$ より年蒸発散量を推定する事ができるが、湿潤流域では必ずしも水年単位で $\Delta S=0$ とはならぬようである。しかしながら、湿潤流域の年平均流出量は10年間の降雨流出記録を利用すれば ΔS 値は全流出量に比較して小さくなり、また10年記録から求めた年平均損失量は長期の平均値と大差がなくなるとされている（WISLER, 1959）。Table 20 は A 流域の8水年の年水収支表で平均年降雨量2381.8 mm に対して平均年流出量は1670.2 mm で、 $\Delta S=0$ とすれば平均年蒸発散量

Table 20. A 流域の年水収支
Annual water balance at A—watershed

水 年 Water year	降雨量 Annual rainfall (mm)	直接流出量 Annual direct runoff (mm)	基底流出量 Annual baseflow (mm)	流出量 Annual streamflow (mm)	損失量 Annual losses (mm)
1983	2 583.5	197.8	1 630.5	1 828.3	755.2
1984	1 852.0	148.8	1 197.2	1 346.0	506.0
1985	3 113.3	748.9	1 973.5	2 722.4	390.9
1986	2 378.6	184.9	998.2	1 183.1	1 195.5
1987	2 602.3	230.6	1 734.6	1 965.2	637.1
1988	2 191.2	221.9	1 370.4	1 592.3	598.9
1989	2 466.1	199.3	1 326.2	1 525.5	940.6
1990	1 867.3	187.9	1 010.9	1 198.8	668.5
平均 Mean	2 381.8	265.0	1 405.2	1 670.2	711.6
率 Percent	100.0	11.1	59.0	70.1	29.9

は 712.0 mm となる。年蒸発散量は 400~1 200 mm と変動幅が大きいため、水年単位で $\Delta S=0$ とすることは危険であり、本流域では (15) 式の年蒸発散量を年損失量とするのが妥当と考えられる。任意の地点における蒸発散能は気象データにより推定できるため、気象観測露場の気温データを用いてハモン式により月別の平均日蒸発散能 (E_{PT} ; mm/d) を計算し、年蒸発散能を推定した (Table 21)。

$$E_{PT}=0.140 D_0^2 q_t \quad (16)$$

ここで、 D_0 ; 日照時間 (12 h/d)

q_t ; 日平均気温に対する飽和絶対湿度 (g/m^3)

熱帯のように太陽放射の年変化が小さく、蒸発量が湿度や雲量に大きく関係する条件のもとでは、気温だけによる方法は、年総量はともかく月々の蒸発散能の推定にはほとんど無力であるとの指摘もあるが (樞根, 1974), ここでは大凡の年蒸発散能を知ることを目指すため本法を適用した。Table 21 より本地域の年蒸発散能は 700~800 mm と計算され、水収支法による 8 水年の平均値 712 mm は平均年蒸発散量としてはばり妥当な値と推定される。また、B 流域の年水収支 (Table 22) の平均値は年降雨量 1 974 mm, 年流出量 1 390 mm, 年損失量 583 mm で、年降雨量に対する年流出量及び年損失量の割合はそれぞれ 70%, 30% となり、A 流域と同様な結果が得られた。本試験地は南緯 23°13' の亜熱帯地域であるが年蒸発散量は年降雨量の約 30% と少ない。これは、1) 標高が 1 000 m 以上の高地であるため年平均気温が 16.5℃ と低いこと、2) 海風により湿った空気が流れ込み濃霧が発生して、空中湿度が高いこと、などの理由により緯度の割合には蒸発散量が少ないものと考えられる。

HEWLETT (1981) は米国東部の湿潤地方では通常、全流出量の 70% は基底流出量で、30% が直接流出量であるが、上流部の良好な森林で覆われた流域は全流出量の 85% が基底流出量であるとしている。一方、日本の試験流域では、愛知演習林白坂及び数成流域の全流出量に占める基底流出量の割合はそれぞれ 73.9%, 66.6% であり、常陸太田流域は 67.2% である。このように、全流出量に占める基底流出の割合が 70% 程度の流域が多いようである。従って、A 流域 84%, B 流域 74% という数値は全流出量に対する基底流出成分の割合が大きな流域であり、これが本試験地の年水収支における特徴である。

5.2 流出量の季節変化

年水収支として流出量の年総量を述べたが、ここではその季節変動について検討する。Fig. 38 は、A 流域の月降雨量、月基底流出量、月流出量の 8 水年の平均値を示したものである。この地域の気候は、雨季 (10~3 月) と乾季 (4~9 月) に分けられ、中でも、5~8 月が少雨期間となっている。月流出量は雨季の前半は少ないが、雨季の後半より増大し、乾季の月流出量はこの期間の月降雨量より多いことが分かる。ここで、月流出量を流出成分に分けて検討すると、月基底流出量は 10 月を最小値 (年基底流出量の 5.4%), 3 月を最大値 (同 12.6%) とする水年単位の周期変動を示し、少雨期間の流出量は大部分は基底流出成分である。一方、月直接流出量は Fig. 38 の月流出量と月基底流出量に囲まれた部分で、12~4 月の 5 か月間で年直接流出量の約 83% が流出する。月降雨量及び月流出量の季節変化は各水年により変動するが、月基底流出量に関してはおおむね、Fig. 38 に示される周期変動を示すことが分かった。また、A 流域における年降雨量の雨季と乾季への配分割合は、67% と 33% であるのに対して、年流出量のそれは 58% と 42% であった。このように、降雨量が雨季と乾季という季節的な偏りがあるにもかかわらず

Table 21. 森林水文試験地の可能蒸発散量（ハモン式による）
Potential evapotranspiration at the Cunha Laboratory

Year	1982 (mm)	1983 (mm)	1984 (mm)	1985 (mm)	1986 (mm)	1987 (mm)	1988 (mm)	1989 (mm)	Mean (mm)
10	71.3	80.8	68.0	73.0	78.9	74.3	84.2	73.4	74.6
11	78.5	85.3	69.3	70.5	75.7	81.3	81.8	70.9	76.2
12	72.3	72.7	68.9	66.1	72.7	80.4	78.5	68.9	72.3
1	56.4	69.5	67.9	59.9	75.1	77.3	79.2	67.9	67.9
2	54.7	56.0	54.0	53.4	62.0	58.7	58.7	49.7	55.7
3	53.2	63.7	52.3	56.5	61.4	55.5	57.9	55.2	56.9
4	45.4	50.8	45.4	50.8	55.9	58.9	54.9	49.9	50.8
5	42.6	48.9	49.2	44.7	56.7	53.8	52.8	50.3	48.9
6	55.0	50.9	46.8	41.8	48.3	50.3	50.3	46.6	48.3
7	56.7	57.0	55.7	47.2	56.7	65.0	48.9	49.5	53.4
8	66.3	55.8	60.0	63.6	67.1	67.1	60.7	58.2	61.0
9	66.6	61.3	62.0	71.1	69.0	78.2	75.0	65.0	67.8
Annual	719.0	752.7	699.5	698.6	779.5	800.8	782.9	705.5	733.8

Potential evapotranspiration (mm) is calculated by the HAMON method using mean monthly air temperature at the meteorological station of the Laboratory.

Table 22. B流域の年水収支
Annual water balance at B-watershed

水 年 Water year	降 雨 量 Annual rainfall (mm)	直接流出量 Annual direct runoff (mm)	基底流出量 Annual baseflow (mm)	流 出 量 Annual streamflow (mm)	損 失 量 Annual losses (mm)
1988	2 000.1	342.8	1 125.6	1 468.4	531.7
1989	2 165.8	376.9	1 136.8	1 513.7	652.1
1990	1 756.3	358.0	836.7	1 194.9	561.6
平均 Mean	1 974.1	359.2	1 033.0	1 392.3	581.8
率 Percent	100.0	18.2	52.3	70.5	29.5

わらず、流出量の偏りが小さいのが本試験地の水文学的特徴である。

少雨期間（5～8月）の月蒸発散能は50～60 mm/monと推定される（Table 21）ため、この期間の降雨量は蒸発散に利用され、地下水のかん養成分にならないものと考えられる。また、月基底流出量は3月から減少して10月に最小値となるため、9～10月の降雨量の大部分は土湿不足の補給成分となることが推定される。従って、月基底流出量の季節変化から判断して、本試験地における降雨の地下水かん養期間は11～3月、降雨の土湿不足の補給期間は4～10月であると考えられる。

5.3 流出過程と年降雨量の配分

森林水文試験に基づくA流域の流出過程を整理すると次のようになる。

1) 年降雨量に対する年樹冠通過雨量は82.3%，年樹幹流量1.0%である。従って、森林地では年降雨量の16.7%が森林植生により遮断され、地表面に到達する雨量は83.3%である（遮断貯留）。

2) 草地斜面からの年地表流出量は年降雨量のわずか0.64%であるため、林地斜面からの地表流発生は極めて希な現象と推定され、地表面に到達した雨水は浸透し土壤水分貯留となる。浸透した雨水は、斜面部では側方浸透流として斜面を流下し、谷底部に貯留される〔土壤水分貯留〕。

3) 谷底部は粘土質と砂質の互層からなる堆積帯であり、谷底部への降雨と斜面部から供給された土壤水分は、土層中をゆっくり降下浸透して地下水帯に達し、地下水となる〔地下水貯留〕。浸透した雨水は、最終的に1～2か月の時間遅れを伴い基底流量として流路に流出する。年基底流出量は年降雨量の59%を占め、年間を通して安定している〔基底流量〕。

4) 直接流出は流路とそれに近接する湿潤地域より発生し、一降雨量の増加による湿潤地域の拡大と浸透域から供給される中間流により直接流出量が増大する。しかしながら、年降雨量に占める年直接流出量は約11%であり、浸透性の良好な流域と考えられる〔直接流出〕。

5) 年蒸発散量は水収支式より年降雨量の30%と推定され、その内訳は年樹冠遮断量17%，土壤中からの蒸発散量は13%である〔蒸発散量〕。

ここで、森林流域の流出を量的に把握するため、年降雨量2300 mmがA流域内でどのような配分を

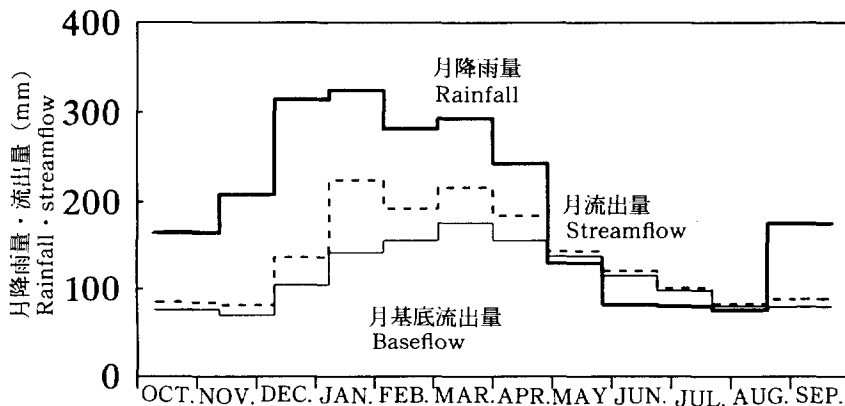


Fig. 38 月降雨量，月流出量の季節変化

Seasonal variation of mean monthly rainfall and streamflow during the period at A-watershed

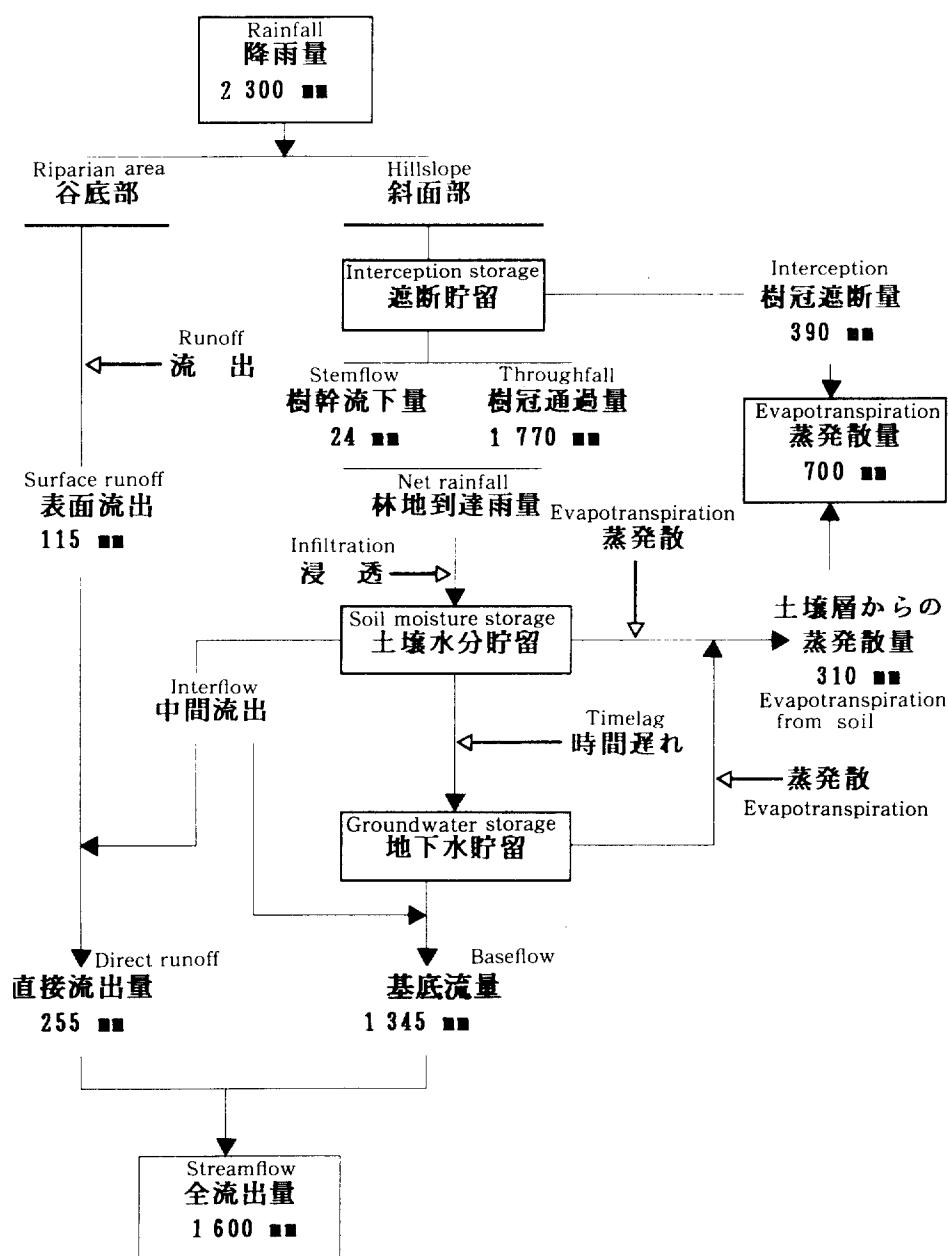


Fig. 39 水移動過程における年降雨量の配分 (A 流域)

The hydrological processes at A-watershed

The value of hydrological elements under 2300mm annual rainfall are calculated from field measurements and hydrograph analysis

もって、水収支構成成分となるかを模式的に示した（Fig. 39）。図中の黒い矢印は森林流域における水循環過程を、白い矢印はその過程に生起する水文現象を示す。年降雨量の配分から、本流域の主要な流出過程は、降雨—遮断貯留—土壤水貯留—地下水貯留—基底流量であることが理解される。

次に、A 及び B 流域の流域特性の相違が、流域水収支の構成要素への年降雨量の配分にどのような影響を及ぼしているかを考察する。両流域の年降雨量に対する年流出量と年蒸発散量の配分割合は 7 対 3 と同じであるが、年流出量の直接流出量と基底流出量への配分割合が異なる。B 流域の植生、斜面部の土層厚及び孔隙特性は A 流域と同じであると仮定すると、両流域の斜面部における樹冠遮断量、雨水の土壤水分貯留量はほぼ同じと考えることができる。一方、B 流域の谷底部の構造が、1) 流出域である湿潤地帯の面積率が約 10% であること、2) 土壤層が浅く 1 m 程度の場所が多いという特徴を持っている。このため、B 流域は直接流出率が高く、その上、一降雨量の増加に伴う直接流出率の増大も大きい（Table 18）。これは、年水収支において B 流域の直接流出量が A 流域より多いという結果に反映されている。ある降雨量に対する直接流出成分が多いことは、雨水の土壤への浸透・貯留量の減少を意味し、その結果として基底流出成分が減少することになる。従って、両流域の流域特性の相違は、直接流出量と基底流出量の配分割合の相違として評価される。

6 森林流域の流出過程のモデル化と水文学的評価

本章ではクーニャ森林水文試験の知見に基づき流出過程のモデル化を行い、この日流出モデルにより森林流域の水文学的評価をし、森林の水源かん養機能とはどのような作用であるのか水文学的考察を加えることとした。

6.1 概念モデルの森林水文試験への利用

流出モデルは過去の洪水、流出解析や土地利用形態の変化に伴う流出量変化の予測等に用いられる流出解析の一手法である。流出モデルにより流域の水文学的評価を行う場合、洪水量や渇水量の予測のみならず水収支構成成分の定量的評価が重要である。このような観点より、本論文では流出モデルとして概念モデル（Conceptual model）を用いた。このモデルは、CRAWFORD and LINSLEY（1962）により開発された Stanford model と同類のもので、以下のような特徴を持っている。1) 入力である降雨はモデルの構成要素である貯留槽中を移動する間に、最終的に蒸発散として大気中、または流量として河川に出力される。2) 貯留槽間の水移動は、おのおのの貯留槽に対して与えられた物理則に近似した機能により制御されている。3) モデルのパラメータは水文観測、室内実験及びコンピュータの最適化手法により決定される（BLACKIE, 1979）。

ここで、森林流域を対象とする概念モデルの構造について述べる。英国水文学研究所の Four-store conceptual model はケニアの Kericho と Kimakia 試験地の水収支解析のために開発され「樹冠遮断貯留」、「表面貯留」、「土壤水分貯留」及び「地下水貯留」の 4 個の貯留槽と「表面流出機能」より構成されている（BLACKIE, 1979）。MOORE ら（1983）は、流域を「樹冠遮断帯」、「土壤帯」及び「地下水帯」の 3 個の貯留槽により表現し、アパラチア山脈の急峻な森林流域に適用している。また、ニュージーランド林業試験場の日水収支モデルは「遮断貯留」と「Regolith store」の 2 槽からなり、日蒸発散量の推

定に用いられている (PEARCE, 1984)。このように、概念モデルでは森林流域は 2~4 個の貯留槽により表現され、地下部 (地表面から新鮮な基岩まで) を一つの貯留槽と仮定すれば、Regolith store となり、地下部を不飽和帯と飽和帯に分離すると土壤水分貯留槽と地下水貯留槽となる。地上部は遮断貯留槽だけであるが、地上部から地下部への遷移面である地表面に表面貯留槽を設定すれば 4 槽となり、これを土壤水分貯留槽に含めれば 3 槽となる。しかしながら、既存の多くの降雨流出モデルについてその推定精度を比較検討した結果、必ずしも複雑な構造を持つモデルが良い結果をもたらすものではなく、単純な構造のモデルによっても十分な結果を得ることが可能であるとされてる (MOORE *et al.*, 1983)。従って、流出モデルにより流域の何を評価するかという研究目的により、適用されるモデルの構造が異なるものと考えられる。

次に、日本における解析例について整理する。塚本 (1966) は、山地流域内に生起する降雨、貯留、流出及び蒸発散の水文現象を流域の地帯区分により説明し、その結果を水収支モデル図として作成している。これは森林流域の流出過程を考える上で有効な方法である。また、遠藤 (1981) は既存のモデルを参考に数理モデルを開発し、森林施業が夏期間の水収支に及ぼす影響を予測し、森林流域の水保全機能の計量化を行っている。一方、安藤 (1982) は流域の水循環過程に基づく長期流出モデルを作成し、森林流域に適用して良好な日流出量の再現結果を得ている。さらに、福嶋 (1986) は直接流出量の推定に表層土壌厚分布は対数正規分布にしたがうという確率論的手法を適用した水循環モデルを開発し、流出解析と森林流域の水収支構成成分の評価を試みている。このように、森林流域で生起する複雑な水文現象を流域の水循環または流出過程という観点から総合化し、できるだけ簡単な関数により現象が表現されるようなモデル化が行われている。

6.2 森林流域の流出過程のモデル化とその適用

6.2.1 流出過程のモデル化

流出過程のモデル化は、対象とする流域に生起する水文現象の概念化を行い、それをどの様に数理モデルに組み立てるかという作業にある。ここで、クーニャ試験地のモデル化のための基本的な考え方を整理する。

はじめに、モデル化の前提条件として、前節までに述べてきた年水収支の解析結果より、本流域では次の水収支式が成立するものとする。

$$P(t) - E_T(t) - Q(t) = S(t) - S(t-1) \quad (17)$$

ここで、 $P(t)$; 日降雨量, $E_T(t)$; 日蒸発散量

$Q(t)$; 日流出量 $S(t)$; 当日の流域貯留量

$S(t-1)$; 前日の流域貯留量

水文試験から得られた知見に基づき、 $Q(t)$, $S(t)$, $E_T(t)$ の発生機構についてモデル化を行う。本試験地は日本の山地流域と比較して、山腹斜面がなだらかで谷底部の面積が広い構造であるため、流域は斜面部と谷底部とに 2 分割される。斜面部と谷底部に生起する流出現象は以下ようになる。斜面部は降雨の浸透域であり、谷底部は直接流出が発生する流路及び湿潤地帯 (流出域) と浸透域からなる。通常、山腹斜面の土層は飽和状態になることは希であり、斜面部の飽和透水係数は A 層 $10^{-2} \sim 10^{-3}$ (cm/s),

B 層 10^{-3} のオーダー（雨水の浸透強度に換算すると約 30 mm/h）と浸透性が良好であるため、林地斜面への降雨は土壤中に浸透し、浸透した雨水は側方流として谷底部に移動するものとする。谷底部は降雨時における直接流出の発生の場合であるとともに地下水貯留の場合でもあり、地下水帯に貯留された水分はある地下水流出レート（地下水通減係数）により基底流量として流路に流出される。降雨時はこれに直接流出成分が加わり流出量となる。

蒸発散現象は次のようになる。森林や草本で被覆されている斜面部と谷底部では、降雨は植生により遮断され、直ちに大気中に蒸発し損失雨量となる。一方、無降雨時には蒸発散作用により土壤中の水分が損失する。斜面部では蒸発散が有効土壌層（平均土壌深 150 cm）から行われるため、その利用可能な水分量には限界がある。谷底部の湿潤地帯では地下水帯から水分補給があるため、蒸発散はポテンシャル・レートで行われる。また、湿潤地帯以外の谷底部はその中間型と推定されるが、土壌水分が $pF=1.0 \sim 2.5$ の範囲で変動しているため、土壌水分不足による蒸発散の抑制作用は発生しないものと考えられる。

6.2.2 水収支モデルの構造と解析方法

本論文ではモデルの構造が簡単でパラメータの値が水文観測より得られる安藤の長期流出モデルを改良し、クーニャ試験地のための水収支モデルを開発した。本モデルは樹冠遮断試験と土壌調査結果に基づき作成されているため、安藤モデル（1982）と比較して遮断貯留槽と土壌水分貯留槽の構造がより明確に森林流域の流出過程を反映している。従って、水収支構成成分の定量的評価が可能となり、本論文の目的である森林流域の水文学的評価に適した流出モデルであると考えられる。

水収支モデルの概念図は Fig. 40 のようになり、その構造は以下になる。流域は降雨の大部分が土壤中に浸透する浸透域と直接流出が発生する流出域とに分けられる。浸透域は上から順に「遮断貯留」、「土壌水分貯留」、「地下水貯留」の 3 個の貯留槽からなっている。流出域は降雨から直接流出への変換過程を「直接流出の発生機能」により制御されている。モデルへの入力の日降雨量で、出力は日直接流出量、日基底流出量、日蒸発散量及び日遮断雨量（降雨日のみ）であり、単位はいずれも水高（mm/d）である。日蒸発散量は気象観測露場の月平均気温より、ハモン式を用いて月平均日蒸発散能 $E_0(t)$ を計算し、それに補正係数（ e ）を掛けて推定した。以下に、各貯留槽の構造を示す。

1) 遮断貯留槽の構造

遮断貯留槽の構造は林地と草地で異なり、湿潤地帯の遮断雨量は 0 とする。

林地の遮断雨量（ I_{FO} ）；森林面積率（ A_F ）と第 3 章の樹冠遮断の解析結果より、林外雨量 0.7 mm 以上で樹冠通過量が発生し、林外雨量と樹冠遮断量の回帰式の係数（平均樹冠遮断率とする）が 0.115 であるから、 I_{FO} は次式で推定した。

$$P(t) \leq 0.7 \text{ mm} \quad I_{FO}(t) = A_F P(t) \quad (18)$$

$$P(t) > 0.7 \text{ mm} \quad I_{FO}(t) = A_F \{0.155 P(t) + 0.70\} \quad (19)$$

草地の遮断雨量（ I_G ）；草地面積率（ A_G ）と草本類の最大保水量は 1 mm 以下とされている（村井, 1970）ので本論文では草地の最大遮断雨量を 0.5 mm とし、 I_G は次式で推定した。

$$P(t) \leq 0.5 \text{ mm} \quad I_G(t) = A_G P(t) \quad (20)$$

$$P(t) > 0.5 \text{ mm} \quad I_G(t) = 0.5 A_G \quad (21)$$

従って、流域全体の遮断雨量は (22) 式により求められる。

$$I_T(t) = I_{FO}(t) + I_G(t) \quad (22)$$

2) 土壌貯留槽の構造

土壌層は上部不飽和帯と下部不飽和帯に分けられ、毛管水帯を無視した場合、土壌に浸透した雨水は

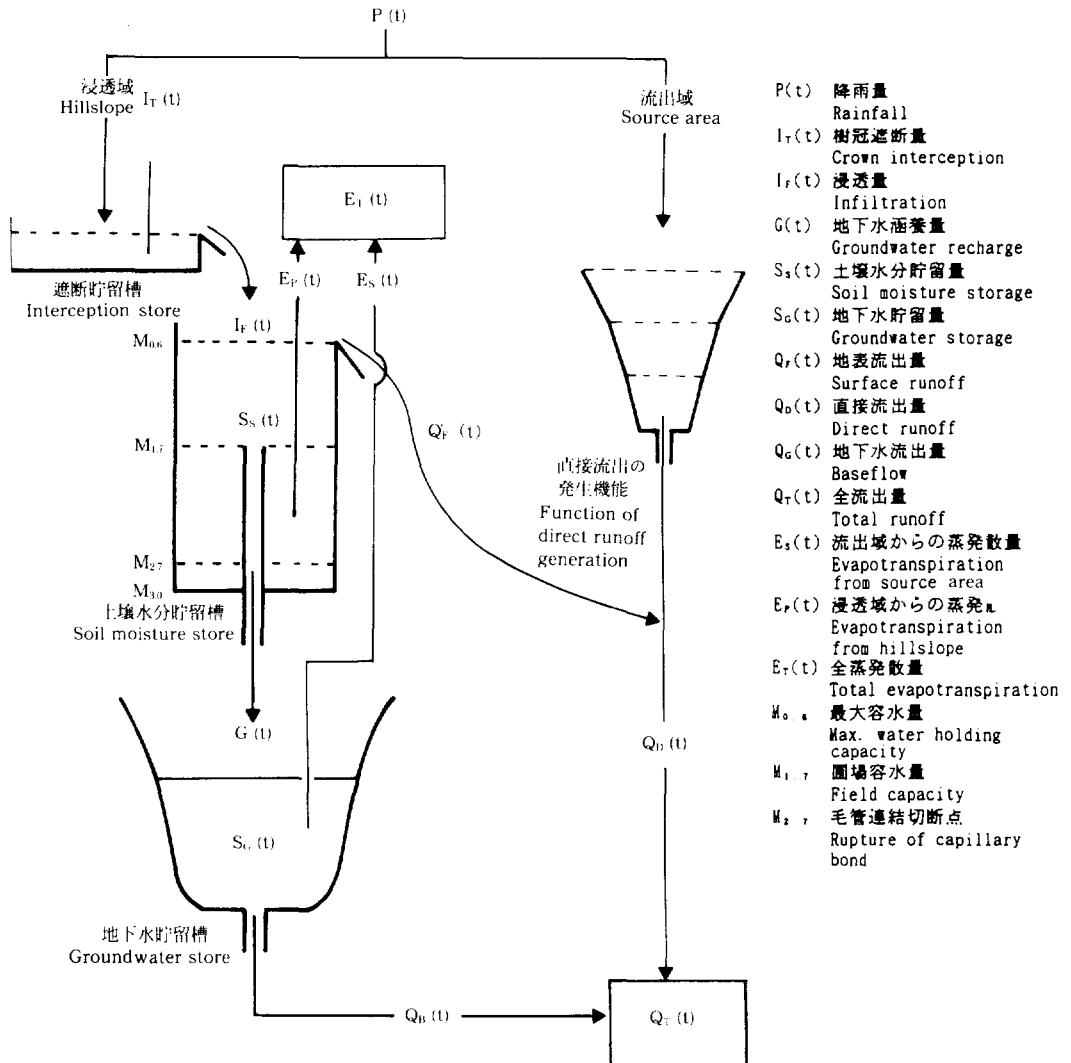


Fig. 40 水収支モデルの概念図

Schematic diagram of the water balance model

The model developed for the Laboratory bases on the Long-term runoff model proposed by ANDOH (1982).

上部帯で蒸発散作用により土壌水の一部を失い、上部帯から下部帯へ供給された土壌水はそこで時間遅れと拡散作用の影響を受けるが最終的には飽和帯に到達し地下水かん養になる（KINZELACH, 1986）。斜面部の有効土層 150 cm を上部不飽和帯の厚さとし、下部不飽和帯は地下水かん養に対して時間遅れを与える機能を有するが、水収支的には影響が無いものと仮定する。浸透域の蒸発散量はポテンシャル・レート以下とし、蒸発散量は土壌水分貯留槽から損失する。

ここで、土壌貯留槽への浸透量を $I_F(t)$ 、有効雨量を $R_E(t)$ 、浸透域からの蒸発散量を $E_P(t)$ とすれば、土壌貯留槽の水分貯留量 $S_s(t)$ は (25) 式で表される。

$$E_P(t) = e(1 - A_s) E_0(t) \quad (23)$$

$$I_F(t) = P(t) - I_T(t) - R_E(t) \quad (24)$$

$$S_s(t) = S_s(t-1) + I_F(t) - E_P(t) \quad (25)$$

土壌水分貯留量の変化は浸透量の多少により、次式で表示される。

$$I_F(t) + S_s(t-1) > M_{0.6} \text{ のとき}$$

$$O_F(t) = \{S_s(t-1) + I_F(t)\} - M_{0.6} \quad (26)$$

$$G(t) = 0.9(M_{0.6} - M_{1.7}) \quad (27)$$

$$S_s(t) = \{0.1(M_{0.6} - M_{1.7}) + M_{1.7}\} - E_P(t) \quad (28)$$

$$M_{1.7} < I_F(t) + S_s(t-1) < M_{0.6} \text{ のとき}$$

$$G(t) = 0.9\{S_s(t-1) + I_F(t) - M_{1.7}\} \quad (29)$$

$$S_s(t) = [0.1\{S_s(t-1) + I_F(t) - M_{1.7}\} + M_{1.7}] - E_P(t) \quad (30)$$

$$I_F(t) + S_s(t-1) < M_{1.7} \text{ のとき}$$

$$G(t) = 0 \quad (31)$$

$$S_s(t) = S_s(t-1) + I_F(t) - E_P(t) \quad (32)$$

3) 地下水貯留槽の構造

本試験地の流域は、HORTON の一次から二次河川に相当する最上流端の山地小流域であり、基底流出成分の大部分は比較的浅層に存在する不圧地下水によりかん養されていると考えられるため、分数関数型の地下水通減式を適応した。分数関数型の地下水通減式は貯留型流出モデルで、地下水流出量は地下水貯留量の 2 乗に比例すると考えられている。湿潤地帯の日蒸発散量 $E_s(t)$ はポテンシャル・レート（日蒸発散量＝日蒸発散能）で発生し、地下水貯留槽より損失する。ここで、地下水貯留量を $S_g(t)$ とすれば、地下水流出量 $Q_G(t)$ は (35) 式で表され、地下水通減係数は第 4 章の解析結果より $\beta = 0.003$ とする。

$$E_s(t) = A_s E_0(t) \quad (33)$$

$$S_g(t) = S_g(t-1) + G(t) - E_s(t) \quad (34)$$

$$Q_G(t) = \beta^2 S_g(t)^2 \quad (35)$$

4) 直接流出の発生機能

有効雨量は第 4 章の一降雨量と直接流出率の関係（Fig. 27）から、次の (36), (37), (38) 式で推定した。

$$0 < P(t) \leq 40 \quad R_E(t) = 0.05 P(t) \quad (36)$$

$$40 < P(t) \leq 80 \quad R_E(t) = 0.05 P(t) + 0.15 \{P(t) - 40\} \quad (37)$$

$$P(t) > 80 \quad R_E(t) = 0.05 P(t) + 0.15 \{P(t) - 40\} + 0.20 \{P(t) - 80\} \quad (38)$$

ここで、0.05 を基本流出率 (f_0)、0.15 を一次流出率 (f_1)、0.20 を二次流出率 (f_2) とする。

有効雨量は単位図法により日直接流出量に変換される。流出解析の結果から A 流域における直接流出の継続日数は 2 日であり、その配分率は第 1 日目が 0.9、第 2 日目が 0.1 であった。従って、有効雨量は (39)、(40) 式により日直接流出量に変換される。

$$Q_D(t) = 0.9 R_E(t) \quad (39)$$

$$Q_D(t+1) = 0.1 R_E(t) \quad (40)$$

日降雨量は、最終的に (41) 式の日流出量と (42) 式の日蒸発散量となる。

$$Q(t) = Q_D(t) + Q_G(t) \quad (41)$$

$$E_T(t) = E_P(t) + E_S(t) \quad (42)$$

以上が水収支モデルの構造であるが、本モデルのパラメータである日蒸発散量の補正係数は水文観測より求めることができないため、試行錯誤により決定する必要がある。そこで、1983～1985 水年を本モデルの同定期間とし、補正係数を (43) 式の範囲で 0.05 刻みでシミュレーションし、(44)、(45) 式の評価関数を最小とする補正係数 $e=0.75$ を得た。 $e=0.75$ は全期間にわたって用いられた。

$$0.5 \leq e \leq 1.0 \quad (43)$$

実測ハイドログラフと計算ハイドログラフとの適合性の検討は、一水年間の全流出量の相対誤差 (F_1) と一水年間の日流出量の相対誤差の平均値 (F_2) を評価関数として行った。

$$F_1 = \left| \sum_{n=1}^{n=365} Q_O(t) - \sum_{n=1}^{n=365} Q_C(t) \right| / \sum_{n=1}^{n=365} Q_O(t) \quad (44)$$

$$F_2 = 1/n \sum_{n=1}^{n=365} \{ |Q_O(t) - Q_C(t)| / Q_O(t) \} \quad (45)$$

ここで、 $Q_O(t)$; t 日目の実測日流出量 (mm),

$Q_C(t)$; t 日目の計算日流出量 (mm)

日流出量の計算に当たり、土壌水分貯留量及び地下水貯留量の初期値を与える必要がある。土壌水分貯留量は次の (46) 式の範囲で 5mm 間隔に日流出量の計算を行い、評価関数を最小とする $S_s(1)$ を初期値として採用した。

$$0.8 M_n \leq S_s(1) \leq M_n \quad (46)$$

また、地下水貯留量の初期値は (47) 式により推定した。

$$S_g(1) = \sqrt{Q_G(1)/\beta} \quad (47)$$

6.2.3 水収支モデルの適合性

Fig. 41 は同定期間のパラメータの値で日流出量の再現を行ったもので、実線は実測ハイドログラフを破線は計算ハイドログラフを示している。Table 23 は誤差評価である。これより次のようなことが分かる。1) 一水年を通じた全体的な傾向を見ると、実測ハイドログラフの波形と計算ハイドログラフとの

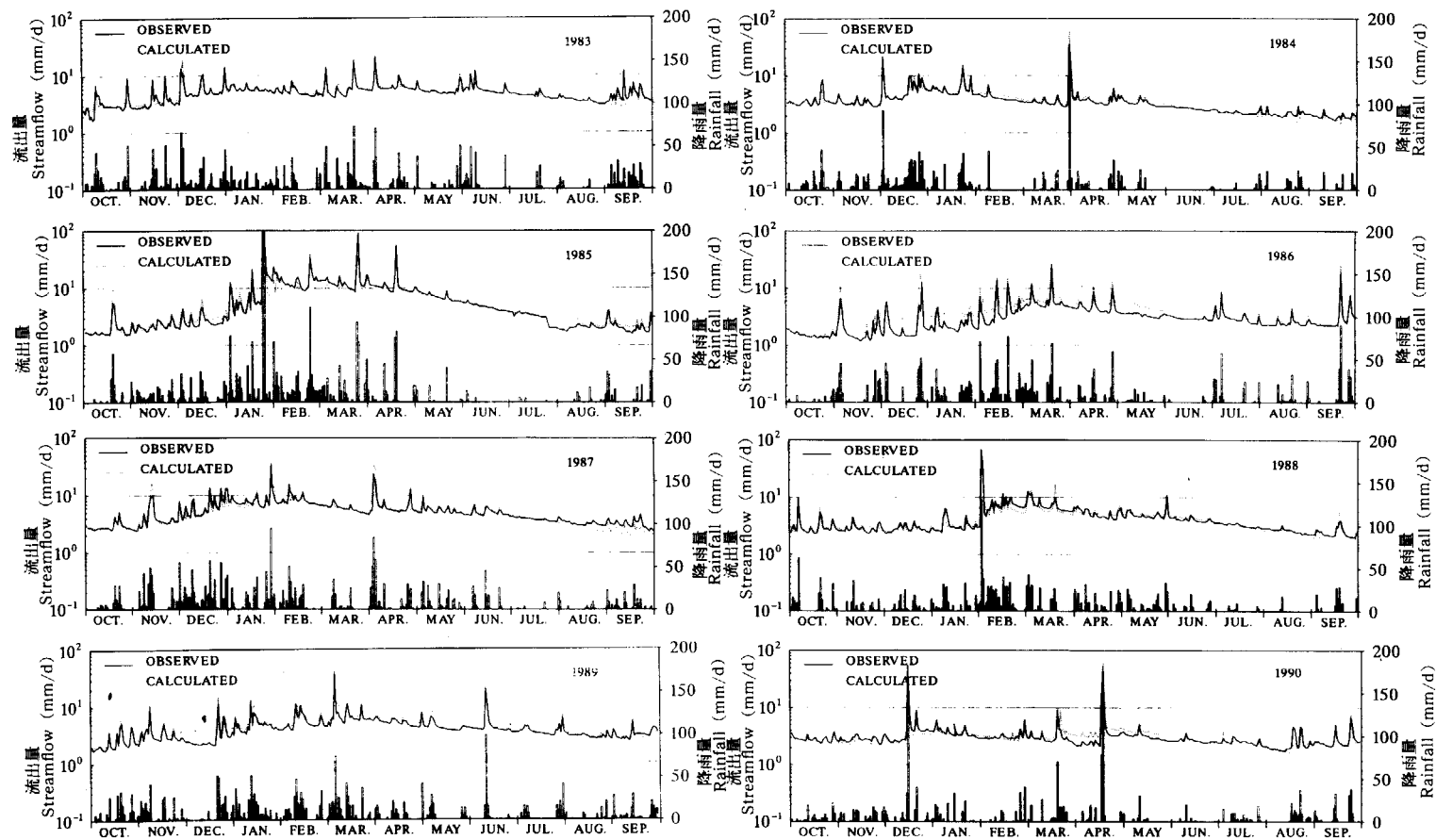


Fig. 41 水収支モデルの適用結果

Annual hydrographs of data observed and calculated by the model

波形が良く対応している。2) 水収支モデルを A 流域に適用した場合の平均相対誤差は, $F_1=0.073$, $F_2=0.1384$ であり, $F_1=0.1$, $F_2=0.15$ の推定精度により日流出量の予測を行うことが可能である。これまでに山地小流域に適用されたタンクモデル (長井ほか, 1980), 長期流出モデル (安藤, 1982), 水循環モデル (福嶋ほか, 1986) 等の適合性は, $F_2=0.1\sim0.3$ またはそれ以上であるため, 本モデルによる年ハイドログラフの再現精度は比較的良好であると判断される。通常, 貯留型モデルは基底流量が卓越して流況の安定している流域では再現性が高いため, 開発された水収支モデルは試験地の水文環境の評価に適したモデルとすることができる。

次に, 計算ハイドログラフの流出成分が適切に直接流出量と基底流出量とに配分されているかを検討する。第 4 章で勾配急変法により基底流出の分離を行い月直接流出量と月基底流出量とを求めたが, これを便宜的に実測ハイドログラフからの推定値 (Q_{DE} , Q_{GE}) とする。一方, 水収支モデルにより計算された日直接流出量と日基底流出量を月ごとに集計したものを計算値 (Q_{DC} , Q_{GC}) とする。推定値を横軸, 計算値を縦軸にとると Fig. 42 のようになる。全体として推定値と計算値とが一致しており, パラメータの値がほぼ妥当であるものと判断される。しかしながら, 月基底流出量が 100~200 mm の範囲で計算値が過大となる例が多く見られる。これらは 1986 及び 1989 水年の月基底流出量である。両年は $F_1=+0.2274$, $+0.0775$ と年流出量を過大に推定しているが, Fig. 41 から明らかなように雨季の基底流出量を過大評価しているためである。

Table 23. 初期値と推定誤差の評価

Optimum initial values and evaluation of errors by the function of F_1 and F_2

水 年 Water Year	土壌水分 貯留量 $S_s(1)$	地下水 貯留量 $S_g(1)$	年流出量の 相対誤差 F_1	日流出量の 相対誤差 F_2
1983	90.0	535.0	-0.0334	0.1038
1984	90.0	615.0	+0.0285	0.1007
1985	100.0	435.0	-0.1162	0.1586
1986	100.0	415.0	+0.2274	0.2670
1987	105.0	560.0	-0.0334	0.1000
1988	90.0	514.0	-0.0581	0.1045
1989	100.0	445.0	+0.0775	0.1408
1990	105.0	525.0	+0.0083	0.1315
Mean	97.5	505.5	0.0729	0.1384

$S_s(1)$; soil moisture storage, $S_g(1)$; groundwater storage

Relative error of annual streamflow (F_1) and relative error of daily streamflow (F_2) are given in equations (44) and (45), respectively.

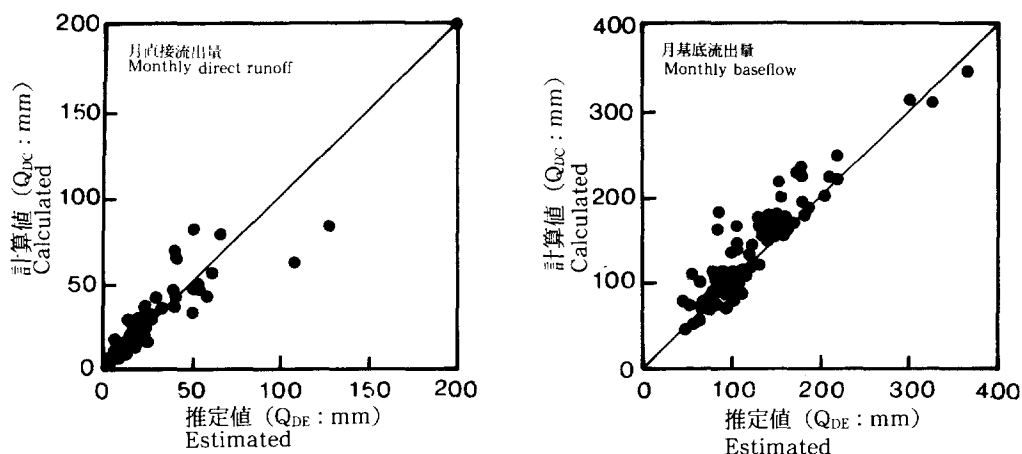


Fig. 42 推定値と観測値の比較

Comparison of estimated and calculated monthly values

Estimated values were obtained by the baseflow separation procedure shown in Fig. 25. Calculated values were obtained from the model.

6.3 水収支モデルによる森林流域の水文学的評価

6.3.1 年水収支の評価

水収支モデルにより計算された日単位の水収支構成成分を集計し年水収支を求めた。モデル上の年水収支は (48) 式で示され、計算結果は Table 24 のようになる。

$$P = Q_D + Q_G + I_T + E_T \pm \Delta S \quad (48)$$

ここで、 P ；年降雨量、 Q_D ；年直接流出量、 Q_G ；年基底流出量、 I_T ；年樹冠遮断量、 E_T ；土壌層からの年蒸発散量、 ΔS ；流域貯留の変化量 ($\Delta S = P - Q_D - Q_G - I_T - E_T$ で推定)

水収支モデルから得られた A 流域の平均的な年水収支は次のようになる。

1) 年直接流出量は年降雨量の 10.8%，基底流出量は 58.0% であり、年流出量は 68.8% となる。ところで、本モデルの有効雨量推定式 ((36), (37), (38) 式) は、次のような一般式により表現できる。

$$Q_{D1}(t) = f_0 P(t) \quad (49)$$

$$Q_{D2}(t) = \sum_{n=1}^{n=2} [f_n \{P(t) - P_n\}] \quad (50)$$

$$Q_D(t) = Q_{D1}(t) + Q_{D2}(t) \quad (51)$$

(49) 式は流出域からの表面流出を表し、(50) 式は流出域の拡大に伴う表面流出成分の増大と斜面部から供給される早い中間流を含む直接流出量であると解釈される。A 流域の基本流出率 ($f_0 = 0.05$) は湿润地帯面積率であり、すべての $P(t)$ に対して $Q_{D1}(t)$ が発生する。また、(50) 式を起源とする $Q_{D2}(t)$

Table 24. 水収支モデルによる年水収支

Annual water balance of A-watershed calculated by the model

水 年 Water year (mm)	降雨量 Rainfall (mm)	直接流出量 Direct runoff (mm)	基底流出量 Base flow (mm)	樹冠遮断量 Interception (mm)	蒸発散量 Evapotran- spiration (mm)	貯留量の変化 Change of basin storage (mm)
1983	2 583.4	184.8	1 571.9	367.3	369.6	+ 89.8
1984	1 852.0	194.2	1 183.5	267.0	398.3	−191.0
1985	3 113.3	533.5	1 731.3	391.8	377.3	+ 79.4
1986	2 378.6	250.9	1 201.1	318.1	436.6	+171.9
1987	2 602.3	253.4	1 646.2	346.6	425.2	− 69.1
1988	2 191.2	203.9	1 293.8	307.7	425.8	− 40.0
1989	2 466.1	225.1	1 426.1	338.6	372.8	+103.5
1990	1 867.3	212.8	996.0	272.4	397.4	− 11.3
Mean	2 381.8	257.3	1 381.2	326.2	400.4	+ 16.7
Percent	100.0	10.8	58.0	13.7	16.8	+ 0.7

Annual direct runoff, annual baseflow, annual interception and annual evapotranspiration are output predicted by the model. Change of basin storage that is a residual of hydrological equation is calculated by subtracting predicted outputs from annual rainfall.

は $Q_D(t)$ と $Q_{D1}(t)$ との差として算出される。年直接流出量に占める $Q_{D1}(t)$ 及び $Q_{D2}(t)$ 成分の平均値を計算すると、 $Q_{D1}(t)=46.3\%$ 、 $Q_{D2}(t)=53.7\%$ であり、 $Q_{D2}(t)$ の最大値は 1985 水年の 70.8%、最小値は 1983 水年の 30.1% であった。従って、年水収支における年直接流出量の変動は、主に $Q_{D2}(t)$ 成分の多少に起因するものと考えられる。

2) 年遮断蒸発量は年降雨量の 13.7%、土壌からの年蒸発散量は 16.8% であり、年蒸発散量は 30.5% となる。A 流域の森林面積率は 80% であるが、モデル上では森林面積率が增大するとそれに比例して遮断蒸発量が増加し、その結果として蒸発散量が増加することが予測される。

3) 流域貯留の変化量 (ΔS) は平均 16.7 mm/y (+0.7%) であるが、水年単位では 100~200 mm の増減幅を示している。 ΔS は水収支式 ((48) 式) の誤差項という性格を持っているが、水収支モデルの ΔS は土壌水分貯留量と地下水貯留量の初期値 ($t=1$) と終期値 ($t=365$ または $t=366$) の差として求めることができる。日流出量の再現に当り、各水年ごとに個別に土壌水分貯留量と地下水貯留量の初期値を与えないで、8 水年の連続計算を行うとすれば、1983 水年の終了時である $S_s(365)$ 、 $S_g(365)$ は自動的に 1984 水年の初期値 $S_s(1)$ 、 $S_g(1)$ となる。ところが、本論文では各水年ごとに初期値を与えているため、与えた初期値とモデルにより計算された前水年の終期値との関係を検討した (Fig. 43)。両者の絶対値の差の平均を求めると 27 mm となり、水収支モデルにより計算された ΔS は、 ± 30 mm 程度の誤差を含むことが推測される。しかしながら、 ΔS は水年単位で平均 100 mm の増減変動を示す場合があるため、水年単位で $\Delta S=0$ として取り扱うことが危険であることが、このモデルからも理解される。

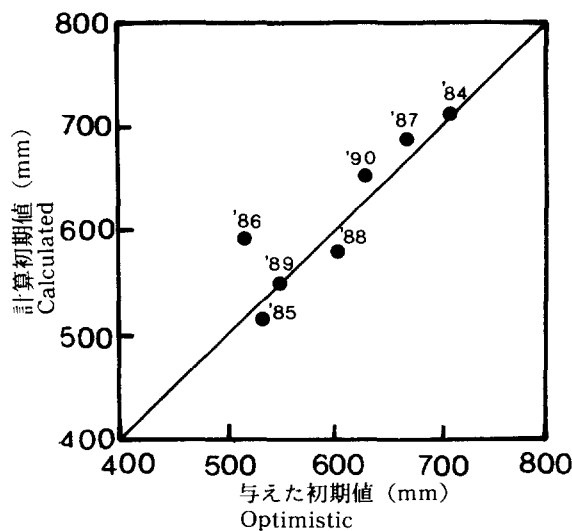


Fig. 43 与えた初期値と計算初期値の関係

Differences in optimistic and calculated initial values

Calculated initial values for the model were given as the final storage of the model in the previous water year. Optimistic values are given in Table 23. In this figure, the value is the sum of soil moisture storage and groundwater storage.

従って、本試験地の年水収支における流域貯留の変化量は100～200 mmと推測され、これは後述するように水移動の時間遅れによるものと考えられる。

6.3.2 遮断貯留の評価

水収支モデルは遮断貯留槽、土壤水分貯留槽、地下水貯留槽から構成されているため、各貯留槽の水位（貯留水深）変化から貯留現象の特性について検討し、森林流域の流出過程に対する各貯留槽の調節機能について考察する。

遮断貯留は、降雨時のみに貯留槽に水位が発生する一時的な貯留現象である。期間中の最大月遮断貯留量は97.5 mm（1985年1月）で、最小は3.5 mm（1984年6月）であった。Fig. 44は平均月降雨量と平均月遮断貯留量の関係を示したものである。月貯留量は15～45 mmであり、月樹冠遮断率（月貯留率）は12.5～17.5%で、少雨月ほど月樹冠遮断率が高くなる。

6.3.3 土壤水分貯留の評価

Fig. 45は1983～1990水年までの日土壤水分貯留量の経年変化を、Fig. 46は月平均土壤水分貯留量の季節変化を示したものである。日土壤水分貯留量の変動は各年降雨量の総量と分布状況の相違により一様ではないが、月平均土壤水分貯留量は水年単位の周期変動を示す。1984、1985及び1987水年は乾季の影響を強く受け、6～8月に土壤水分の不足状態にあったことが知られる。このような水分状態での降雨（例えば、Fig. 26のハイドログラフ No. 1の降雨）は、土湿不足の補給として土壤水分貯留槽に貯留され、地下水かん養成分とはならない。土壤水分貯留槽の年間変動幅は30～70 mmであり、期間中の日最小土壤水分貯留量は52.0 mm（1984年9月27日）で、圃場容水量110 mmより58 mmの土壤水分の不足を示した（Table 25）。一方、1983及び1989水年は年間を通じて比較的湿潤状態であったことが知られる。水分状態が圃場容水量110 mm付近であれば、降雨（例えば、Fig. 26のハイドログラフ No. 2～4の降雨）は樹冠遮断及び直接流出成分を除き、すべて地下水かん養の成分として地下水貯留槽に供

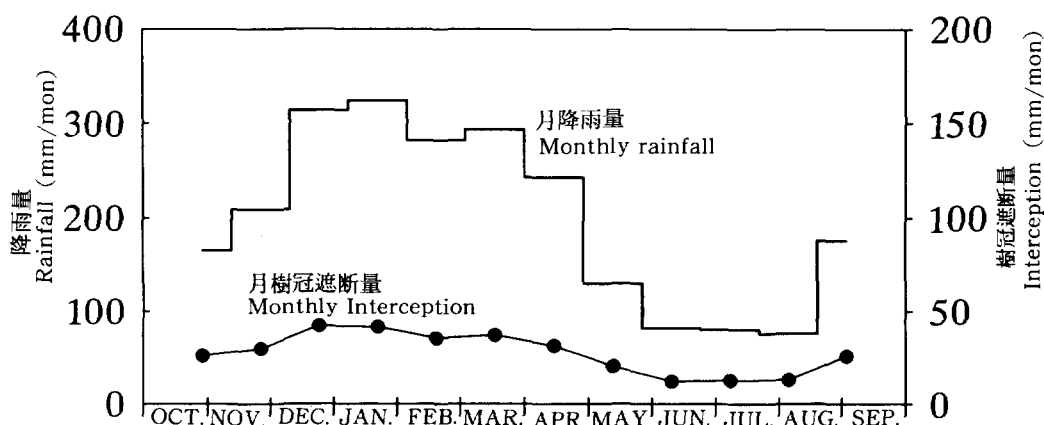


Fig. 44 平均月樹冠貯留量の年周期変動

Monthly variations of mean monthly interception storage calculated by the model

給される。

ここで、土壌水分貯留量の年周期変動の特性を把握するため、平均月降雨量と平均月土壌水分貯留量の関係を求める (Fig. 47)。土壌水分の年周期変動は次のようになる。11～5 月にかけて土壌水分は圃場容水量 110 mm 前後を変動するが、5 月から減少が始まり、8 月に最小値 90 mm を示す。9 月から土壌水分の上昇が始まり 11 月に圃場容水量付近に回復する。この現象をモデル上で解釈すると、土壌水分が圃場容水量付近にある時期 (11～4 月) は降雨の地下水かん養期であり、それ以外の時期 (5～10 月) は降雨の土湿不足の補給期となる。ところで、BETHLAHMY (1962) は土壌水分は植物の生育と関連して年周期変動を示し、圃場容水量の付近で変動する静的相と圃場容水量以下を示す動的相との期間があり、Fig. 47 と同様な概念図を提示している。本モデルにより推定された土壌水分貯留量は、植物の生育と土壌水分量との関係を反映したものではないが、気候上の雨季と乾季に対応した土壌水分貯留の変化を示すことから、流域で生起する水文現象を的確に表現しているものと考えられる。

6.3.4 地下水貯留の評価

Fig. 48 は日地下水貯留量の経年変化を、Fig. 49 は月平均地下水貯留量の季節変化を示したものであ

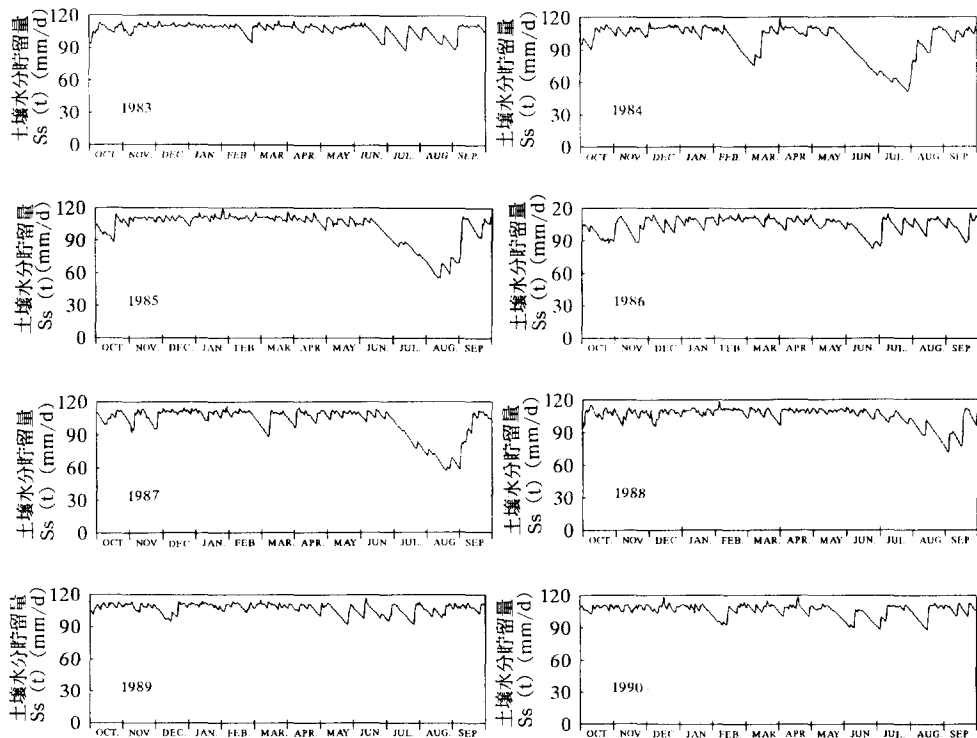


Fig. 45 日土壌水分貯留量の経年変化

Daily variations of soil moisture storage calculated by the model

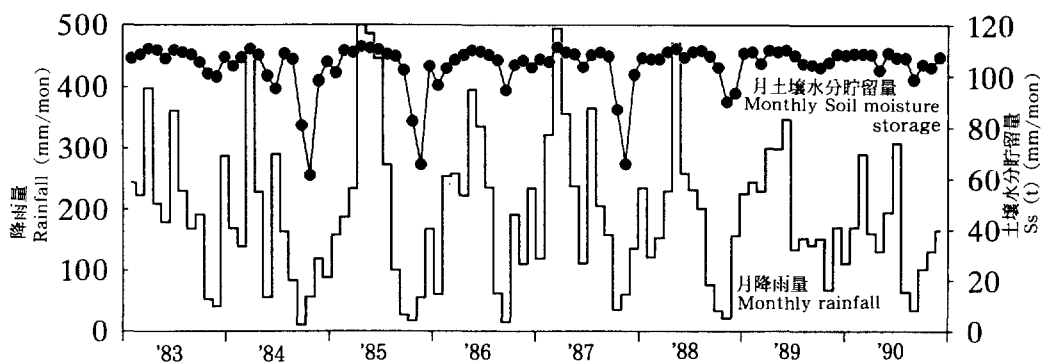


Fig. 46 月土壤水分貯留量の季節変動

Seasonal fluctuation of monthly soil moisture storage calculated by the model

Table 25. 土壤水分貯留量及び地下水貯留量の変動幅

Variation in soil moisture storage and groundwater storage estimated by the model

水 年 Water year	土 壤 水 分 貯 留 量 Soil moisture storage			地 下 水 貯 留 量 Groundwater storage		
	最大値 Maximum (mm)	最小値 Minimum (mm)	変動幅 Range (mm)	最大値 Maximum (mm)	最小値 Minimum (mm)	変動幅 Range (mm)
1983	115.0	88.0	27.0	833.0	507.0	326.0
1984	121.0	52.0	69.0	787.0	396.0	391.0
1985	119.0	56.0	63.0	1 043.0	406.0	637.0
1986	115.5	82.5	33.0	840.5	484.5	356.0
1987	117.0	57.0	60.0	936.0	469.0	467.0
1988	118.0	71.0	47.0	814.0	439.0	375.0
1989	117.0	92.0	25.0	861.5	435.0	426.5
1990	118.5	89.0	29.5	704.5	439.5	265.0
Mean	117.6	73.4	44.2	852.4	447.0	405.4

The maximum (or minimum) value of soil moisture storage shows the maximum (or Minimum) stage of the soil moisture store on the model.
 The maximum (or minimum) value of groundwater storage shows the maximum (or minimum) stage of the groundwater store on the model.

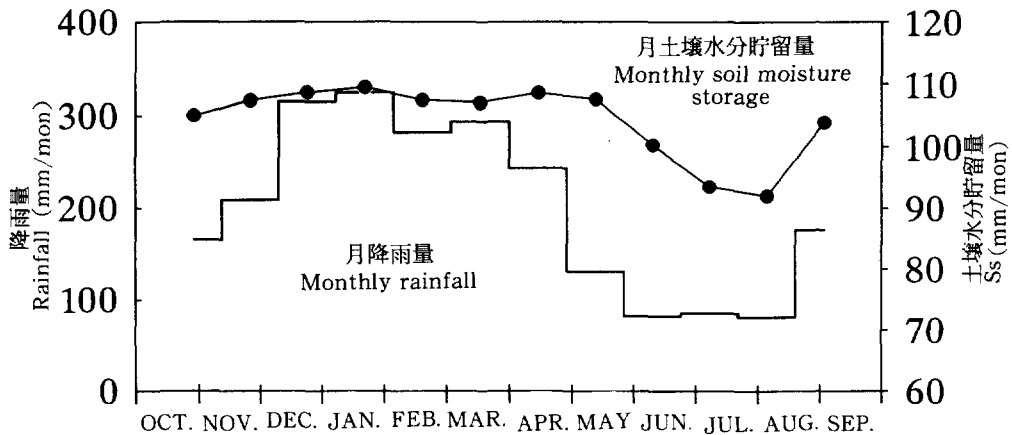


Fig. 47 平均月土壌水分貯留量の年周期変動

Monthly variation of mean monthly soil moisture storage calculated by the model

る。地下水貯留量は水年単位の年周期変動を示すが、その変動幅は一樣ではなく、最大 637 mm、最小 265 mm、平均 405 mm である (Table 25)。地下水貯留槽の年最大貯留水位は 700~1 000 mm であるが、年最小貯留水位は年降雨量の多少にかかわらず 400~450 mm となっている。解析期間中で最大降雨量年であった 1985 年 2~3 月の $S_g(t)$ は 1 000 mm 以上の値を示し、この時の水収支モデルの計算ハイドログラフは実測ハイドログラフより過小となっている (Fig. 41)。これは、 $S_g(t)$ が 1 000 mm を超えるような超過湿状態では、この地下水貯留槽の構造により基底流出過程を説明することが困難であると推測される。これに対応するモデルの構造として、1) $S_g(t)$ についても $M_s(t)$ の $M_{0.8}$ に相当する上限値を設定し、 $S_g(t)$ がその上限値を超過する時、地下水通減係数 (β) より大きな通減係数 (β') を加えた地下水貯留槽の構造とする。2) $S_g(t)$ の上限値を超過する場合は $M_s(t)$ から $S_g(t)$ への地下水かん養は行われず、降雨量はすべて土壌水分貯留槽から地表流出されるモデルの構造とする、ことが考えられる。従って、地下水貯留槽の上限値を設定しそれを超過する浸透量は速やかに排水される構造の改良型モデルの検討が必要と考えられる。地下水貯留槽の最大貯留容量を約 1 0000 mm と仮定すれば、その水位は 450~1 000 mm の範囲で変動し、各水年の水位変動幅は年降雨量と年蒸発散量の多少により異なることが理解される。

Fig. 50 は平均月降雨量と平均月地下水貯留量の年周期変動を示したものである。地下水貯留量は 10~2 月までが上昇期で 3~4 月に最大値 770 mm を示し、5~9 月までが下降期で 9 月に最小値 495 mm を示す。一方、平均月降雨量は 9 月から多雨月となり 1 月に最大値 325 mm を示し、以下微減少傾向で 6~8 月の乾季は月降雨量 80 mm 以下の少雨月となる。月降雨量と月地下水貯留量の年周期を比較すると、月地下水貯留量は月降雨量に対して約 2 か月の時間遅れが認められる。先に、月降雨量と月基底流

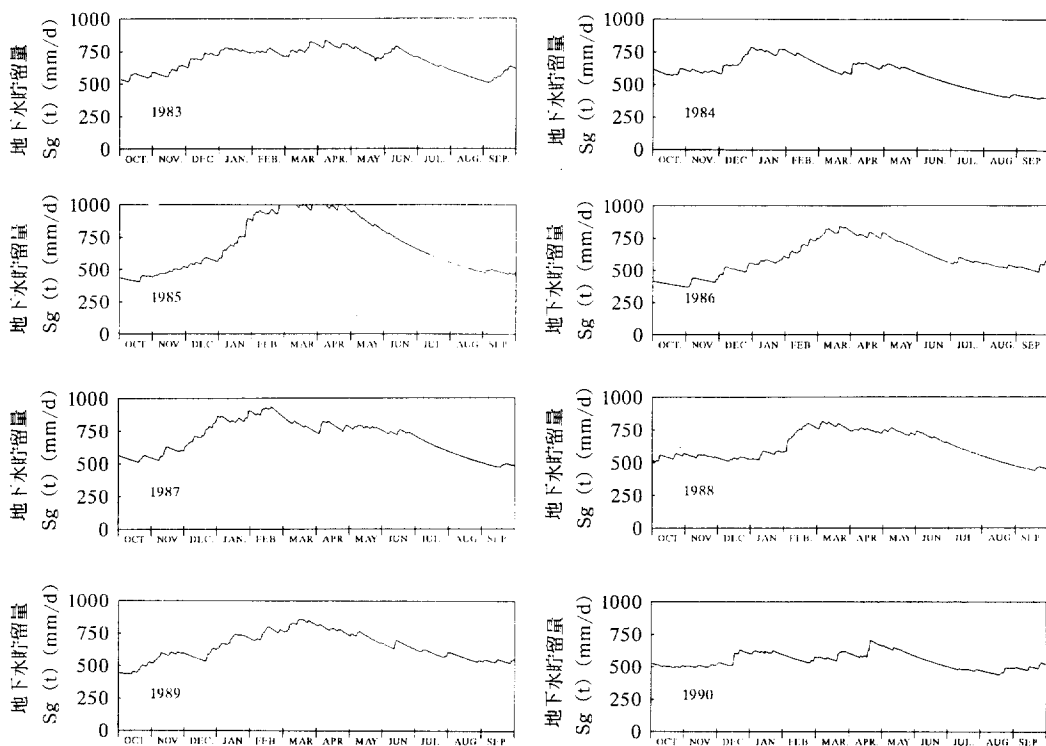


Fig. 48 日地下水貯留量の経年変化

Daily variations of groundwater storage calculated by the model

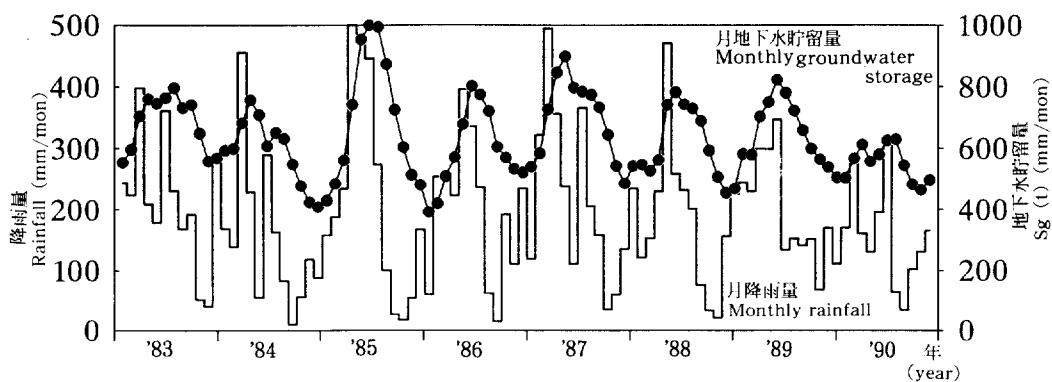


Fig. 49 月地下水貯留量の季節変動

Seasonal fluctuation in monthly groundwater storage calculated by the model

出量の時系列の比較検討より、基底流量の時間遅れ現象を検討したが、モデルからも同じ結果が得られた。モデル上では、土壤水分貯留槽から地下水貯留槽への水移動に時間遅れが存在すると解釈され、水文学的には、土壤層の下部不飽和帯は地下水かん養に対して時間遅れを与える作用があるため生じる遅滞現象と考えられる。従って、日単位の流出モデルでは遮断貯留槽から土壤水分貯留槽へは時間遅れが無く、土壤水分貯留槽から地下水貯留槽へは約2か月の時間遅れが認められ、この水移動の時間遅れが、5～8月の乾季に降雨量より多い基底流出量を供給する原因と考えられる。

一般に、貯留関数法において貯留量(S)と流出量(Q)との関係は(52)式により示される。

$$S = KQ^P \quad (52)$$

ここで、べき数Pは分数関数地下水逓減式を用いているため $P=0.5$ となる。(53)式において、 $1/K = \beta$ 、 $S = S_g(t)$ とすれば、(53)式=(35)式となり、日基底流出量 $Q_B(t)$ を予測することが可能となる。

$$Q_B(t) = (1/K)^2 S^2 \quad (53)$$

本試験地における1981～1990水年の10年間の平均年降雨量(P)は2336.3 mmで、標準偏差(σ)は384.1 mmである。ここで、 $P + \sigma$ を豊水年、 $P - \sigma$ を渇水年と仮定すると、解析期間中の豊水年は1987年、渇水年は1990年にあたり、各水年の日基底流出量を(53)式より推定するとFig. 51が得られる。平年の年降雨量が $P \pm \sigma$ の範囲で変動すれば、本流域から得られる日基底流出量は渇水年を下限、豊水年を上限として、その間を変動するものと考えることができる。Fig. 51より、豊水年、渇水年とも9～10月の日基底流出量には大差がなく、雨季の降雨量の多少が水年の基底流出量の総量を規制していることが理解される。

6.4 水源かん養機能の水文学的考察

森林流域の流出過程において、森林が影響し得る空間は地上部は樹高の30～40 m、地下部は樹根帯の2 m程度の領域であり、それは降雨—遮断貯留—土壤水分貯留の水移動に相当する。この領域における

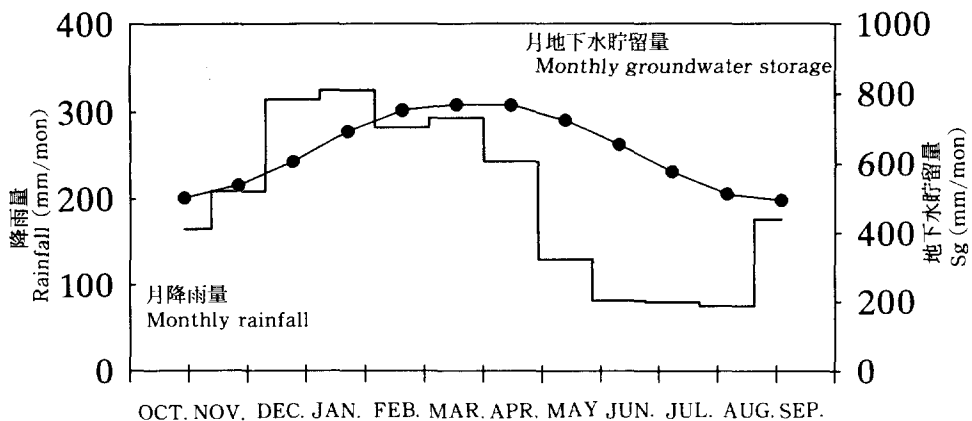


Fig. 50 平均月地下水貯留量の年周期変動

Monthly variation of mean monthly groundwater storage calculated by the model

森林の機能は、1) 遮断貯留により林地到達雨量を減少し直接流出量を軽減すること、2) 雨滴侵食から森林土壌を保護して浸透能の維持と増強を図り直接流出量を軽減させること、3) 森林土壌を形成しその土壌孔隙により水分貯留及び地下水かん養を行うことにある。従って、森林は直接流出量を軽減して土壌層への浸透量の増加を図ることにより流量の平滑化に貢献している。一方、土壌水分貯留—地下水貯留—基底流出の水移動は深い土層中（風化層）で生起し、森林の直接的な影響が小さい領域である。この領域における土層の機能は、1) 浸透水を土壌水分または地下水として孔隙に貯留すること、2) 貯留した水分を基底流量として徐々に河道に流出させること、すなわち水移動の時間遅れである。このように、流量の平滑化を第一次的に規制するものは土層構造であり、例えば、浸透がよく透水性に優れた厚い土層を持つ流域は、透水性に劣り薄い土層の流域と比較して年間を通じて流出量が安定していること（HEWLETT, 1982）がよく知られている。河川流量の平滑化を流出の時間遅れとして、時間的要素のみをとらえれば土層構造によるものであるが、水量的要素を加えれば森林の影響は大きい。すなわち、森林は雨水を樹冠遮断と土壌水分貯留により直接流出量を軽減し洪水ハイドログラフを偏平化する。さらに、土壌水分の地下水かん養により無降雨時の地下水ハイドログラフの嵩上げをして流量の平滑化に関与している。従って、森林の水源かん養機能は森林層や土壌層の個別機能としてとらえるのではなく、森林流域の水源かん養機能というように流出過程を通じて流域規模で理解され得るものと考えられる。

次に、熱帯地域における森林の水源かん養機能について水文環境と森林破壊の関係から考察する。流域規模の流出過程における森林の役割は、降雨が地上部から土壌へ入る境界面で地表流出と土壌侵食を最小限に食い止め、雨水の浸透、地下水かん養を増進することにある。ところが、森林破壊が行われると土層（風化層）が厚く流域貯留の大きな流域でも次のようなシナリオにより水文環境が悪化し、洪水・渇水問題が発生することが予測される。1) 森林破壊は雨水による雨滴侵食を増大して土壌浸透能の低下（地表攪乱により表層土壌の孔隙が破壊されるため）を招き、地表流出の発生をもたらす。2) 地表流出の発生は土壌侵食を招き直接流出量とピーク流量の増大（表層土壌が流亡して土壌水分貯留量が極めて小さくなるため）をもたらす。3) 直接流出量の増大は水収支的に土層中への浸透水の減少を意味し、基底流量の減少の原因となる。4) その結果として河川の流況が不安定となり、雨季の洪水と乾季の渇水が生じる。特に、熱帯地域は温帯地域と比較し、雨季と乾季との区別が明確であるため年降雨量の季節変化が大きいこと、雨季の降雨形態はしゅう雨型が多いこと等の厳しい気候条件下にある。さらに、熱帯地域の森林土壌は養分に乏しくしかも保水性に劣るため、森林破壊が行われると、土壌層での有機物の貯えが少ないため植生の回復が非常に困難となる。従って、森林破壊は1)→2)→3)→4)の過程により水文環境の悪化を招き、小流域規模から大流域規模の洪水・渇水問題へと発展することが推測される。このような厳しい自然環境のもとでは、流出過程における森林の役割は温帯地域以上に重要であり、森林生態系による水文環境の保全、すなわち森林の水源かん養機能の意義は極めて大きいものと考えられる。

最後に、水源かん養機能の水文学的評価法について述べる。水源かん養機能の水文学的評価とは、森林流域の流域貯留量を推定しそれがどのような流況となるかを推測すること、すなわち森林流域の水文学的評価である。これは、水源地帯に健全な森林が存在すると最も好ましい状態で水資源のかん養が行

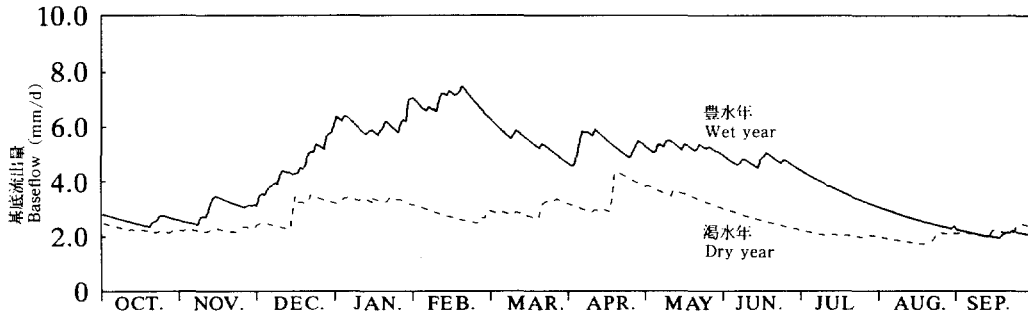


Fig. 51 日基底流出量の予測

Annual hydrograph of the predicted baseflow for the wet year and the dry year at A-watershed

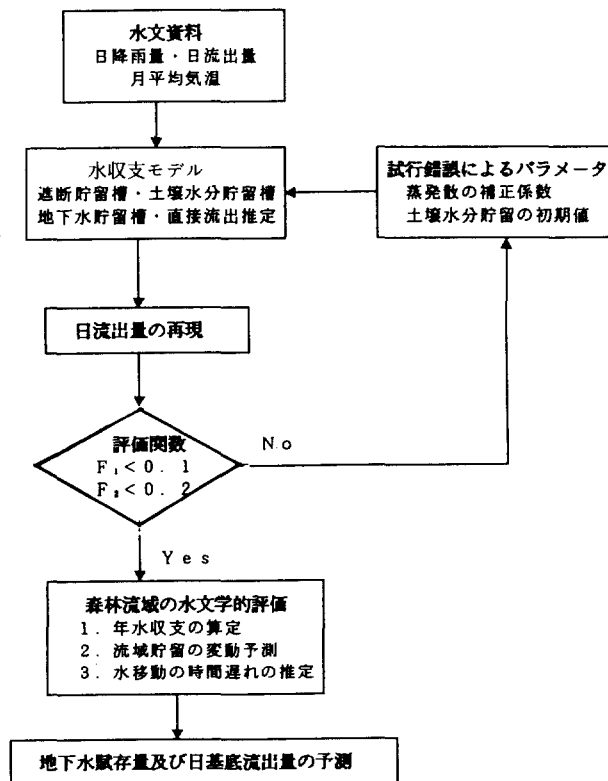


Fig. 52 森林流域の水文学的評価の解析フロー

Schematic flow of the hydrological evaluation of forested watershed

われ、その際にどれだけの賦存量が期待でき、それがどのような流況となって下流域に供給されるかという視点が、流域規模で森林の水源かん養機能を議論する時に重要と考えるからである。以上の考えに基づき、水収支モデルにより流域規模で水源かん養機能の水文学的評価を行うと、1) 年降雨量の水収支要素への配分割合、2) 土壌水分貯留の変動、3) 地下水貯留の変動、4) 水移動の時間遅れに帰着でき、その解析手順は Fig. 52 のように整理される。ここで、1) は降雨量がどのような割合で水収支構成成分に配分されるかを把握し、2)~4) はその配分過程を理解することである。流域貯留量(土壌水分貯留量+地下水貯留量)の推定は水資源の賦存量を推算し、その変動予測は水資源供給の季節変動を推定することであり、これは水資源問題を考える上で極めて重要な概念である。

7 森林水文試験の成果と水源林整備への展開

本章では、クーニャ森林水文試験が果たした成果と本研究から得られた水文学的知見の水源林整備への展開について述べる。

7.1 森林水文試験の成果と今後の課題

クーニャ森林水文試験の意義は、これまで具体的な研究成果に乏しかったサンパウロ州海岸山脈の森林流域における水文環境を長期間のモニタリングにより実態解明し、マッタ・アトランチカの水源かん養機能について水文学的に考察したところにある。ここで、本研究の成果と今後の課題を要約すると次のようになる。

1) 海岸山脈におけるマッタ・アトランチカの水源かん養機能の有効性が水文学的に立証され、サンパウロ州の水源林整備計画に対する科学的根拠が得られた。Fig. 53 は、海岸山脈における水文環境の現状を整理したものであるが、潜在的に水文環境悪化の危険性のあるこの地域では、森林の水源かん養機能への期待が大きく、環境保全のみならず水資源の開発の上からも森林管理の重要性が指摘される。すなわち、森林は侵食から土壌を保護し、雨水の浸透と土壌水分貯留を行い、長期的には森林生態系の活動により土壌孔隙が作られるため、保水性に劣る黄・赤色土壌地帯では森林が水文環境の保全に果たす役割は極めて重大であると考察された。

2) 本研究は、これまであまり研究対象とされていなかった南アメリカ亜熱帯地域を対象に資料収集、現地調査を行ったものであり、今後、東南アジア地域などの熱帯地域における水文研究の基礎となるとともに、水源林管理技術に寄与するものである。現在の森林水文学は、森林の蒸発散機構や斜面の水分移動を対象とする過程研究が主流であるが、熱帯地域は暖・温帯地域と比較して水文環境の情報量が著しく少ないため、モニタリングにより地域の水文現象をマクロ的に把握しその結果をモデルとして総合化する研究は、その地域の水文環境を理解するために有効な方法と考えられる。熱帯地域における森林水文学は森林破壊が広域の水循環、熱環境に及ぼす地球環境問題として注目されているが、森林の持つ水土保持、災害軽減機能に着目した森林管理及び森林造成を行うための森林水文学研究(本来の意味での林業研究)は遅れており、今後の充実が望まれる研究領域である。

3) 本研究は、小規模流域を対象に森林流域の水文学的評価を行ったものであるが、今後の課題として、多くの水文環境情報の収集とともに開発された水収支モデルのシステム化により、大規模流域を対

象とする森林流域の水文学的評価を行い、水源地帯における水源林管理指針確立のための水文環境アセスメント手法の体系化を行う必要がある。

7.2 水源林整備への水文学的知見の展開

本研究により海岸山脈の森林地帯の水文環境が明らかにされ、大サンパウロ都市圏の水資源に関する基礎的情報が得られた。すなわち、本試験地は年降雨量 2 000～2 500 mm、年蒸発散量 600～800 mm であるため、年水収支の観点から年流出量 1 500～1 800 mm の確保が可能である。さらに、年流出量に占める基底流出量の割合が 74～84% と高く、しかも「流出量の一様性」が高いため、年間を通じて基底流出量の安定供給が期待できることが明らかになった。従って、水文学的見地から海岸山脈の森林地帯は、大サンパウロ都市圏の水源地帯として極めて有効であると判断された。

海岸山脈の森林地帯の大部分は州立公園として保護・管理されているが、盗伐や土地のない住民による不法占拠のため森林破壊が進行している。森林破壊に伴う森林植生と森林土壌の消滅が流域規模の流出現象にどのような影響を及ぼすかを、本研究から得られた水文学的知見と水収支モデルにより概念的に検討する。また、マッタ・アトランチカの保護・管理及び開発地域への水源林造成が水資源開発に果たす役割についても考察する。

森林破壊が流出現象に及ぼす影響は流域の斜面部と谷底部とは異なる。すなわち、斜面部では森林による樹冠遮断が無くなるため、水収支モデルの遮断貯留槽の貯留量が減少し草地の貯留量に近い状態となる。林地斜面の攪乱により森林土壌の A_0 層及び A 層の上部が破壊され粗孔隙が減少し細孔隙が増大するため、浸透能が低下し降雨時の地表流出量が増大することが予測される（実際の流出形態は浅い地中流が支配的で流出速度が早くなる）。この現象はモデル的に、土壌水分貯留槽の $M_{0.6}$ と $M_{1.7}$ 間の貯留量が減少し、地表流出量 ($Q_F(t)$) の発生が容易となると理解できる。その結果、土壌水分貯留槽からの地下水かん養量が減少して基底流出量の減少が予測される。しかしながら、森林破壊は風化層下部の構造までは直接的に影響しないと考えられるため、地下水貯留槽の地下水通減係数は変化しない。一方、谷底部の湿潤地帯に近接する区域では、森林伐採及び搬出作業時の踏圧により浸透域から難浸透域となり、その結果、流出域が拡大して直接流出量が増大する。また、この区域からの流出成分は表面流出が支配的であるため、洪水ピーク流量の増大を招くことが予測される。この現象はモデル的に、基本流出率 (f_0) を 4～5% 増大することによって表現される。以上のシナリオに基づき水収支モデルのパラメータを決定し、A 流域の森林を皆伐し放牧草地を造成した場合の年ハイドログラフを予測した (Fig. 54)。これより、1) 放牧草地は森林と比較して降雨に対する流出応答が鋭敏になる。2) 年流出量は 7～9% 増加するが、それは直接流出量の増加によるものであり基底流出量は減少し、特に乾期の 6 月以降の基底流出量の減少が著しいことが予測される。以上の予測結果より、森林破壊が水流出に及ぼす影響は、森林植生及び森林土壌による貯留効果の消失により、雨水の流出速度が早くなることである。熱帯地域における森林破壊が水文環境に及ぼす影響は、表面侵食による河川水の赤濁と流出土砂問題がより深刻であるため、流出モデルに流出土砂量の予測を組み込んだモデルを開発し、より完全な水文環境アセスメント手法を確立することが今後の課題として重要である。

次に、水源林造成が水文環境に及ぼす影響について考察する。水源林造成は谷底部の森林面積率 (A_F)

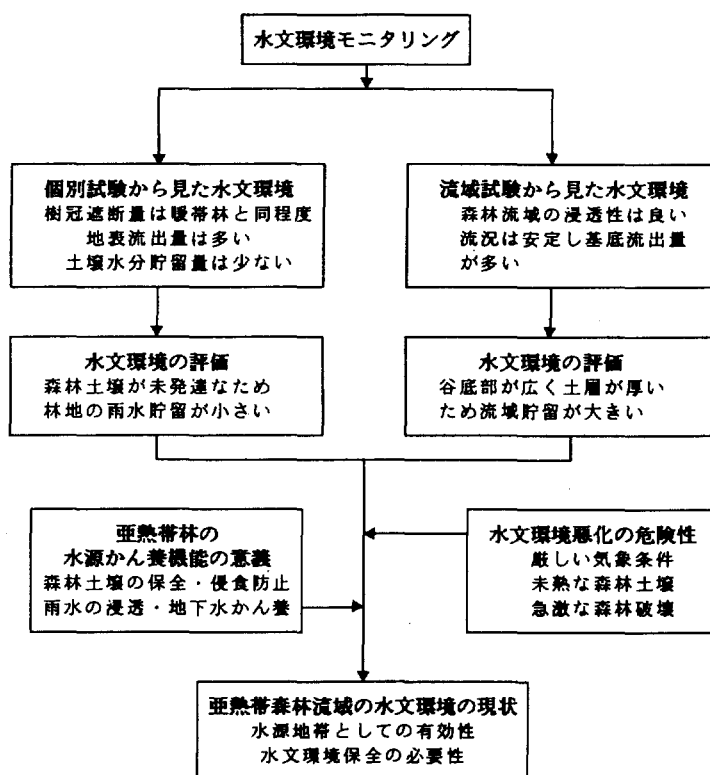


Fig. 53 亜熱帯流域の水文環境と森林の水源かん養機能の重要性

Conceptual diagram of the hydrological environment and effects of forest on the runoff process in a subtropical basin

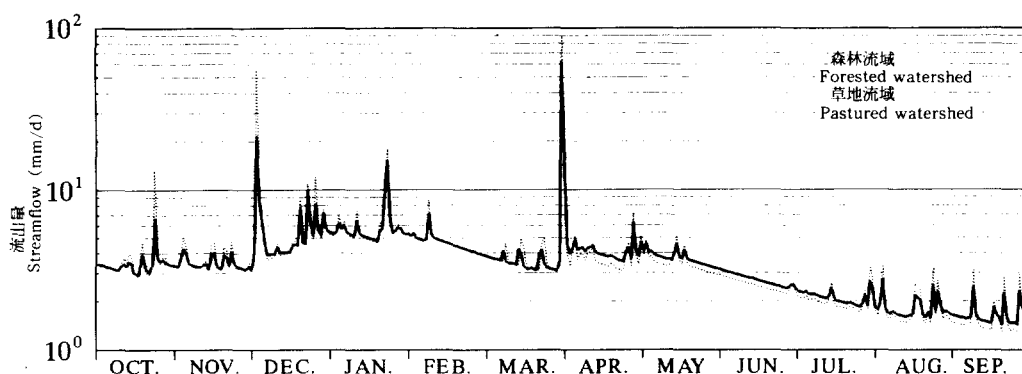


Fig. 54 草地転換によるハイドログラフの変化

Change in annual hydrograph owing to grazing from forested condition

を増大し、湿潤地帯の水辺の環境が保全されるため、直接流出量と表面侵食量は減少して流況が安定するものと予測される。モデル的には、土壌水分貯留槽の $M_{0.6}$ と $M_{1.7}$ 間の貯留量が増大し、地表流出量が発生し難くなる。また、森林面積率の増加に伴い樹冠遮断量が増大するため基本流出率 (f_0) 及び一次及び二次流出率 (f_1 , f_2) がわずかながら減少するものと考えられる。サンパウロ州ではユーカリとマツによって水源林造成が行われるが、これらの樹種の年樹冠遮断率は Table 5 より 12~15% と推定されるため、天然林のマッタ・アトランチカよりわずかながら林地到達雨量は増大して、土壌水分貯留量及び地下水かん養量が増加することが予測される。ところが、ユーカリ林造成は蒸発散量を増加し河川流量を減少させるとの指摘があり（例えば、LANGFORD, 1976; Van. LILL, 1980）、また、平面ラインメータの観測結果では、マツ区は落葉により地表面が被覆されているのに対し、ユーカリ区は地表面が裸地化し雨滴による土壌粒子の飛散する現象が見られた。このように、水源林造成にあたり解決しなければならない今後の課題が多いが、年降雨量が年蒸発散能を大幅に上回る地域では、年流出量の増加より通年の流況安定が水資源の安定的供給の視点から重要であり、開発地域への水源林造成は有効である。

マッタ・アトランチカは多層構造を持ち、根系分布も浅根から深根まであり、さらに有機物層を備えた森林生態系を確立しているため、天然林は人工林より水源かん養機能が優れていると考えられる。そこで、成長の早いユーカリやマツにより開発地域への水源林造成を行うとともに、その地域に残存する天然林を保存管理し、可能な限り天然植生に誘導して行く森林管理手法が水源かん養機能の維持増進に当たりより有効であると考察される。従って、海岸山脈のマッタ・アトランチカの保護・管理は流域の環境保全のみならず水資源の安定供給の上からも不可欠であることが指摘できる。

サンパウロ州の森林破壊はさらに進行し、2000 年には天然林は州面積のわずか 3% にまで減少するとの予測がある (CONSEMA, 1985)。森林破壊の主な原因は土地のない住民による不法占拠と森林火災によるもので、前者は経済状態の悪化に伴い加速度的な森林破壊をもたらしている。これに対して、州政府は海岸山脈全域を州立公園とし、地域の中核地点を保護区に指定し保護区を点から面へと拡大する森林政策を展開しているが、海岸山脈の天然林面積は減少傾向にある。水源地帯における流域管理は根本的には土地政策に帰着されるため、水源林の整備計画にとどまらず適切な土地政策の確立が強く望まれる。

結 言

熱帯地域における森林破壊が土壌侵食、洪水、渇水等の水土保全問題に及ぼす影響の重大性については多くの研究者により指摘されてきた。水土保全問題は、それぞれの地域に固有な気象条件や土地利用条件の上に生起する典型的な地域特性であるため、それを現地調査することなく、暖・温地帯で得られた既存の知識や理論のみによりこの問題を解明することは困難である。

本研究ではブラジル・サンパウロ州海岸山脈の亜熱帯林を対象に、長期間の水文観測に基づき、森林流域の流出過程を計量的に評価し、熱帯地域における森林の水源かん養機能の意義について考察した。すなわち、海岸山脈における森林水文試験と日本の流域試験の既存成果との比較水文学的検討より、海岸山脈の森林流域は浸透性が良好で、河川の流況が年間を通じて安定し、乾季の流出量はその期間の降

雨量より多いことを明らかにした。これは、河川流量に占める基底流出量の割合が高いことを意味し、流域の浸透性が良好で谷底部が発達して流域貯留量の大きい流域に顕著な現象と推察された。また、流域水収支の構成要素への年降雨量の配分から、主要な流出過程は降雨—樹冠遮断—土壤水分貯留—地下水貯留—基底流出であり、その過程の中で生ずる水移動の時間遅れが流出の一様性を発生させることを示した。流出過程に果たす森林の役割は地表流出と土壤侵食を最小限に食い止め、雨水の浸透と地下水かん養を図る作用にあるが、厳しい気象及び立地条件下の熱帯地域における水源林の意義は、暖・温帯地域以上に重要であることが指摘された。

本研究は熱帯林の水文環境に関する一事例研究であるが、今後、熱帯地域においてこのような実証的研究の積み重ねにより水文環境がより明らかにされ、この地域の水土保持問題の解決へとつながるものと考えられる。

摘 要

熱帯地域では急激な森林破壊により土壤侵食、洪水、渇水等が多発して世界的な環境問題となり、水土保持に果たす森林の役割が認識されはじめたが、その科学的根拠である森林の水土保持機能に関する研究が極めて少ない。本研究は、ブラジル・サンパウロ州海岸山脈の亜熱帯林を対象に森林水文試験に基づき森林流域の流出過程を計量評価し、熱帯地域における水源林の意義について検討したものである。すなわち、海岸山脈の森林地帯(マッタ・アトランチカ)に、クーニャ森林水文試験地(西経 45°03′, 南緯 23°13′)を開設し、試験流域で降雨・流量観測、樹冠遮断試験、地表流出試験、ライシメータ試験、土壤調査及び土壤物理試験を行った。森林水文試験と日本の流域試験の既存成果との比較水文学的な観点より、流域水収支、流出過程といった水文環境の実態解明をした。また、流出過程のモデル化を行い、森林の水源かん養機能を水文学的に評価した。さらに、その結果に基づき、熱帯地域における森林の水源かん養機能の意義と海岸山脈地域の水源林の重要性について論じた。以下に本研究の主要な結果を示す。

1. 亜熱帯森林流域の水文環境の実態解明

1) 年降雨量に対する年樹冠通過雨量は 82.3%, 年樹幹流量は 1.0%, 年樹冠遮断量は 16.7% であった。マッタ・アトランチカの樹冠遮断量は、日本の平均的な樹冠遮断量と同程度と推定された。

2) 草地斜面からの年地表流出量は年降雨量の 0.64% で日本のその約 2.5 倍と高い値を示した。これは土壤の物理性の相違によるものであるが、飽和透水係数から判断して林地斜面における地表流の発生は希な現象と推定された。

3) 土壤の物理的性質は流域の斜面部と谷底部で異なり、斜面部と谷底部の平均土壤深は、おのおの 1.5 m, 5.0 m, B 層の平均孔隙率は 51.4%, 45.1%, B 層の飽和透水係数は 10^{-3} (cm/s), 10^{-4} ~ 10^{-5} のオーダーであった。斜面部は谷底部に比較して、孔隙率が高く浸透性が良好であることが分かった。

4) pF 0.6~2.7 の孔隙に貯留され得る土壤水分量(有効土層 100 cm)は約 120 mm であり、これは日本の褐色森林土壤の 50~70% の水分貯留量であった。

5) 本試験地の流況特性値と日本の森林試験流域における数値を比較検討すると、豊水量 1.1 倍、平

水量 1.7 倍、低水量 2.3 倍、渇水量 3.2 倍、流況係数（豊水量 / 渇水量）0.25 倍であった。すなわち、本試験地は平・低水部の流量が多く、しかも流況が安定し「流出の一様性」の高い流域であることが分かった。

6) 直接流出の発生過程は、① 谷底部中央の河道及び湿潤地帯からの表面流出、② 草地からの表面流出（復帰流的なもの）と浸透域からの中間流、③ 谷底部全域の流出域化と浸透域からの中間流の増大の 3 段階から成り、その順に直接流出量は大きくなった。一降雨量の直接流出率の最大値は 0.2~0.3 であり、ピーク流出率は通常 0.1~0.3 と流域の浸透性が良好であった。

7) 月降雨量と月流出量の関係は、水年を単位とする反時計廻りのループを描き、5~8 月（乾季）の流出量はその期間の降雨量より多いことが分かった。これは、流域の浸透性が良好で基底流出成分の卓越する流域に見られる流出現象で、谷底部の面積が広く土層の厚い流域ほど顕著であると推察された。

8) 本試験地の不圧地下水通減係数 (d^{-1}) は、日本の花崗岩流域の 0.2~1.0 倍、堆積岩流域の 0.02~0.25 倍と小さな値を示した。これより、本試験地は流域貯留量が大きく、流況の安定した流域であることが推察された。

9) 年流出量は年降雨量の 70% でその内訳は年直接流出量 11%、年基底流出量 59% であった。また、年蒸発散量は年降雨量の 30% でその内訳は年樹冠遮断量 17%、土壌中からの蒸発散量は 13% であった。

10) 本試験地における主要な流出過程は、降雨—遮断貯留—土壌水分貯留—地下水貯留—基底流量であり、その過程内で生じる水移動の時間遅れが河川流量の平滑化をもたらす原因と考察された。

2. 森林流域の流出過程のモデル化と水文学的評価

1) 森林流域の流出過程を遮断貯留槽、土壌水分貯留槽、地下水貯留槽、直接流出の発生機能からなる貯留型の概念モデルで表した。この水収支モデルでは流域は浸透域と流出域からなり、浸透域の流出過程は降雨—遮断貯留—土壌水分貯留—地下水貯留—基底流出、流出域は降雨—直接流出である。

2) 水収支モデルにより 8 水年（1983~1990 年）の日流出量の再現を行った結果、年流出量の相対誤差 0.073、日流出量の相対誤差の平均値 0.138 と、比較的良好な精度で日流出量の再現が可能であることが分かった。

3) 水収支モデルにより直接流出量、基底流出量、樹冠遮断量、蒸発散量、流域貯留の変化量 (ΔS) を推定し、本試験地の年水収支を明らかにした。また、流域貯留量の変化量は平均 100 mm/y の増減変動を示し、本試験地では水年単位で $\Delta S=0$ とならないことをモデルにより証明した。

4) 土壌水分貯留量は 10~5 月に圃場容水量 110 mm 付近で変化し、5 月から減少し 8 月に最小値 90 mm となり、9 月から上昇して 10 月に圃場容水量に回復する年周期変化を示した。また、地下水貯留量は 10~2 月が上昇期で、3~4 月に最大値 770 mm を示し、5 月から下降期となり 9 月に最小値 495 mm となる年周期変化を示した。モデルにより、雨季と乾季に対応した流域貯留量の季節変動の予測が可能であることが分かった。

5) 貯留槽の年間変動幅は、土壌水分貯留槽 30~70 mm、地下水貯留槽 300~600 mm であり、地下水貯留槽の最大容量は約 1 000 mm と推測された。また、月降雨量の年周期と月地下水貯留量との間に

は約 2 か月の時間遅れが認められ、土壌水分貯留から地下水貯留への水移動の際に発生する時間遅れが河川流量の平滑化をもたらす原因と推察された。

6) 森林の水源かん養機能を水収支モデルにより水文学的に評価した。この機能はモデル的に、① 年降雨量の水収支要素への配分割合、② 土壌水分貯留量の変動、③ 地下水貯留量の変動、④ 水移動の時間遅れとして計量的に評価できることを示した。

3. 森林水文試験の成果と水源林整備への展開

1) 熱帯地域における森林の水源かん養機能の意義について考察した。森林は侵食から土壌を保護し、雨水の浸透と土壌水分貯留を行い、長期的には森林生態系の活動により土壌孔隙が作られるため、瘠薄で保水性に劣る黄・赤色土壌地域では水土保全に果たす森林の役割は大きい。従って、これらの地域では天然林の保護・管理や開発地への水源林造成は流域の水文環境の保全のみならず水資源開発の上で重要であると考えられる。

2) 海岸山脈の水資源に関する基礎情報が得られた。本試験地は年降雨量 2 000～2 500 mm、年蒸発散量 600～800 mm の地帯であるため、水収支的に年流出量 1 500～1 800 mm の確保が可能であること。また、「流出の一様性」が高いため年間を通じて基底流出量の安定供給が期待できることが解明され、海岸山脈は大サンパウロ都市圏の水源地帯として極めて有効であることが判明した。

3) 本研究は、これまであまり研究対象とされていなかった南アメリカ亜熱帯地域を対象に資料収集、現地調査を行ったものであり、今後の熱帯地域における水文研究の基礎となるとともに、この地域の水源林管理技術に寄与するものと推察された。

引 用 文 献

- 安藤義久, 高橋 裕: 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 (1982)
- 青木佑久ほか: 全国流出試験地調査中間報告, 土木技術資料, 21-8, 37～44 (1979)
- CONSEMA: AREAS NATURAIS DO ESTADO DE SAO PAULO, 16 pp. (1985)
- 有光一登ほか: 森林の水保全機能の計量化のための基礎的研究, 昭和 60 年度重点基礎研究成果報告書, 27-1～27-5 (1986)
- BLACKIE, J.R. *et al.*: Hydrological Research in East Africa, African Agricultural and Forestry Journal, Vol. **43**, 1～7, 36～42 (1979)
- BOSCH, J.M. and HEWLETT, J.D.: A review of catchment experiments to determine the effects of vegetation changes on water yield and evapotranspiration, J. Hydrol., **55**, 3～23 (1982)
- CASTRO, P.S.: Influencia da cobertura florestal na qualidade da agua em duas bacias hidrograficas na regio de Vicos, MG. Universidade de Sao Paulo, Titulo de Mestre em engenharia florestal, 107 pp. (1980)
- CICCO, de V. *et al.*: Interceptacao das chuvas por floresta natural secundaria de Mata Atlantica Sao Paulo, Silv. S. Paulo, 20/22, 25～30 (1986)
- CHOW, V.: Handbook of Applied Hydrology, McGRAW · HILL, New York, 14-3～14-8, 14-42～14-44 (1964)
- CRAWFORD, N.H. and LINSLEY, R.K.: The synthesis of continuous streamflow hydrographs on a

- digital computer. Dept. of Civ. Eng., Stanford Univ., California, Tech. Report, 12 (1962)
- 土壤物理研究会：土壤物理用語辞典，養賢堂，46～47 (1974)
- 遠藤泰造：森林施業に伴う夏期間の水収支の動態の予測法，林試研報，**316**，125～161 (1981)
- FRANKEN, W. e LEOPOLDO, P.R. : Relacoes entre fluxos de agua subterranea e superficial em bacia hidrografica caracterizada por coberura florestal Amazonica, ACTA AMAZONICA, 16/17, 253～262 (1987)
- 福岡県：水土保全機能強化総合モデル事業効果調査報告書（第3集），191～210 (1987)
- 福嶋義宏，鈴木雅一：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，京大演報，**57**，35～52 (1986)
- FURIAN, S.M. e PFEIFER, R.M. : Levantamento de reconhecimento do meiofisico do Nucleo Cunha, SP. Bol. Tecn. IF. Sao Paulo, **40** (2) , 183～193 (1986)
- HEWLETT, J.D. : Principles of forest hydrology, The University of Georgia Press, Athens, 72～76, 105～106, 108, 124～131 (1982)
- INSTITUTO FLORESTAL : Instituto Florestal de Sao Paulo, 32pp. (1980)
- 角屋 睦：流出解析手法 (8) 洪水到達時間と合理式，農土誌，**48** (8)，39～44 (1980)
- 関西支場防災研究室，岡山試験地：竜の口山森林理水試験地観測報告，林試研報，**302**，97～154 (1979)
- 榎根 勇：水文学講座3 水の循環，共立出版，88～96 (1972)
- 建設省土木研究所：裏筑波試験地水文観測資料，599 pp. (1978)
- 木下武雄：到達時間流出率による合理式流出係数の検討，国立防災科学技術センター研究報告，**33**，1～44 (1982)
- 岸井徳雄ほか：浦白川流出試験地及び筑波研究学園流出試験地の水収支の比較，国立防災科学技術センター研究報告，**40**，1～40 (1987)
- 岸原信義，田中洋二：流域の理水特性に関する研究 (Ⅶ) 流況係数と流域の地形・地質の関係について，日林誌，**57** (8)，245～254 (1975)
- KINZELBACH, W. : Groundwater modelling An introduction with samle programs in basic, Elsevier, Amsterdam, 152～155 (1986)
- KIRKBY, M.J. : 新しい水文学 (日野幹雄ほか訳)，朝倉書店，12～15，23～29 (1982)
- 国際協力事業団：ブラジル・サンパウロ林業研究協力事業事前・実施調査報告書 (JR 78-14)，1～39 (1979)
- ：サンパウロ林業研究協力計画実施設計調査報告書 (JR 80-56)，4～55 (1980)
- ：ブラジル・サンパウロ林業研究協力計画総合報告書 (JR 86-7)，27～46 (1986)
- 九州支場防災研究室：去川森林理水試験地観測報告，林試研報，**317**，147～180 (1982)
- LANGFORD, K.J. : Change in yield of water following a bushfire in a forest of Eucalyptus regnanus. J. Hydrol., **29**, 87～114 (1976)
- 町田 貞ほか：地形学辞典，二宮書店，355 (1981)
- MOOR, I, COLTHARP, G.B. and SLOAN, P.G. : Predicting runoff from small Appalachian watersheds, Trans. Ky. Acad. Sci., **44** (3-4) , 135-145 (1983)
- 村井 宏：森林植生による降水の遮断についての研究，林試研報，**232**，25～64 (1970)
- 永井昭博ほか：長期流出タンクモデルの実用的同定法とその考察，京大防災研究所年報，**23 B-2**，249～261 (1972)
- 中根和郎：昭和58年7月山陰豪雨時の洪水流出の特徴，国立防災科学技術センター研究報告，**34**，1～12 (1985)

- 中野秀章：水文学講座，**13**，森林水文学，共立出版，60～67，160～172（1976）
- PATHAK, P.C., PANDEA, A.N. and SINGH, J.S. : Overland flow, sediment output and nutrient loss from certain forested sites in the central Himalaya, India. *J. Hydrol.*, **71**, 239～251（1984）
- PEARCE, J.A., ROWE, L.K. and O'LOUGHLIN, C.L. : Hydrology of midaltitude tussock grasslands, upper Waipori catchment II—Water balance, flow duration and storm runoff. *J. Hydrology (N. Z.)*, **123** (2), 60～72（1984）
- 林野庁林業試験場：土じょう理化学分析法，45 pp.（1973）
- RIZZINI, C.T. *et al.* : *Ecosistemas Brasileiros*, Editora Index, Rio de Janeiro, 49-69（1988）
- 志水俊夫：山地流域における涵水量と表層地質・傾斜・植生との関係，林試研報，**310**，109～128（1980）
- 森林保全研究班：林地転用の放牧草地と水土保持，林試研報，**295**，107～174（1977）
- SUDARMADJI, T., ARAYA, T. and HIGASHI, S. : A hydrological study on streamflow characteristics of small forested basins in different geological conditions, *Res. Bull. Exp. For. Hokkaido Univ.*, Vol. 47, No.2, 321～351（1990）
- SWANK, W.T. and CROSSLEY, Jr. D.A. : *Forest hydrology and ecology at Coweeta*, Springer-Verlag, New York, 17～31, 46～47, 47～49（1988）
- 高橋 裕，安藤義久，井上誠一：東日本の山地河川の流況特性に関する統計的研究，第 25 回水理講演会論文集，209～214（1981）
- ，———，有賀 茂：山地河川流域の直接流出特性とそれに対する土地条件の効果，第 26 回水理講演会論文集，197～203（1982）
- 宝川試験地，防災部理水第一研究室：宝川森林理水試験地観測報告，林試研報，**302**，97～154（1979）
- 竹下敬司：森林土壌の水源かん養機能とその評価，第 2 回水資源に関するシンポジウム前刷集，604～611（1982）
- 東北支場山形試験地：釜淵森林理水試験地観測報告，林試研報，**311**，29～188（1980）
- 東京大学愛知演習林：愛知演習林量水観測報告（Ⅲ），東京大学農学部演習林，**23**，57～88（1984）
- 塚本良則：山地流域内に起る水文現象の解析，東京農工大学農学部演習林報告，**6**，1～79（1966）
- VAN LILL, W.S., KRUGER, F.J. and VAN WYK, D.B. : The effect of afforestation with *Eucalyptus grandis* Hill ex Maiden and *Pinus patula* Schlecht. et Cham. on streamflow from experimental catchments at Mokobulaan, Transvaal. *J. Hydrol.*, **48**, 107～118（1980）
- WISLER, C.O. and BRATER, E.F. : 水文学入門（五十嵐正次訳），彰国社，220～221（1973）
- 吉岡二郎：森林土壌の土壌水分に関する研究 第 5 報 京都府中部および南部山地土壌の水湿状態，保水量，水湿指数，林試研報，**344**，1～52（1987）

Runoff Characteristics in the Serra do Mar, Sao Paulo, Brazil

FUJIEDA, Motohisa⁽¹⁾

Summary

1. Introduction

Rapid forest devastation in the tropics has caused environmental problems such as soil erosion, sedimentation and floods. This continuing devastation underlines the importance of forests, which conserve soil and water in this region. However, research on the soil and water conservation in such tropical areas of the world is few.

A typical case of forest devastation and associated environmental problems in South America can be seen in the Sao Paulo State, Brazil. The forested area of the state has decreased from 81.3% to 8.3% with an expansion of agriculture during the past century. Natural forests, the Mata Atlantica, are only found in the Serra do Mar. In this region, more advanced forest management for the purpose of soil and water conservation was conducted in the 1970s and forest hydrology research commenced in the 1980s. Because of these circumstances, a forest hydrology research project was initiated in 1979 by the Forestry Institute of Sao Paulo State and the Forestry and Forest Products Research Institute of Japan through the assistance of Japan International Cooperation Agency (JICA). The project established the Cunha Forest Hydrologic Laboratory located in the Serra do Mar, to conduct research on hydrologic processes and water resources in subtropical forested basins. The laboratory has three gauging stations, three lysimeters, three experimental plots for surface runoff and sediment yield, and a meteorological station. The streamgauges and other hydrological experiments at the laboratory have been in operation since March 1982.

The object of this paper is to summarize some results from a forest watershed experiment with the purpose of understanding the hydrological processes and the effects of forest vegetation on these processes in headwater area.

2. Site description

The laboratory is located in the Serra do Mar, longitude 45°01'W, latitude 13°13'S. Using Koppen's system, the climate is classified as Cwa type, which is a humid subtropical climate that has precipitation in all seasons with maximum in the summer. The region is covered with the Mata Atlantica, a mountain rainforest, at elevations from 800 to 1500 m in the Serra do Mar. The Mata Atlantica as well as the Mata Amazonica (Amazon forest) are the basic forest types in Brazil. The mean annual rainfall at the meteorological station of the laboratory is 2 391 mm ; 71% of annual rainfall occurs during the rainy season, October to March. The mean annual temperature is 16.5°C, however, the average maximum and minimum temperatures in winter are 20.6°C and 6.6°C, and in summer 26.3°C and 16.0°C, respectively.

The bedrock in the region is gneiss and crystallin schist of Precambrian age. Hillslope soils

Received November 25, 1994

(1) Forest Environment Division

are oxisols with thin (up to 30 cm) A-horizons containing organic matter and deeper (70 to 200 cm) B-horizons with high levels of sesquioxides in saprolite underlying the soil mantle. The soil texture is classified as sandy clay. The hydraulic conductivity of the A and B-horizons range from 10^{-2} to 10^{-3} (cm s^{-1}) and from 10^{-3} to 10^{-5} (cm s^{-1}), respectively.

The laboratory has two experimental watersheds. The geographical features of watersheds including this region are characterized by following two points. Watershed is consisted of a riparian area and a hillslope with the different characteristics. A riparian wetland that includes the channel lies on the center of riparian area. Watershed A is 56.04 ha in area and is characterized by steep hillslopes, a large riparian area with deeper soils and a northwest aspect. The mean slope of watershed is about 46% and the channel slope is about 13.8%. Watershed B is 36.68 ha in area with gentle hillslopes, a large riparian area with shallow soils and a northwest aspect. The mean slope of watershed and the channel slope are 32% and 19.9%, respectively. Both watersheds are covered with the Mata Atlantica except for the riparian wetlands.

3. Method of the hydrological experiments

Forest watershed experiment calibrations are required to quantify and understand individual components and processes of the hydrological cycle under the natural conditions. Thus, meteorological measurements, hydrological measurements and soil surveys were conducted. The meteorological station was installation of 1 045 m and a recording rain gauge, hygrothermograph, Eppley pyranometer, windvane, and anemometer. Rainfall within the watershed was measured with tipping-bucket type rain gauges installed in riparian clearing (4 in watershed A and 3 in watershed B). Areal rainfall within the watershed was calculated by the arithmetic mean method. Streamflow from watershed A was measured with a trapezoidal flume with a stilling pond equipped with continuous water-stage recorder (Suiken-62 type). Streamflow from watershed B was measured with a 90-degree, V-notch, sharp crested weir with a stilling pond. Chart speed of the recorder which runs for one month is 43.2 cm per day. The rating curve for the flume and the weir were determined by streamflow measurements at gauging stations. The beginning of the water year is October. Thus the 1983 water year is defined as the period October 1, 1982 through September 30, 1983.

Experimental test plots for surface runoff, $20 \times 30 \text{ m}^2$ in area and 18% mean slope, were arranged on a uniform hillslope covered with grass. Surface runoff was collected in a trench and measured with a tipping-bucket flow meter ($1\,000 \text{ cm}^3$ bucket capacity). Drainage from lysimeters, 100 square meters with 2 m depth, were measured with the same instruments as the runoff plots. The three lysimeters had tensiometers installed at several depths and were planted *Paopalum notatum* (grass), *Pinus Elliottii* and *Eucalyptus Urophylla*, respectively.

Throughfall and stemflow were measured with 16 throughfall gages and 9 collars around stems to estimate crown interception under the Mata Atrancica. Soil surveys were conducted in riparian areas and on hillslopes in watershed A and soil samples were collected at several depths. These samples were analyzed for physical properties to estimate soil moisture storage in the watershed.

4. Hydrological processes at the forested watershed

The relationships between gross rainfall (Pg) and throughfall (Pt), stemflow (Ps) and crown interception (Ic) are expressed by the following equations.

$$P_i = -0.584 + 0.839 P_g \quad (1)$$

$$P_s = -0.044 + 0.012 P_g \quad (2)$$

$$I_c = 0.603 + 0.155 P_g \quad (3)$$

Crown interception at the watershed, 18.2% of annual rainfall, was intermediate compared with results of several types of tropical forest in Brazil. Annual surface runoff from the experimental test plot was only 0.61% of annual rainfall. However, monthly surface runoff ratio varied from 0.00% to 1.55% depending on storm characteristics and soil moisture content. The minimum rainfall intensity required for the generation of surface runoff on the test plot may be more than 10 mm h^{-1} .

Differences existed in physical soil properties between the riparian area and the hillslope. Mean porosity and the saturated hydraulic conductivity of hillslope soil were 51.4% and $10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$, respectively. Those of riparian area were 45.1% and 10^{-4} to $10^{-5} \text{ cm s}^{-1}$, respectively. Thus the hillslope is more permeable than riparian area, which suggests that surface runoff rarely occurs on the undisturbed hillslope and almost all the water which falls on the forest floor enters the soil where it may contribute to soil moisture and groundwater recharge.

The volumetric water content of soil profile (Θ) and soil moisture storage (S_s) were calculated by following equations.

$$\Theta_A = \Theta_{(0.6)} - \Theta_{(50)} \quad (4)$$

$$S_s = \sum \Theta_{Ai} \cdot Z_i \quad (5)$$

Where, $\Theta_{(0.6)}$ and $\Theta_{(50)}$ are the volumetric water contents at potentials of -0.6 Kpa and -50 Kpa (From the soil water release curve), Θ_A is the volumetric water capacity for any soil horizon, and Z_i is soil depth interval (mm). The soil moisture storage in the top of 150 cm of soil, the mean soil depth in watershed A, was about 180 mm. On the other hand, the maximum abstraction which was estimated by relationships between rainfall and abstraction showed almost as the same value as S_s . The calculation of S_s may be useful to estimate mean soil moisture storage in watershed.

The process of direct runoff generation in the watershed is comprised of three phases derived from a hydrograph analysis. The first phase is surface runoff from streams (saturated overland flow) and the riparian wetlands. The second is subsurface return flow from grassed hillslope and interflow from seep zone. The last phase is surface runoff from the whole riparian area that is saturated by heavy rainfall and increasing interflow from the hillslope. Volume of direct runoff increased in the order of these phases. The monthly direct runoff ratios during the rainy season range from 0.018 to 0.579 with mean of 0.095, those during the dry season range from 0.0 to 0.128 with mean of 0.044. The monthly direct runoff ratio is almost the same as the ratio of riparian wetland area to total drainage area. This indicates that riparian wetland mainly contributes to generate direct runoff during storms. Thus these riparian wetlands are considered source areas for the watershed. Annual direct runoff was only 11% of annual rainfall.

Annual baseflow comprised about 84.1% of annual streamflow and supplied streams throughout the year. The seasonal changes of monthly streamflow follow a counter-clockwise loop from October to September. Monthly streamflow during the May–August dry season is much more

than monthly rainfall during this period. Monthly baseflow during the period lagged monthly rainfall by 1.5 to 2.0 months. This phenomenon is caused by basin storage. It was assumed that the magnitude of the loop and the time-lag may depend chiefly on the size of the riparian area in which soil moisture and groundwater are stored. The constant rate of unconfined groundwater recession was 0.003 day^{-1} to 0.005 day^{-1} . Compared with similar sized forested watersheds in Japan those values were 0.03 to 1.0 -fold with a mean of 0.13 -fold.

The contribution of annual rainfall distribution to components of hydrologic cycle in the watershed show that rainfall-runoff processes are controlled by rainfall, interception, soil moisture storage, groundwater storage and baseflow. The time-lag of water movement is caused the sustained flow of streams or the temporal release of baseflow from the forested watershed. This lag is an important hydrological feature controlled by basin characteristics such as physical properties of soil, depth of soil mantle and vegetation cover.

5. Modeling of rainfall-runoff processes and evaluation of hydrological responses at forested watershed using the model

A simple conceptual rainfall-runoff model that consists of three storage zones (interception, soil moisture, groundwater) and is a the function of direct runoff generation was developed to better understand the hydrologic responses in the watershed. The model was based on following the hydrological equation.

$$P(t) + R_D(t) + R_G(t) + I_T(t) + E_T(t) = S(t) - S(t-1) \quad (6)$$

where $P(t)$; daily rainfall (mm) $R_D(t)$; daily direct runoff (mm)
 $R_G(t)$; daily baseflow (mm) $I_T(t)$; daily interception (mm)
 $E_T(t)$; daily evapotranspiration (mm)
 $S(t)$; Current day's basin storage (mm)
 $S(t-1)$; Previous day's basin storage (mm)

In this model, a watershed is simplified as consisting of hillslope and riparian area. Dominant water movements in the hillslope are functions of rainfall, interception, soil moisture storage, groundwater storage and baseflow, while, those in the riparian area, especially at the source area that will expand with storm size, are functions of rainfall and direct runoff. These process are described by both physically and empirically based equations. The model requires daily rainfall, daily streamflow, and an estimate of daily potential evapotranspiration (such as Hamon method). The parameter values in this model are determined from hydrological experiments and from computer optimization techniques.

There was good agreement the observed and calculated annual hydrographs for the eight water years from 1983 to 1990 based on daily streamflow. The mean relative error of annual streamflow during the period is 0.073 ; that of daily streamflow is 0.138. This indicates that daily streamflow in the watershed can be predicted by the model with acceptable accuracy.

The distribution of annual rainfall was partitioned into four elements of the water balance watershed A, direct runoff R_D , baseflow R_G , interception I_T and evapotranspiration E_T . The

percentages of R_D , R_G , I_T and E_T relative to annual rainfall were 10.8%, 58.0%, 13.7% and 16.8%, respectively. Change of basin storage (ΔS) estimated by subtracting predicted output from annual rainfall, was +0.7%. However, ΔS varied from 50 mm year⁻¹ to 200mm year⁻¹ for each year.

Characteristics of basin storage fluctuation were estimated using the model throughout the period from 1983 to 1990. Mean monthly soil moisture storage during the November-May rainy season was about 110 mm of field capacity, however, moisture storage during the May-October dry season decreased to 80 mm with a minimum in July. Moisture recovered to field capacity during the rainy season. This seasonal fluctuation of soil moisture storage and soil moisture measurements in lysimeters indicate that the watershed may always have a water supply adequate for potential evapotranspiration. Mean monthly groundwater storage could be described as a parabol's function, with a maximum and minimum at the begining of autum and spring, respectively. The monthly range in groundwater storage varies from 550 mm in October to 770 mm in March. This annual cycle of groundwater storage is well correlated with average monthly streamflow. Futher, there was two month lagtime between fluctuations of monthly rainfall and fluctions in monthly groundwater storage.

Results of hydrological measurements and modeling of rainfall-runoff processes in the forested watershed, show that sustained flow of streams are directly influenced by ① the partitioning of annual rainfall to various hydrologic componants, ② Changes in basin storage, and ③ the lag-time of water movement in the watershed. The analysis of these functions in any watershed may provide useful information for development and management of water resources in headwater areas.

6. Conclusion

Results of hydrological measurements in the experimental watershed suggest that most precipitation in the Serra do Mar is stored in the deep regolith and is later released to small streams throughout the year. Thus, headwaters in the region are valuable water sources for the Sao Paulo metropolitan area and the Paraiba Valley. The riparian area is a significant zone of hydrologic response in forms of storm flow production as well as groundwater storage at basin. Because these riparian zone are typically located at elevations of 1 000 to 1 100 meters in the mountain plateaus of Paraibuna basin, their conservation may be effective watershed management measure in this region.

Protection of the soil surface and vegetation cover of the headwater areas in the Serra do Mar would be an effective measures of soil and water conservation in the region.

7. Acknowledgement

I wish to thank many researchers of the Forestry Institute of Sao Paulo State and the Forestry and Forest Products Research Institute of Japan who participated in this project for their cooperation and encouragement. I also express my appreciation to the Forestry Agency of Japan and the Department of Forestry Development Cooperation of the JICA for their support.