

森林の水循環と水源かん養機能

Water Circulation and Conservation Function in Forest

端 野 道 夫

Michio Hashino

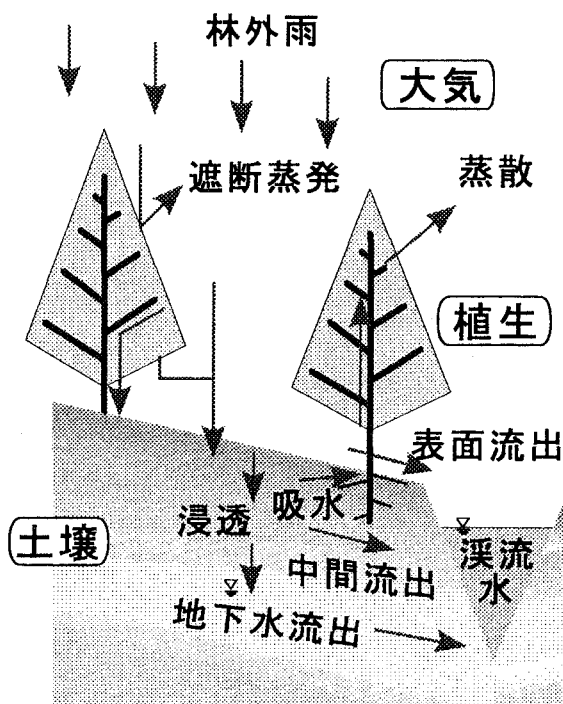
1. はじめに

森林流域は、荒廃裸地流域に比べ、洪水のピーク流量を低減させ、無降雨時の基底流量を増大させる、いわゆる水源かん養機能があることが知られている。それゆえ、森林は俗に「緑のダム」と呼ばれ、自然環境保全からの期待と関心が近年高まっている。しかしながら、世間一般では、森林施業あるいは森林整備と水源かん養機能の関係についての正しい認識と理解がなされていることは極めて希である。その最大の理由は、森林流域での水循環機構と水収支を定量的に把握することができる手法が確立されていなかったためであると考えている。こうした状況を鑑み、私どもの研究室では、10年にわたり吉野川上流域の白川谷森林試験流域（徳島県三好郡山城町）での現地水文・気象観測と森林流域における水循環機構の数理モデル化に取り組んできた^{1) 2) 3) 4) 5)}。また、那賀川上流域の長安口ダム流域（流域面積494km²）での過去37年間の気温、降水、流量、さらには広域流域内の針葉樹樹齢、針葉樹面積等の経年資料を用いて森林の水源かん養機能を解析した^{6) 7) 8)}。そこで、本論では、森林流域における水循環機構について概観した後、白川谷試験流域における水文・気象等の観測データを基に構築した筆者らの数理モデルの概要を説明する。さらに、森林施業と水源かん養機能（洪水低減・渇水緩和）との関係について、那賀川上流域の森林状況の経年資料等を用いて解析した結果を紹介する。

2. 森林流域における水循環機構

2-1 水循環場としての森林流域

森林流域の水循環は土壌・植生・大気が有機的に連結した一つの連続体（Soil-Plant-Atmosphere Continuum：略称SPAC）を構成していると考えられる。したがって、最初から森林流域の水循環を大きな一つのシステムとして取り扱うことは極めて煩雑である。そこで、図一1に示すように、森林流域での水循環機構は主として、樹冠に付着した雨水の蒸発にとともなう、「遮断蒸発過程」、地表に到達した雨水が浸透降下した後に溪流へと流出する「浸透・流出過程」および樹木が土壌水分を吸い上げて葉の気孔から水蒸気を大気中に放出する「蒸散過程」から成ると考える。すなわち森林の水循環機構は3つの水文素過程の統合されたシステムと考えられる。



図一1 森林流域の水循環機構

2-2 樹冠による遮断蒸発

図一1に示すように、林冠に到達した雨水（林外雨）は、樹冠通過雨量（樹冠の隙間を通過した直達雨量と滴下雨量の和）、樹幹流量、樹冠遮断量に大別される。それゆえ、樹冠遮断量は林外雨量と林内雨量（樹冠通過雨量と樹幹流量の和）の差で与えられる。現象的には、降雨中および降雨後における林冠からの雨水の蒸発と定義される。一雨の林外雨量 R と樹幹通過雨量 R_T 、樹幹流量 R_S の観測によれば、世界各地の森林での（単位面積当たりの）樹冠遮断量 I は次式のように林外雨量 R とほぼ線形関係があることが知られている。

$$I = a \cdot R + b \quad (1)$$

ここに、 a 、 b ：それぞれ回帰係数と回帰定数。わが国の森林の遮断率（ほぼ、係数 a に等しい）は13～26%の間にあり、ほとんど20%前後に集中している⁹⁾。すなわち、一雨の降雨量の約20%程度は地表面に落ちることなく、降雨中に大気中へ蒸発していることになる¹⁰⁾。湿度が90%以上になる降雨中に、このような遮断蒸発が発生するという事は一見奇異に思える。しかし、遮断蒸発の定義より明らかなように遮断蒸発量とは最終的に地表へ届かなかった降水量のことであるから、樹冠に衝突して飛沫状になった雨滴が樹冠付近で浮遊した後地上へは落ちずに、降雨イベントの間に大気中へ戻っていくと考えることができよう。一般に樹冠付近の凹凸度は草地等と比較して相当に大きいことから気流には大規模な乱れが発生している。したがって、現在では、降雨中の遮断蒸発過程は大気から樹冠へ向かう顕熱（温度上昇に寄与する熱エネルギー）と樹冠付近における活発な鉛直上方への乱流輸送に大きく依存していると考えられている。また、そうした遮断蒸発が降雨中でもスムーズに進行するためには、上方の大気が不飽和である必要があることから、乾燥した大気が森林の周囲から流入しているとの解釈¹¹⁾が支持されている。

2-3 森林土壌層の特性と浸透・保水性

森林土壌は図一2に示すように土壌表面から A_0 層、 A 層、 B 層および C 層という異なった孔隙の規模と量を有する複数の土壌層が成層した構造になっている。森林の土壌表面は A_0 層と呼ばれる落葉落枝やその粉

砕・腐朽したもので覆われているため草地などと比較して浸透能が極めて高く、よほどの降雨強度でない限り雨水は土壌へと浸透する。また、 A_0 層や A 層のように、有機物が豊富なために樹木の根系が発達し小動物（モグラ、ネズミ、ミミズ等）の営巣活動が活発な層では、大変大きな孔隙（粗大孔隙、粗孔隙、時として数mm以上の径の孔隙）の発達が確認されている。 B 層や C 層では、基岩の風化等による土壌生成作用のみによって土壌層が作られるため、 A 層のように大きな孔隙は発達せず細孔隙が主体となる。

表層では土壌孔隙が大きいから浸透性は高い代わりに土壌孔隙内の負圧（サクシオンと称される）は小さいため一時的な貯留機能は高いが長期的な保水性は低くなる。一方、深層では孔隙サイズが小



A_0	落葉、枯枝が腐って堆積した層
A_1	腐植に富み暗色、生物の活動がもっとも活発に行なわれている層
A_2	ポドソル性土では A_1 層の下部が漂白され A_3 層となる。 A_3 層がない場合もある。
A_3	腐植を含み、 B 層との漸移層
B_1	腐植をわずかに含み、一般にやや角ばった砂礫の混った層となっている。
B_2	腐植をほとんど含まず、酸化鉄のため、明褐色となり、 A 層からの溶脱した物質が集積
B_3	C 層との漸移層
C_1	岩石がある程度風化し、角礫質の層
C_2	岩石の組織を残したかたい弱風化部分

図一2 土壌断面の模式図¹²⁾

さくなると浸透性では劣るものの逆に負圧は高いことから長期的保水性に優れていることが知られている。つまり、自然状態の森林土壌では、表層では雨水の浸透と一時貯留作用が促進されるとともに、深層では雨水の保水作用が高いことから、まさに天然の効率的な雨水浸透・貯留機能が完備されていると言える。このような森林土壌の存在こそが水源かん養機能の本質であって、森林土壌層がどれだけ存在するかが、森林の水源かん養機能発揮の程度を基本的に決定する。

表一 1 土地被覆条件別の最終浸透強度（単位mm/hr）¹³⁾

林 地			伐 採 跡 地		草 生 地		裸 地		
針 葉 樹		広葉樹	軽 度	重 度	天 然	人 工	崩壊地	歩 道	畑 地
天然林	人工林	天然林	攪 乱	攪 乱	草 地	草 地			
211.4 (5)	260.2 (14)	271.6 (15)	212.2 (10)	49.6 (5)	143.0 (8)	107.3 (6)	102.3 (6)	12.7 (3)	89.3 (3)
林地平均		258.2 (34)	伐採跡地平均		草生地平均		裸地平均		
			158.0(15)		127.7(14)		79.2 (12)		

注) () 内の数値は測定した地区数

森林土壌の浸透能を現地で簡易的に計測する手法として浸透計を用いる方法がある。表一 1 は村井ら¹³⁾が散水式浸透計により土地被覆条件別の最終浸透強度を計測した例である。林地平均値に比較して人工草地は半分以下であること、同じ林地でも広葉樹天然林は針葉樹林よりも高い浸透能を発揮していることが分かる。しかし、浸透計による計測値は、自然降雨の場合に比較して一般に過大な浸透能を与える。これは計測手法の関係で微小区域に集中して散水されることから、周辺の乾いた土層へ相当量の水分が容易に横移動するためである。したがって、こうした浸透計により計測された浸透能は、土壌層や植生の相違によって、どの程度浸透能が異なるかを比較する、相対的な値として位置づけるべきであろう。

以上の知見は森林土壌の定性的な特性を理解する上で非常に価値があるが、森林土壌特性の水源かん養機能に対する寄与を具体的に検討するためには、現象を定量化しうるモデルによって流出解析を行い、流出成分の変化を通して検討を行うべきと考える。

森林土壌が十分発達している地域では、森林施業等によりそうした森林土壌を破壊しないで維持管理することが肝要であって、積極的に（水源かん養機能の高い）より良好な森林土壌の形成を短期間（数年ないし数10年）に促進させるような森林施業は、現実には不可能と言わざるを得ない。なぜならば、長い年月が経過した森林では、腐植層の下に、植物にとっては多くの根を伸ばし沢山の水分や養分を吸収する上で重要な、褐色の層ができるが、そうした褐色の層をもつ土壌が形成するには、硬い岩石では1000年以上、柔らかい物質でも数100年以上¹⁴⁾の長い年月が必要と言われているからである。

2-4 樹木の蒸散

土壌内へ浸透した雨水は必ずしもすべて流出するのではなく、その一部は降雨の合間に樹木の根系によって吸収され、最終的に樹冠の気孔から大気中に放出される。これは蒸散過程と称されており、前述の蒸発過程とは異なって樹木の生理現象を介している点が最大の特徴である。植物は自らの成長を二酸化炭素と水と光（光合成）にたっており、二酸化炭素を葉に取り入れる必要がある。二酸化炭素を取り入れる気孔からは、必然的に水蒸気が出てゆく。その結果、植物は葉から水分を失うから、常に水分を補給しなければ生きていけない。根系から吸収される水分のうち、光合成によって二酸化炭素と結合するのは1%以下で、これに

呼吸などの物質代謝に必要な水分を加えても、吸収した全水分量の5%以下にすぎない。すなわち、95%以上の水分は単に樹体を通過するだけで大気中に放出されることになる¹⁵⁾。樹木の蒸散は土壌水分を消費するため、水資源の面からは、マイナスであるが、微生物から鳥類まで様々な動物に生活の場を提供することで生態系を支え、豊かな孔隙性を有する森林土壌の育成と維持に貢献している。

蒸散量は植物体表面の温度とこれに接する空気中の蒸気圧に左右され、これらは日射、気温、湿度、風速、などの環境条件さらに、さらにはこれら環境条件を左右する時刻、季節、場所により異なる¹⁶⁾。また、根への土壌水分の供給、蒸散面、主として葉の形状、性質、位置、したがって植物の種類、年齢、生長の早さなどによっても異なる。林木の蒸散量測定には、樹液流法、迅速葉重量法、ポロメーター法などが用いられる¹⁷⁾が、森林流域を対象とする場合、流域内には水面、林地面、雪面、植物体表面等が存在するため、蒸散以外の、物体表面からの蒸発も含めた、蒸発散量を推定することになる。

蒸発散量の測定法には、①水収支法（降水量と流出量を計測し、その差を蒸発散量とする）、②ライシメーター法（土壌標本を容器につめて植物を植え、水収支を計量して求める）、③土壌水分変化法（土壌水分計を埋設して土層中の水分変化を測定し、水収支式から推算する）、④チャンパー法（植物に透明なプラスチック TENT をかぶせ、裾も密閉し換気孔から強制的に空気を送り込んで他の換気孔から排気させ、両換気孔で測定した湿度差から蒸発散量を算定する）¹⁷⁾があるが、実際の流域規模となると、間接的測定法である水収支法しか使えないのが実状である。

蒸発散量の推定法には、①渦相関法、②熱収支法、③空気力学法、④混合法、等が提案されている。特に森林域の蒸発散量の推定にはPenman-Monteith式⁹⁾がよく用いられているが、この式には、純放射量（あるいは日照時間）、2高度での風速、気温、水蒸気圧等の多くの気象観測データが必要であり、こうした観測計器が完備されていない通常の森林流域には利用できない。

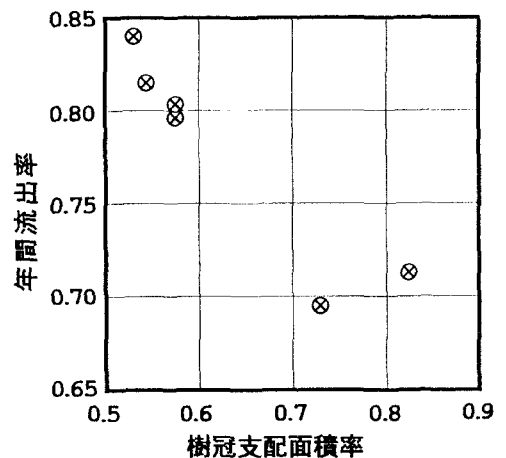
植物で完全に覆われた土地において水分の供給が十分である場合の蒸発散量を可能蒸発散量と定義し、Thornthwaite, Hamonは気温資料だけから月平均可能蒸発散量を推定する経験式を提案している。中でもHamonの式¹⁸⁾は 次式のように日単位でも使えるので、日蒸散量のおおよその見積りに便利である。

$$E_p = 0.140 D_o^2 \cdot Q_t \quad (2)$$

ここに、 E_p : 日可能蒸発散量 (mm/day)、 Q_t : 日平均気温に対する飽和絶対湿度、 D_o : 可照時間 (12hr/day)。たとえば、徳島市における7月 ($D_o=1.177$) の日平均気温26℃ ($Q_t=23.8\text{ g/m}^3$) の場合、可能蒸発散量は $E_p=4.6\text{ mm/day}$ 程度である。一方、(1)式において $a=0.2$ として算定される日降水量100mm/dayに対する樹冠遮断蒸発量 20mmと比較すれば、森林流域では、降雨日の遮断蒸発量の方が通常 (2)式で与えられる蒸散量よりも数値の上下の変動が激しく、日降雨量が 100mm以上になれば、日蒸散量の数倍以上の雨水が1日で遮断蒸発することになる。

2-5 森林の間伐と水源かん養機能の関係

徳島県白川谷森林試験流域（三好郡山城町）における過去の伐採記録（1986年～1992年）に基づいて、間伐による樹冠密度の変化を推定するとともに、流域年間水収支から年流出量を算定して、両者の関係



図一 3 樹冠支配面積率と年間流出率の関係

を示せば、図-3 のようである。ここで、横軸の樹冠支配面積とは全流域面積に対する樹冠の鉛直投影面積が占める割合を表す。年によっては欠測日や融雪量等のデータが無いため完全な年間流出率を算定し得ていないという問題はあるが、図を見る限り、一般に知られているように、間伐に伴う樹冠支配面積率の減少とともに、年流出率は概ね線形的に増加する傾向がうかがえる。このことは、間伐をすれば、それだけ、遮断蒸発面である林冠の枝葉面積や蒸散面である気孔面積が減少するためであり、その結果として年蒸発散量が減少したことを意味する。したがって、伐採は、流出量を増加させるため、水資源面から見れば、プラス効果になる。

一方、各年度で発生した洪水イベントについて最大降雨強度と最大流出高の比として定義した洪水ピーク流出係数の年平均値と樹冠支配面積率との関係を図-4 に示す。洪水ピーク流出高は先行降雨量の

大小や降雨波形（時間変化）と密接に関連するため、年ごとで随分と様相が異なるものと当初予想されたが、一部の年を除いて樹冠支配面積率の減少につれて年平均ピーク流出率は、概ね増加傾向にあることが見られる。このことは、間伐による樹冠枝葉面積の減少に伴い、降雨中の遮断蒸発量が減少したことを意味し、(1) 式の妥当性を裏付けるものであり、また、「伐採による流量増加は高水時、低水時両方に現れる」¹⁷⁾ という一般的知見をも実証するものである。したがって、森林の伐採は水資源の増加をもたらすものの、洪水ピーク流量の増大にもなり、洪水低減にはならない訳である。ここに、森林の洪水低減機能と渇水緩和機能を両立させることの難しさがある。

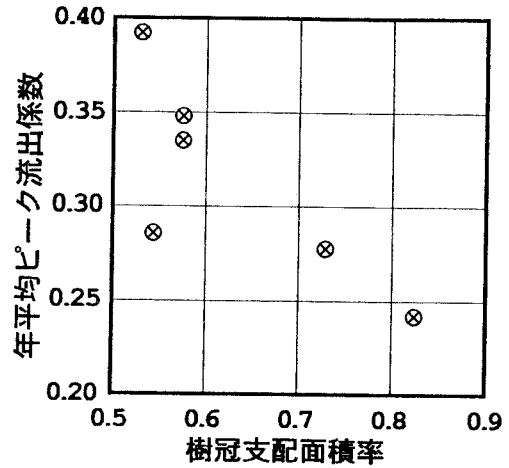


図-4 樹冠面積率とピーク流出係数の関係

3. 森林流域における水循環の数理モデル化

3-1 白川谷試験流域の概要

解析対象は図-5 に示す徳島県白川谷試験流域である。流域面積は23 ha、標高は海拔約740～1100m、流域平均勾配は21.5°である。地質は三波川変成帯に属しており、砂質変岩あるいは砂質変岩と泥質変岩の互層構造となっている。流域の土壌は主として褐色森林土であるが、尾根付近には一部黒ボク土が分布している。植生は下流側の約60%が人工の針葉樹林（スギ）、上流側の約40%が落葉広葉樹林となっている。

林外雨量および羽型堰による流出量は図-5 中のS1地点で、樹冠通過雨量、樹幹流量、土壌水分ポテ

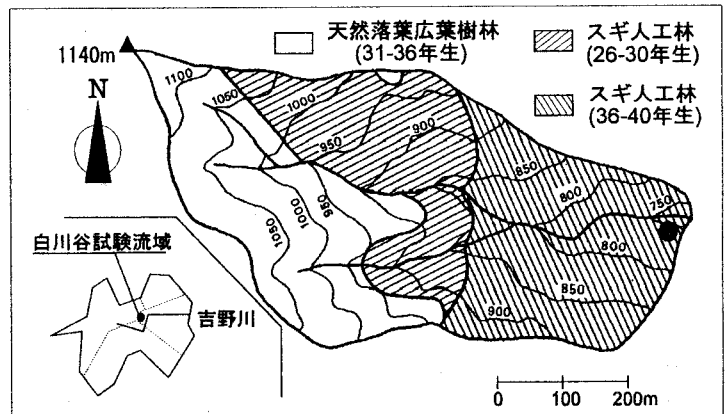


図-5 徳島県白川谷森林試験地

ンシャル（サクション）、樹幹内の樹液流速（ヒートパルス速度）および気象要素（気温、相対湿度、純放射量、風速等）がS2地点でそれぞれ観測されている。林外雨量、樹冠通過雨量、樹幹流量および流出量計測堰の越流水位は自記録計で、気象要素および土壌水分ポテンシャルのデータは10分間隔でデータロガーに収録される。ヒートパルス速度のデータは20分間隔で記録紙に印字出力される。林外雨量および堰越流水位の観測は試験流域が開設された1986年6月より、ヒートパルス速度の観測は1989年10月より、樹冠通過雨量および樹幹流量の観測は1989年12月より、土壌水分ポテンシャルおよび気象要素の観測は1990年11月より、それぞれ開始されている。なお、本流域の平均年降水量は約2700mmである。

3-2 樹冠による遮断蒸発の数理モデル

(1) 遮断タンクモデル²⁾

降雨遮断タンクモデルは、図-6に示すように枝葉（樹冠）の部分が雨滴を捕捉する過程を表現する「樹冠タンク」と幹（樹幹）を雨水が流下する過程を表現する「樹幹タンク」から成る。各タンク内での貯留量は樹木の各部分への雨水付着水量に対応している。各タンクからの流出量（滴下量、樹幹流量）と貯留高との関係は、雨滴衝撃の有無で異なるとし、降雨中と降雨終了後で、流出量はそれぞれ、貯留高の1乗ならびに2乗に比例すると仮定されている。

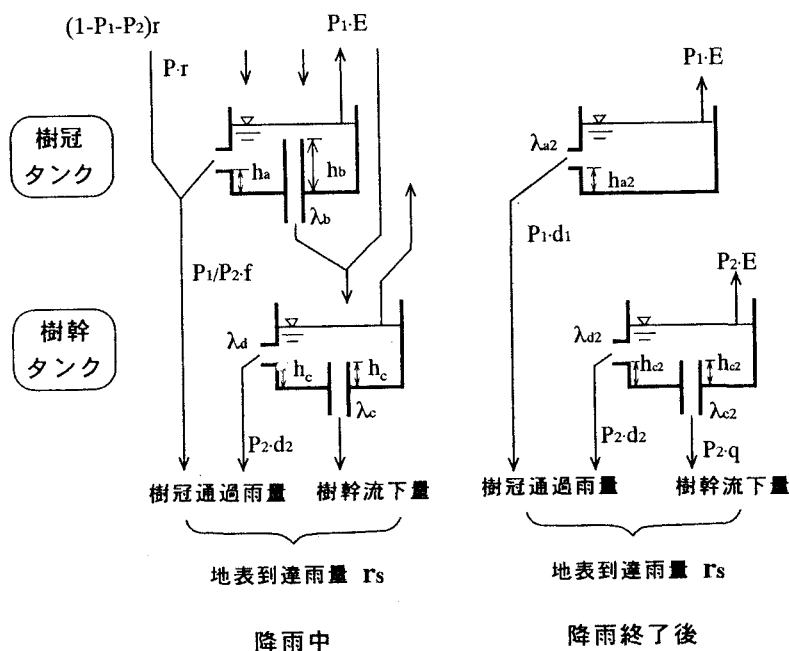


図-6 降雨遮断タンクモデル

降雨中の蒸発強度については、大抵の遮断蒸発モデルにおいては一定あるいは可能蒸発散量に比例する形式を取ることが多いが、本モデルでは、付着水量の大小、すなわち樹冠の濡れ具合も蒸発強度に影響を及ぼすと考え、(遮断)蒸発強度は付着(貯留高)と可能蒸発散量の積に比例する形式を仮定している点が特徴的である。すなわち、

$$E = \lambda_o \cdot E_p \cdot S \quad (3)$$

ここに、 E ：樹冠遮断蒸発強度(mm/hr)、 S ：樹冠タンク貯留高(mm)、 E_p ：可能蒸発散量(mm/hr)、 λ_o ：係数。したがって、本モデルでは林外雨量および樹幹流下量のほかに、可能蒸発散量 E_p を算定するため、Hamon式では気温が、Penman式では気温、湿度、風速および純放射量（あるいは日照時間）の観測データが必要である。なお、モデルの未知定数は観測した樹幹流下量を最も良く再現できる組み合わせを非線形最小2乗法のプログラムにより探索することにより決定される。

(2) 線形回帰遮断量推定モデル⁴⁾

線形回帰遮断量推定モデルは、Horton¹⁹⁾が提案した次式を基礎とする。

$$I = a' \cdot E \cdot T_R + b \quad (4)$$

ここに、 I ：一雨遮断蒸発量、 E ：降雨中蒸発強度、 T_R ：降雨継続時間、 a' 、 b ：係数および定数。

(4)式中の降雨中蒸発強度 E は、(3)式で与えられるとする。図-7に示すような単純化した降雨遮断タンクモデルにおいて、一定降雨強度 r の雨が継続しており貯留高の時間変化がない定常状態($dS/dt=0$)で、 d （滴下強度）+ f （樹幹流下強度）) E と仮定すれば、タンクの水収支式から次式が得られる。

$$S = \{w / (\lambda_1 + \lambda_2)\} \cdot r \quad (5)$$

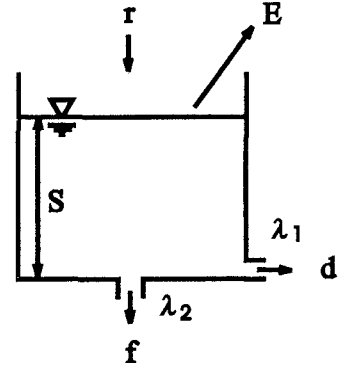


図-7 単純化した降雨遮断タンクモデル

ここに、 w ：単位面積当たりの樹冠面積割合、 λ_1 、 λ_2 ：孔定数。

結局、(3)式と(5)式および、 $T_R = R/r$ の関係式を(4)式に用いれば、次式が得られる。

$$I = a'' \cdot E_p \cdot R + b, \quad (a'' = a' \cdot \lambda_o \cdot w / (\lambda_1 + \lambda_2)) \quad (6)$$

(6)式と通常知られている(1)式を等置すれば、 $a = a'' \cdot E_p$ であり、(1)式の係数 a には、降水特性以外の微気象条件（気温、湿度、風速等）と森林特性（樹種、樹齢、樹冠密度等）が関与していると解釈できる。

3-3 樹木の蒸散の数値モデル

(1) ヒートパルス蒸散モデル^{3) 5)}

筆者らは、蒸散に伴う樹幹内樹液の上昇流速（ヒートパルス速度）に着目し、これと樹冠での蒸散強度および根系での吸収強度との関係を定式化することで蒸散量の推定法を開発した。ただし、ヒートパルス速度は実際の樹液流速そのものではなく、幹に差し込んだヒーターで樹液を加熱し、それによって発生した熱パルス（ヒートパルス）をトレーサーと

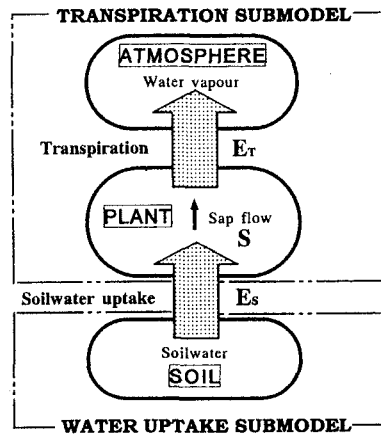


図-8 ヒートパルス蒸散モデルの構成図

してサーミスタにより熱パルスの移流速度としてモニタリングされたものである。本モデルでは気温、湿度、風速、純放射量（無ければ日照時間）とヒートパルス速度を用いてモデルの未知定数を同定するが、一旦、モデル定数が求まれば以後はヒートパルス速度を必要としない点で、林学の研究者ら^{20) 21)}によって提案されているヒートパルス速度を利用した蒸散量推定手法とは大きく異なる。

筆者らのヒートパルス蒸散モデルは図－8に示すように土壌水分の吸水過程を表現する吸水サブモデルと吸い上げられた水分が樹幹内を上昇し気孔から大気中に放出される過程を表現する蒸散サブモデルとから成っている。

①蒸散サブモデル 蒸散サブモデルでは、基本的には樹木を一つのタンクと見なしており、このタンクに関する蒸散量と吸水量のバランスを表現する水収支式と樹木内の水分動態を規定する水分状態式（運動方程式に相当）を定式化することで、最終的に次式のような基礎式を得ている（誘導の詳細は参考文献3）を参照されたい）。

$$\text{水収支式} \quad : \quad d S_{TR} / d t = E_T - E_S \quad (7)$$

$$\text{水分状態式} \quad : \quad \gamma_1 \cdot d^2 S_{TR} / d t^2 + \gamma_2 \cdot d S_{TR} / d t + S_{TR} = \gamma_3 \cdot E_S \quad (8)$$

ここに、 S_{TR} ：水分ストレス量（明け方の樹木水分量からの欠損量）、 E_T ：蒸散強度、 E_S ：根系からの土壌水分の吸水強度、 γ_1 、 γ_2 、 γ_3 ：パラメータ。（8）式の左辺第2項を S_{TR} の変化量に比例する抵抗項、第3項を復元項と見なし、右辺の吸水項（（7）式を代入すれば蒸散項と交換できる）を強制外力項と見なせば、（8）式は S_{TR} に関する強制振動方程式と考えることができる。これまでの模型実験および現地観測データの解析結果からは $(\gamma_2^2 - 4\gamma_1) < 0$ となる場合のみが得られていることから、（8）式は減衰振動の場合に相当する。すなわち基本的に日周期を有する根系からの吸水過程ないしは樹冠での蒸散過程が樹木内での水分変動に及ぼす影響が、強制外力と樹体の有する水だめ効果のような緩衝効果の相互作用を考慮した減衰振動過程の形式で表現されていると解釈できる。換言すれば、（8）式で表される水分変動過程を介して蒸散過程と吸水過程は（7）式のような形式で結び付けられていると考えることもできる。ヒートパルス速度は林木の胸高付近で観測されているので、樹冠での蒸散強度よりも、むしろ根系での吸水強度と密接に関連すると考え、模型実験結果に基づいて次式のようにヒートパルス速度 V_h と吸水強度 E_S との関係が設定されている。

$$V_h = K \cdot E_S^p \quad (9)$$

一方、現地の林木の蒸散量の実測は困難であることから、次式のような蒸散係数 ϕ を導入し、可能蒸発散量 E_p との積として蒸散強度 E_T を表現する。

$$E_T = \phi \cdot E_p \quad (10)$$

蒸散係数 ϕ は気孔の開閉度を通して蒸散効率を表現したパラメータで、樹体水分の欠損量 S_{TR} や飽差 Δe （飽和水蒸気圧と大気の水蒸気圧の差）の増大に伴って気孔が閉塞すると考え、これらの量の指数関数として定式化した²²⁾。

$$\begin{aligned} \phi &= \phi_m \exp(-\zeta S_{TR}), & (\Delta e < \Delta e_{CR}) \\ \phi &= \phi_m \exp(-\zeta S_{TR} - \eta \Delta e), & (\Delta e \geq \Delta e_{CR}) \end{aligned} \quad (11)$$

ここに、 Δe_{CR} ：土壌水分の過多に関係なく気象条件のみの影響で蒸散抑制が作用し始めるときの飽差の下

限值、 ϕ_m 、 ζ 、 η ：パラメータ。

蒸散強度 E_T を推定することが目的であるが、Hamon、Penman 式等を用いれば、気象量から可能蒸発散量 E_p は算定できるから、蒸散係数 ϕ を求める問題に帰着する。本モデルでは、蒸散量と強い関連がある樹体内の樹液流速の指標であるヒートパルス速度の観測値を検証データとしてモデルの（後述の吸水サブモデルのパラメータも含む）すべての未知パラメータを同定した後、(11)式で蒸散係数を算定し蒸散強度を推定することになる。

②吸水サブモデル 吸水サブモデルは土壤水分量と根系による吸水量との関係を記述し、土壤水分量が吸水過程ひいては蒸散過程に及ぼす影響を表現するモデルである。根系での吸水過程は基本的に土壤と根系内との間における水ポテンシャル勾配によって規定されることから、Feddes et al²⁴⁾ のモデリングを参考に 図-9 に示すように、吸水強度 E_s は土壤水分ポテンシャル Ψ の関数とした²³⁾。

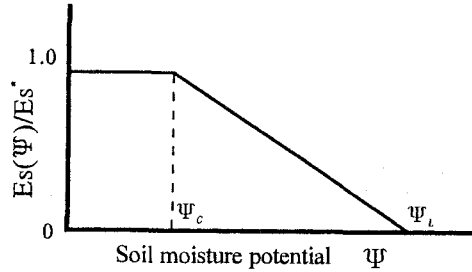


図-9 吸水サブモデルの模式図

$$E_s/E_s^* = \begin{cases} 1 & (\Psi > \Psi_c) \\ (\Psi - \Psi_L)/(\Psi_c - \Psi_L) & (\Psi_c \geq \Psi > \Psi_L) \\ 0 & (\Psi_L \geq \Psi) \end{cases} \quad (12)$$

ここに、 E_s^* ：気象条件のみで規定される吸水強度で、前述の蒸散サブモデルにより計算される、土壤水分が十分あるときの吸水強度、 Ψ_c ：土壤水分の減少に伴い吸水強度 E_s が E_s^* より減少し始めるときの土壤水分ポテンシャル、 Ψ_L ：さらに土壤水分が減少し吸水強度がゼロとなるときの土壤水分ポテンシャル。したがって、土壤水分ポテンシャル Ψ が Ψ_c を越えない限り、すなわち、土壤水分が Ψ_c に対応する臨界値以下にならない限り、吸水強度は気象量のみで決まる。なお、土壤水分が十分あるときの E_s すなわち、 E_s^* の上限値を $E_{s_{max}}$ として同定されなければならない未知パラメータの一つとした。これは土壤水分も十分であり、しかも $E_{s_{max}}$ を越えるほどの気象条件が整った（飽差が大、純放射が大、気温が高い等）ときでも、それに対応できる根系の吸水能力には自ずと限界があるはずであり、そうした根系の吸水能力の限界値を表す。

まとめると、蒸散サブモデルと吸水サブモデルに含まれるすべての未知パラメータは、 γ_1 、 γ_2 、 γ_3 、 K 、 P 、 ϕ_m 、 ζ 、 η 、 Δe_{CR} 、 Ψ_c 、 Ψ_L 、 $E_{s_{max}}$ の 12 個である。土壤水分が十分と思われる期間の観測データで吸水サブモデルに関するパラメータ： Ψ_c 、 Ψ_L 以外の 10 個のパラメータを先に同定し、次に土壤水分が少なくなっていると思われる渇水期間での観測データで残りの Ψ_c 、 Ψ_L を決定する。パラメータの同定は、可能蒸発散量 E_p を気象量より計算したものをモデルの入力値としてヒートパルス速度を計算し、現地での観測されたヒートパルス速度との差の 2 乗和を最小とするパラメータの組をシンプレックス法で探索する方法を採用する。

(2) 日蒸散量の簡易推定モデル⁴⁾

前述のように、遮断蒸発量に比べ蒸散量には、多くの要素が関係し、まして流域単位で蒸散量を精度良く推定することは至難のことと言える。しかし、蒸散活動を抑制するほどに土壤水分量が少なくなることが希であると思われるような、いわゆる湿润気候帯に属する（日本のような）地域では、蒸散量の推定には、土壤水分の多少はあまり関係がないはずであり、土壤水分の吸水サブモデルを使わずに、純放射量、気温、湿度、風速等の気象データとヒートパルス速度の観測データがあれば、前述の(12)式を使わずに(7)-(11)式で蒸散量を推定することができる。すなわち、可能蒸散量 E_p は気象データを Penman 式あるいは Hamon 式に用い

て計算され、蒸散係数 ϕ と蒸散量 E_T が時間単位または日単位で推定できる。さらに、樹木の蒸散が活発な春、夏について気象およびヒートパルス速度の多くの観測値が蓄積されれば、蒸散係数 ϕ とそれに有為な気象要素との重回帰分析ができることから、各月ごとで、気温と日照時間データだけから、日蒸散量を実用的に十分な精度で推定が可能であることを確認した⁴⁾。

3-4 直列2段タンク流出モデル

蒸散の補給源である土壌水分を考慮した直列2段タンクモデルを図-10に示す。このモデルは主として表層タンクと地下水タンクから成る。表層タンクは表面流出ならびに早い中間流出の生起場であるA層を模擬した上部タンクと雨水の浸透降下・貯留と遅い中間流出の発生場であるB層を模擬した下部タンクとから構成される。上部タンクにおいて発生する表面流出は kinematic wave理論に従うとしており、変動流出域の概念に基づき、表面流出高の増減に応じて表面流出の発生場を変化させている。また、早い中間流出や地下水補給は Darcy の法則に従うと仮定して定式化されている。

表層下部タンクは比較的孔隙が大きく土壌水分移動の活発な1次土壌水分タンクと比較的孔隙が小さく土壌水分移動の穏やかな2次土壌水分タンクから構成される。いずれのタンクからも早い中間流出よりも時定数の小さい遅い中間流出が生起する。地下水タンクではいわゆる深層地下水に相当する被圧型地下水流出のほかに、浅層地下水に相当する不圧型地下水流出も考慮されている。

樹木の根系はより大きな孔隙から土壌水分を吸収するようであるので、樹木の蒸散にともなう土壌水分の吸収は1次の土壌水分タンクから発生するとし、3-3②吸水サブモデルで述べたように、土壌水分がある臨界値を下回ると土壌水分の吸収強度は土壌水分量に応じて線形的に減少するとする。

本モデルでは、3-2の遮断蒸発モデルによって算定された地表到達雨量が入力条件であり、3-3の蒸散モデルで算定された土壌水分の変化を支配する蒸散量がいわゆる境界条件に相当する。直列タンクモデルの未知定数は流出量を最も良く再現する定数の組み合わせを非線形最小2乗法で探索することにより決定される。

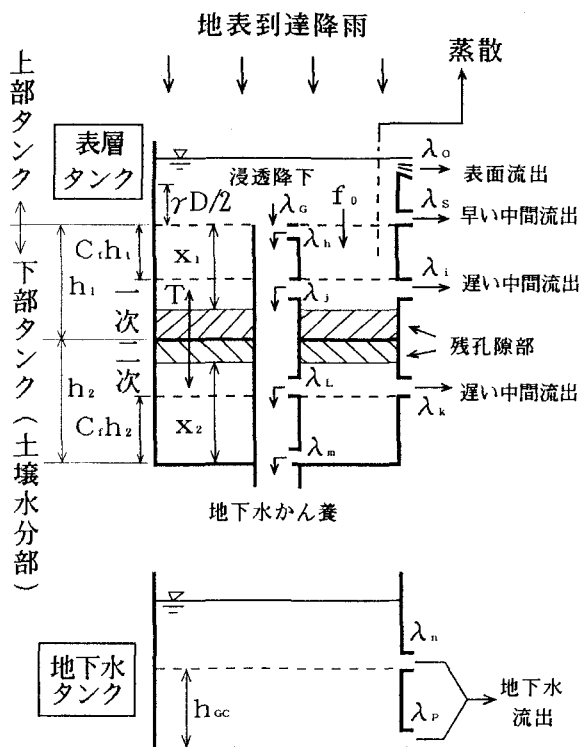
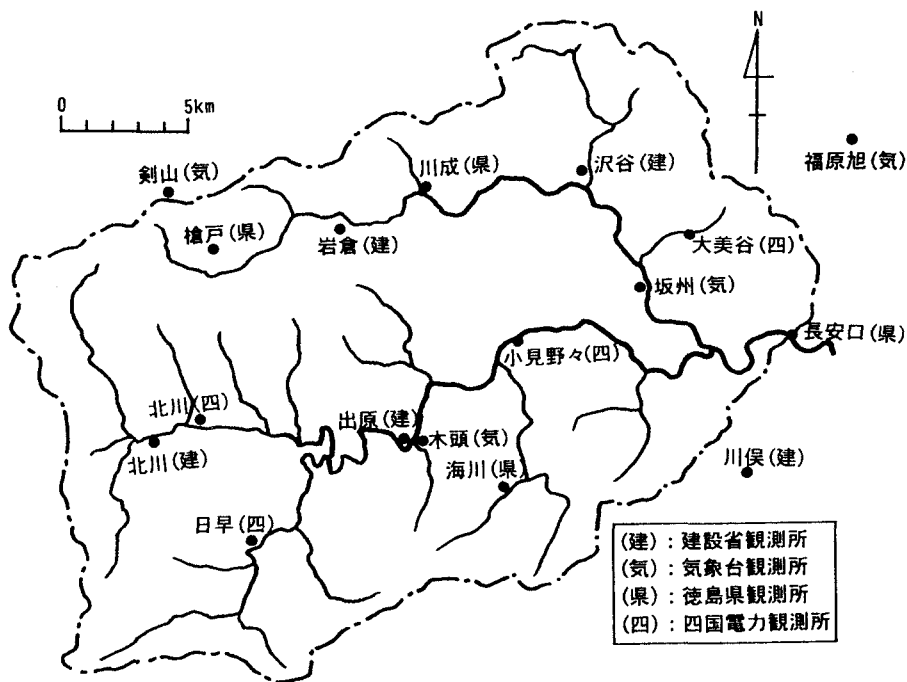


図-10 直列2段タンクモデル

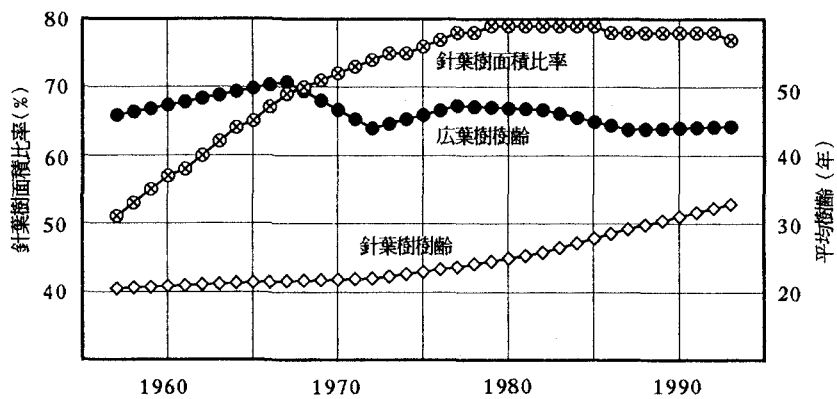
4. 徳島県那賀川上流域における水源かん養機能の解析

4-1 対象流域の森林状況、年蒸発散量及び流況の経年変化

対象とする流域は、図-11に示すように、徳島県那賀川上流の長安口ダム流域 (494.3km²)である。徳島県地質図によれば、流域はほぼ中央部を東西に走る仏像構造線を境としてその北側に位置する秩父帯と南側の四万十帯の異なる2つの地質帯に属する。



図一 1 1 長安口ダム流域と降水観測所

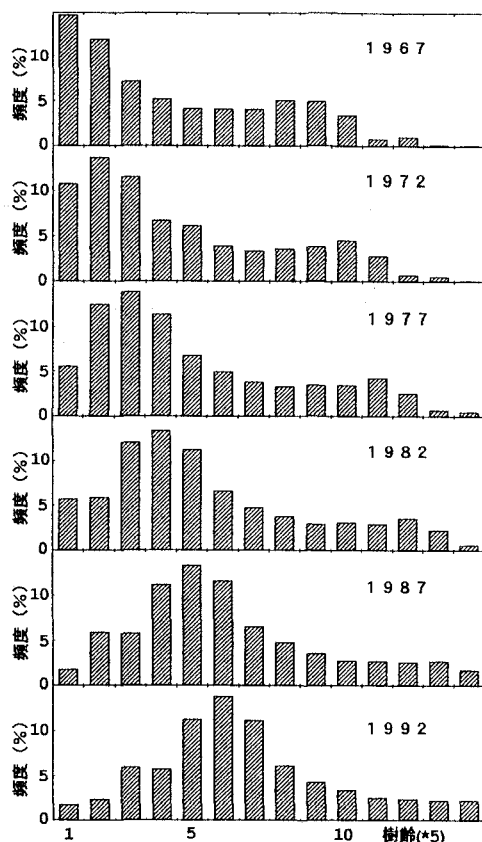


図一 1 2 長安口ダム流域の針葉樹面積比率及び針葉樹、 広葉樹の平均樹齢の経年変化

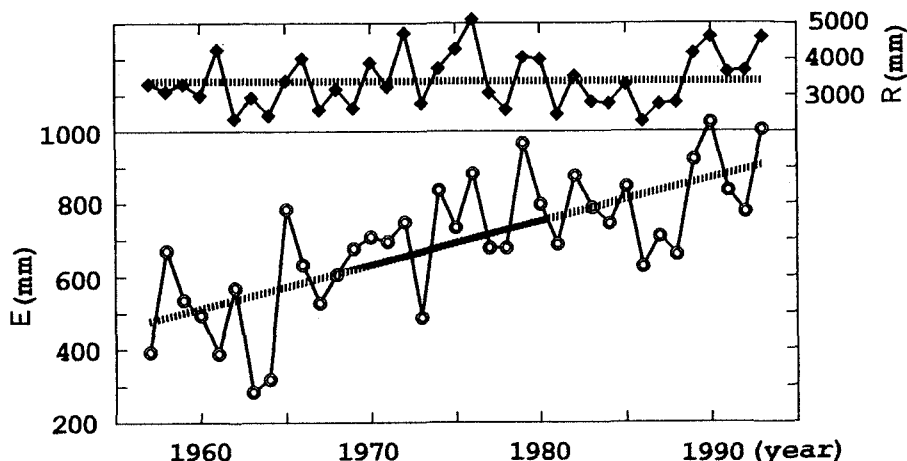
降水量については、図一 1 1 に示すような建設省、気象台、徳島県及び四国電力の降水量資料を基にティーセン法により流域平均降水量を算定し、これを解析に用いた。長安口ダム流入量の資料については、建設省四国地方建設局より入手した。日平均気温資料については、気象台木頭観測所のものから高度補正をして域平均高度の日平均気温とした。森林状況の資料としては、本対象流域は、上那賀町、木頭村及び木沢村の 3 町村の面積とほぼ同じであるので、徳島県森林資源現況表^{24) 25)}の 3 町村のものを利用した。

長安口ダムの流域面積に対する針葉樹面積比率及び針葉樹、広葉樹の平均樹齢の経年変化を図一 1 2 に示す。また、針葉樹の樹齢分布の経年変化を図一 1 3 に示す。図一 1 2 および 1 3 より明らかなように、1950年代の後半より1970後半にかけて、針葉樹面積比率が急激に増加し、1970の後半より針葉樹面積比率の増加は頭打ちになるものの、代わって針葉樹の平均樹齢が大きくなっていることが分かる。針葉樹の面積と平均樹齢が大きくなることは、遮断蒸発と蒸散の発生場である樹冠の葉面積の増加を意味するわけであるから、蒸発散量の増加と強い関係があることは容易に予想される。

長安口ダム流域の流域平均年降水量と長安口ダムの年間流入量の差を年間蒸発散量 E と見なし、これ



図一 1 3 長安口ダム流域の針葉樹樹齢分布の経年変化



図一 1 4 長安口ダム流域の年蒸発散量の経年変化

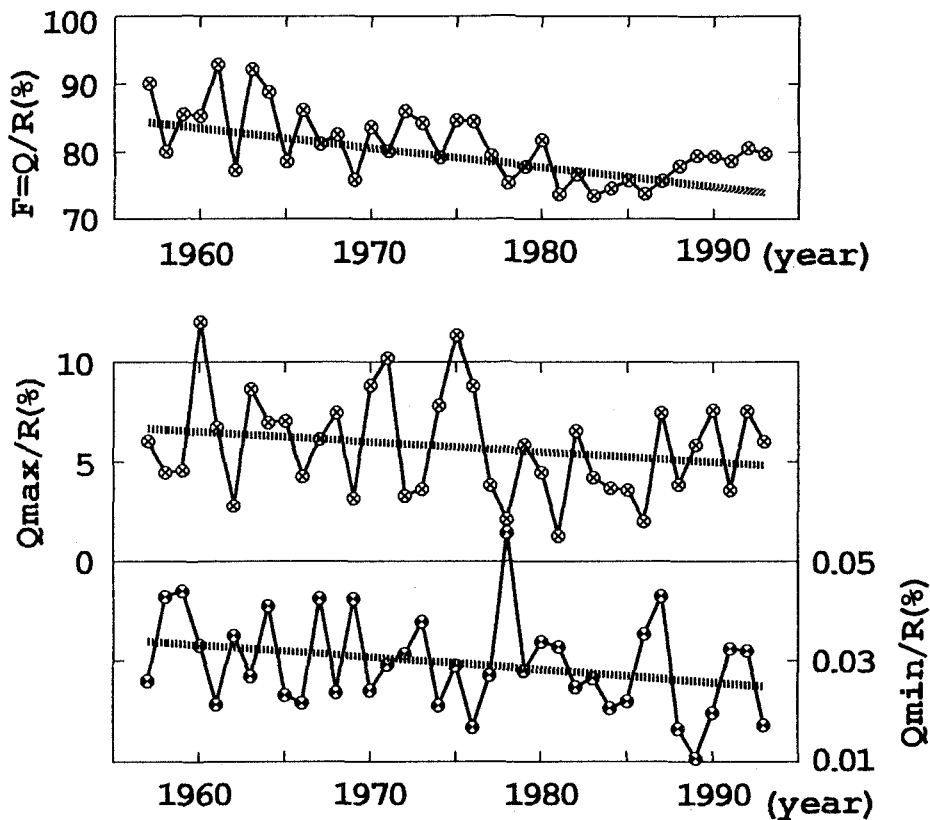


図-15 長安口ダム流域の流況の経年変化

の経年変化を図-14に示す。参考のため、年間降水量Rの経年変化も併示する。この図より、年降水量にはトレンドは見られないのに反して、年蒸発散量Eには、明瞭に増加トレンドが現れている。ちなみに、図中の直線トレンドを有意検定したが、年降水量Rでは、トレンド無し、年蒸発散量Eでは増加トレンドは有意であった。

年流出量Qを年降水量Rで除した年流出率F、及び年最大日流量 Q_{max} 、年最小日流量 Q_{min} を年降水量Rで無次元化したものの経年変化を図-15に示す。図より、いずれの場合も有意な減少トレンドを示していることが分かる。図-12から15を総合して考えれば、30年以前に比べ、現在では、人工針葉樹の面積増加ならびに森林施業の低迷等が、蒸発散に関与する有効樹冠葉面積を増大させ、このため蒸発散量が増加し、結果として河川流出量の低水、高水、及び流出率の減少をもたらしていると言える。

4-2 数理モデルによる遮断蒸発量と蒸散量の評価⁴⁾

ここでは、3で説明した数理モデルを用いて、那賀川長安口ダム流域の遮断蒸発量及び蒸散量の経年変化を推定し、森林状況の経年変化との関係を定量的に評価する。

日遮断蒸発量Iは(6)式を参考に次式で与える。

$$I = \begin{cases} r & (r < r_c) \\ r_c + \alpha \cdot F_1(f_c, f_b) \cdot (r - r_c) \cdot H & (r > r_c) \end{cases} \quad (13)$$

ここに、 r ＝日降雨量、 r_c ＝限界付着水量、 H ＝Hamon式を介して降雨日の日平均気温より計算される可能蒸発散量、 f_c ＝針葉樹の樹齢に針葉樹面積割合を乗じたもの、 f_b ＝広葉樹の樹齢に広葉樹面積割合を乗じたもの、 $F_1(f_c, f_b)$ ＝流域の森林による降雨遮断蒸発に関する係数で、 f_c 、 f_b の関数、 α ＝係数。

一方、無降雨日はもちろんのこと、日降水量 r が可能蒸発散量 H よりも小さいときには蒸散が生じるとし、日蒸散量 T を(10)式を参考にして次式で与える。

$$T = \beta \cdot F_T(f_c, f_b) \cdot H, \quad (r < H) \quad (14)$$

ここに、 H ＝Hamon式を介して無降雨日の日平均気温より計算される可能蒸発散量、 $F_T(f_c, f_b)$ ＝流域の森林からの蒸散に関する係数で、 f_c 、 f_b の関数、 β ＝係数。

そうすると、ある年ある日の蒸発散量 e_{ij} は次式で与えられる。

$$e_{ij} = I_{ij} \cdot V_{ij} + T_{ij} \cdot (1 - V_{ij}) \quad (15)$$

ここに、 $V_{ij} = 1$ ($r_{ij} > H$) or 0 ($r_{ij} < H$)、 r_{ij} ＝ j 年 i 日の降雨量。したがって、 j 年について毎日の蒸発散量を積分すると年蒸発散量 E_j になる。

同定しなければならないパラメータは、 r_c 、 α 、 β の三つであるが、それに必要な蒸発散データは、年降水量と年流出量の差としての年蒸発散量データしか利用できない。そこで、日単位の遮断蒸発量と蒸散量を1年間について累積した蒸発散量を1年間の日数で除して、年間を通じた日平均蒸発散量についての回帰式を設定する。 $F_1(f_{cj}, f_{bj})$ 、 $F_T(f_{cj}, f_{bj})$ の具体的な関数形については、重回帰係数が最大になる関数形を試行錯誤的に探索する必要がある。

r_c の決定については、 r_c がある値に設定されれば、重回帰分析により回帰係数 α 、 β は直ちに決まるが、得られたパラメータを用いて、 r_c を逆算しても、最初に設定した値にはならない。したがって、再度 r_c を設定し直し、回帰係数 α 、 β を計算し直し、再び r_c を逆算する。この手順を繰り返し、設定した r_c と逆算した r_c が一致するまで行う。

森林特性： $F_1(f_{cj}, f_{bj})$ 、 $F_T(f_{cj}, f_{bj})$ の具体的な関数形としては、適切な関数形を試行錯誤的に探し、最終的に次式を採用した。

$$F_1(f_{cj}, f_{bj}) = \{f_{cj}/f_{bj}/(f_{cj}+f_{bj})\} \cdot W_{cj} \\ / \{f_{c1}/f_{b1}/(f_{c1}+f_{b1})\} \\ + f_{bj}/(f_{c1}+f_{b1}) \cdot (1-W_{cj}) \quad (16a)$$

$$F_T(f_{cj}, f_{bj}) = (f_{cj}+f_{bj})/(f_{c1}+f_{b1}) \quad (16b)$$

ここに、 W_{cj} ＝解析期間の j 年目の針葉樹森林面積割合、 f_{c1} 、 f_{b1} ＝それぞれ $j=1$ 年目の f_{cj} 、 f_{bj} の値。したがって、 $F_1(f_{cj}, f_{bj})$ 、 $F_T(f_{cj}, f_{bj})$ は解析初年度の f_{c1} 、 f_{b1} で無次元化されている。

那賀川の長安口ダム流域(494km²)における1957年より1993年の37年間の年蒸発散量(＝年流域平均降水量－年流出量)データを用いて、 r_c 、 α 、 β を同定し、 $r_c=0.7$ 、 $\alpha=0.012$ 、 $\beta=0.742$ を得た。

r_c はほぼ樹冠付着水量(mm)であり、通常知られている値と比較しても、妥当な値と考えている。

ところで、

$$\alpha' \equiv \alpha \cdot F_1(f_{cj}, f_{bj}) \cdot H_{ij}$$

$$\beta' \equiv \beta \cdot F_T(f_{c_j}, f_{b_j}) \quad (17)$$

と置くと(13)、(14)式は次式のように書ける。

$$I = \alpha' \cdot r + r_c \cdot (1 - \alpha'), \quad (r > r_c) \quad (18)$$

$$T = \beta' \cdot H \quad (19)$$

すなわち、 α' は森林特性と可能蒸発散能(気温)の関数で与えられる降雨量 r に対する遮断蒸発量の割合を示す遮断蒸発係数の平均であり、 β' は森林特性の関数で与えられる可能蒸発散量 H に対する蒸散量の割合を示す蒸散係数の平均である。全データ(全期間)の平均を求めると、 $\alpha' = 0.106$ 、 $\beta' = 0.648$ である。 α' は降水量に対する割合、 β' は可能蒸発散量に対する割合であるが、通常知られている数値と比較して妥当であると判断している。なお、年間蒸発散量の推定値と観測値との相関係数 ρ は $\rho = 0.89$ であり、標準誤差 σ_e は $\sigma_e = 97\text{mm}$ であった。

森林特性の経年変化が年蒸発散量に与える影響を見るために、気象水文特性の経年的な変化を除外することにする。すなわち、森林特性 $F_1(f_{c_j}, f_{b_j})$ 、 $F_T(f_{c_j}, f_{b_j})$ を $j=1, 2, \dots, 37$ と各年度の森林特性値で固定し、各年度 $m=1, 2, \dots, 37$ の気象水文特性(降雨量、気温)データを回帰式に代入して年蒸発散量 E_{jm} を求める。このようにして、観測年間37年間の E_j の平均 M_{e_j} 、標準偏差 S_{e_j} を求め、回帰式の標準誤差 σ_{e_j} を考慮し、 M_{e_j} と $M_{e_j} \pm (S_{e_j}^2 + \sigma_{e_j}^2)^{1/2}$ を5年間隔で図示すると図-16のようである。

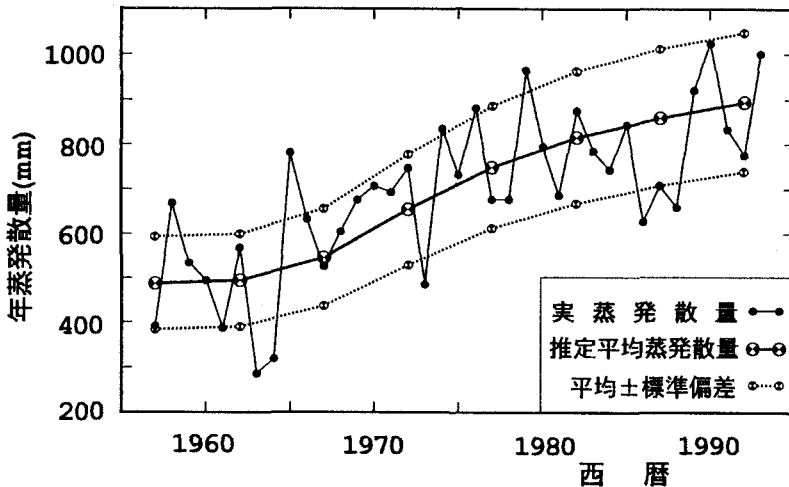
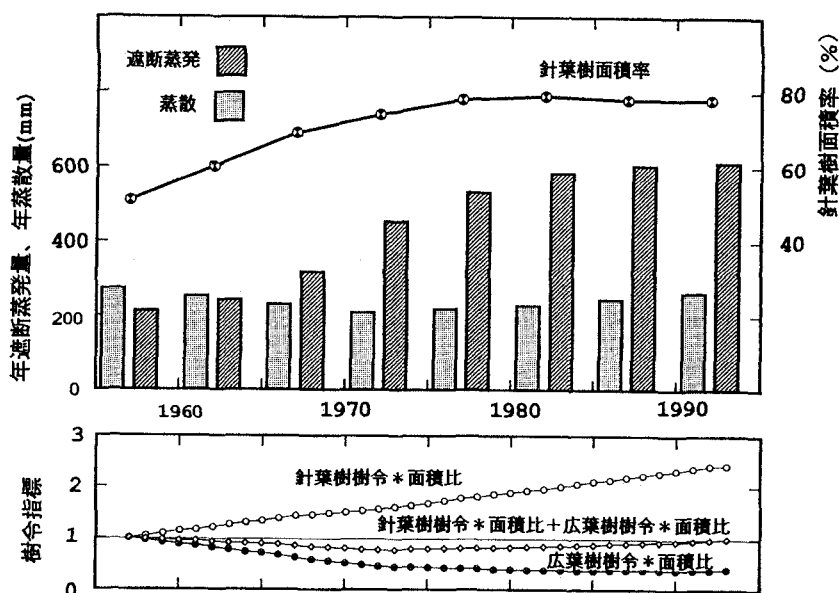


図-16 年蒸発散量の平均的な経年変化と変動域

図-16の M_{e_j} の平均的な経年変化によれば、昭和32年(1957)より昭和47年(1972)にかけての針葉樹面積の増加と共に年蒸発散量は急激に増大し、平成4年(1992)には昭和32年の年蒸発散量487mmの1.8倍に相当する876mmに達している。この間36年間で389mm年蒸発散量が増加したことになる。

この年蒸発散量の増加量389mmを365日で除し年間を通じての日平均流量(m^3/s)に換算すると、 $6.1 \text{ m}^3/\text{s}$ にもなる。長安口ダム地点での平水流量は約 $2.5 \text{ m}^3/\text{s}$ であるから、30年前に比べ、年蒸発散量の最近の減少は、利水にかなり大きな影響を与えていることは間違いないと思われる。

さらに、年蒸発散量を年遮断蒸発量と年蒸散量に分離して、それぞれの平均的な経年変化を示せば、図-1



図一 17 年遮断蒸発量、年蒸散量の平均的経年変化

17 のようである。これによれば、明らかなように、年蒸散量は200数10mm程度で、1970年代まで減少であったものの、1980年代より漸増しているが、全般的に大きな経年変化は見られない。これに対し、年遮断蒸発量は年蒸散量とほぼ同様な経年変化を示している。即ち、昭和37年(1957)から昭和47年(1972)にかけて年遮断蒸発量が急激に増加し、平成4年(1992)年には昭和32年の年遮断蒸発量214mmの2.9倍に相当する612mmにも達している。

以上のことより、昭和32年頃から最近までの流域年蒸散量の明確な増加傾向の原因は、昭和32年頃から昭和47年頃にかけての広葉樹の伐採、人工針葉樹化の増大と、1ha当たりの人工樹植栽本数が戦前(1000本/ha)に比べ2倍(戦後より昭和32年頃まで)、3倍(昭和32、33年頃から)と急激に増加したこと²⁶⁾、さらには、1980年代の成長した人工針葉樹の間伐、伐採等の森林施業の不徹底等にあると明言することができる。

こうした蒸発散量の変化が、河川流量の流況にどの程度の影響を与えているか定量評価するため、3-2(1)の降雨遮断モデル、3-3(2)簡易蒸散モデル、3-4の直列2段タンクモデル及び4-2の蒸発散の経年変化の解析結果を用いた長期流出解析を、渇水年であった1960年と1986年(年降水量2259mm)で実施し、年間流量(13.7%減)、年最大日流量(19.6%減)、豊水量(9.3%減)、平水量(12.6%減)、低水量(14.5%減)、渇水量(7.9%減)、年最小日流量(9.8%減)のいずれについても、1960年に比べ1986年では蒸発散量の増加に伴い、減少していることを確認している⁷⁾。

4-3 遮断蒸発量が洪水ピーク流量に及ぼす影響について

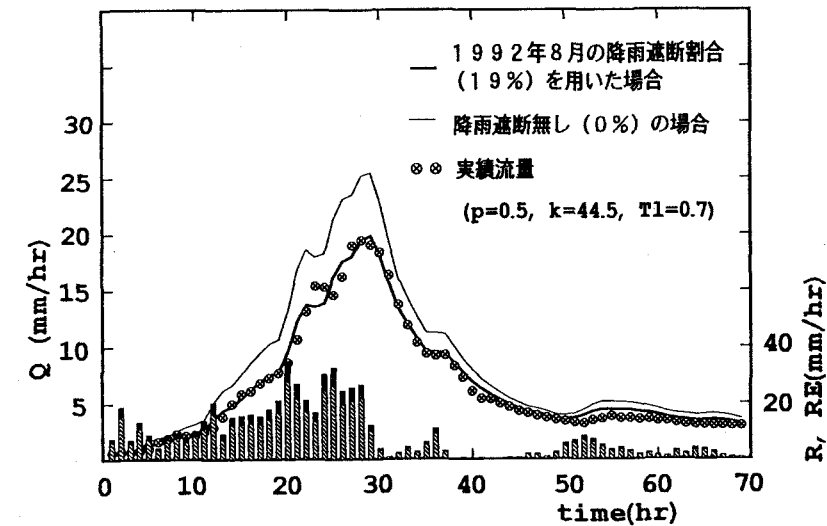
通常の洪水解析では、遮断蒸発量は、ハイドログラフ立ち上がり点までの初期損失として評価される程度で、洪水ピーク流量には影響が無いものとして、洪水の立ち上がり後の解析では無視されてきた。ここでは、そうした仮定が長安口ダム流域のような森林流域の洪水解析でも妥当であるかを少し検討して見ることにする。簡単のため、長安口ダム流域(494.3km²)全体を一つの流域として、よく使われている次式の貯留関数

法を適用し、遮断蒸発が洪水ピーク流量に与える影響の有無を解析する。

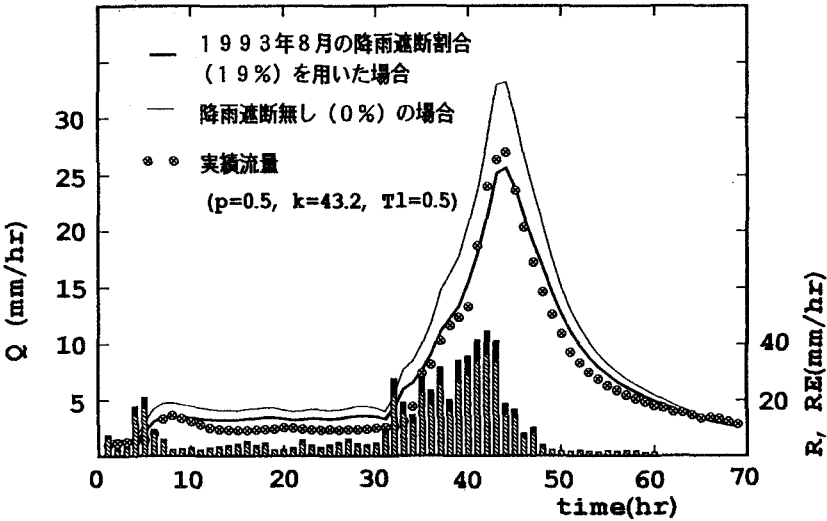
$$\begin{aligned} \frac{ds_i(t)}{dt} &= r_e(t) - q_i^p(t), \quad s_i(t) = k \cdot q_i^p(t) \\ q_i(t) &= q(t + T_i) \end{aligned} \tag{7}$$

$$r_e(t) = r(t) - 0.012 \cdot F_1(f_{c,j}, f_{b,j}) \cdot H_{1,j} \cdot r(t) \tag{8}$$

ここに、 $p=0.5$ 、 $r(t)$ 、 $q(t)$ =それぞれ、時刻 t の降雨強度(mm/hr)、流出高(mm/hr)、 $r_e(t)$ =有効降雨強度で、遮断蒸発量((18)式で r_e を無視)を $r(t)$ より差し引くことにより与える。同定しなければなら



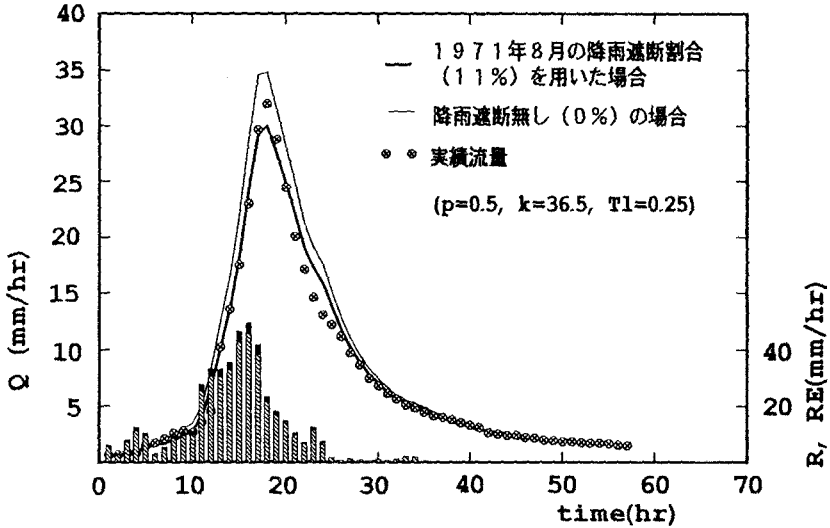
図一 18 洪水流出に対する降雨遮断蒸発の影響（1992年8月洪水）



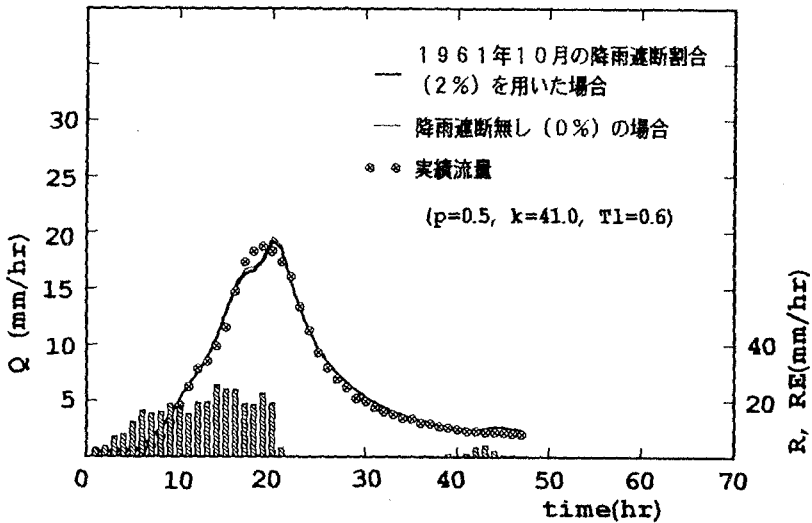
図一 19 洪水流出に対する降雨遮断蒸発の影響（1993年8月洪水）

ないパラメータは k , T_1 の二つであるとし、一次流出係数や飽和雨量の概念はここでは採用しない。

図一18、19は平成4年8月洪水(1992年)、平成5年8月洪水(1993年)に対して(7)式を適用し、パラメータ k , T_1 を同定したものであり、それぞれの年度の各時間降雨遮断量を(8)式で評価することにより、極めて良く洪水流出が再現されていることが分かる。参考のため、それぞれの同定されたパラメータを用い、各時間降雨遮断量を見捨てた場合も図示しているが、観測流量との差が際立つている。すなわち、平成4年8月洪水、平成5年8月洪水とも、降雨遮断割合は19%であるが、降雨遮断を見捨てた場合の洪水ピーク流量をそれぞれ28%、19%低減させていることになる。とくに、8月は気温が高く、降雨遮断蒸発の影響が洪水ピーク流量に現れ易いと言える。



図一20 洪水流出に対する降雨遮断蒸発の影響(1971年8月洪水)



図一21 洪水流出に対する降雨遮断蒸発の影響(1961年10月洪水)

図一20は、前述の洪水よりも21, 2年以前の昭和46年8月洪水（1971年）の同定結果を示す。このときの降雨遮断割合は(8)式によれば、11%と平成4、5年洪水に比べ、ざっと半分である。この洪水は、後述するように、流域の下流にピーク付近の降雨が集中したため、ハイドログラフの立ち上がりが極めて急激であったが、降雨遮断を無視した場合に比べ、洪水ピーク流量を9%低減させていることになる。

図一21は、平成4、5年洪水よりも31, 2年以前の昭和36年10月洪水（1961年）の同定結果を示す。このときは、降雨遮断割合は2%と小さく、降雨遮断を無視した場合と、ピーク流量は、ほとんど変わらないことが分かる。

こうした各時間降雨遮断量を考慮した洪水流出解析により、長安口ダム流域では、近年の森林施業の停滞とは裏腹に、降雨遮断蒸発の影響が、気温の高い8月では、2割程度まで、洪水ピーク流量の低減に寄与していることが確認できたと思われる。

従来の貯留関数法による洪水解析では、こうした降雨遮断蒸発量については、ほとんど配慮されていなかった訳であり、 k 、 p 、並びに一次流出係数や飽和雨量というパラメータの中に降雨遮断蒸発の影響が埋没されていたように思われる。日本の他の森林流域でも、那賀川の森林状況の急激な経年変化と程度の差はあれ、20年、30年以前に比べ、かなり森林状況が変化しているはずであり、こうした観点から、森林状況の変化と蒸発散を考慮に入れ、特に降雨遮断蒸発量と蒸散量を個々にしっかりと評価した上での洪水解析と低水解析の見直しが必要ではないかと思われる。

ところで、本来、パラメータ k 、 T_i は洪水ごとに变化するものではないはずであるが、ここでは、長安口ダム流域を、便宜上、一つの流域とした、いわゆる集中モデルを採用しているため、洪水時の降雨の空間的な分布を無視し、流域の上流から下流の全域で、各時刻では、同じ降雨強度の降雨が一様に降っていると仮定していることになり、この仮定の影響が、パラメータ k 、 T_i の違いとなって現れていると考えている。たとえば、昭和46年8月洪水（図一20）は平成4、5年8月洪水及び昭和36年10月洪水（図一18、19、21）に比べ、対象流域の下流域に、かつ短時間に強い降雨強度の降雨があったため、 k 、 T_i とも、小さい値となり、そのため、極めて急激な洪水流出の立ち上がりとなったと思われる。

最後に、3-2(1)の降雨遮断モデルと3-4の直列2段タンクモデルでも、降雨遮断蒸発が洪水ピーク流量に及ぼす影響について解析をしたが^{7), 8)}、ここで示した結果とほぼ同様に、洪水ピーク流量に対する降雨遮断の影響が本流域では近年無視できなくなっていることを確認していることを付記して置く。

5. あとがき

森林流域における水循環機構について概説した後、小試験流域における水文・気象等の観測データを基に構築した筆者らの数理モデルの基本的なコンセプトと概要について説明した。さらに、約500km²なる流域面積を持つ比較的広い地域（那賀川・長安口ダム流域）を対象に、森林施業と水源かん養機能（洪水低減・渇水緩和機能）との関係について、森林状況の経年資料等を用いて解析した結果、30年以前に比べ、現在では、人工針葉樹の面積増加ならびに森林施業の低迷等が、蒸発散に関与する有効樹冠葉面積を増大させ、このため蒸発散量が増加し、結果として河川流出量の低水、高水、及び流出率の減少をもたらしていることを明らかにした。とりわけ、降雨遮断蒸発の影響が、近年の森林施業の不活発さとは裏腹に、時間降雨強度の1割から2割程度の大きさで、洪水ピーク流量の低減に寄与しており、森林流域、特に人工針葉樹が卓越する流域での洪水解析では降雨遮断蒸発の影響（の変化）が無視できないことが分かった。日本の他の森林流域でも、那賀川ほどでないにしろ、戦後の拡大造林政策と全国的な森林施業の低迷の影響を受け、かなり森林状況が変化しているはずであり、こうした森林状況の変化と遮断蒸発量、蒸散量の変化の有無を考慮に入れた洪水解析と低水解析が必要ではないかと思われる。

参考文献

- 1) 端野道夫・吉田弘・村岡浩爾：森林水循環モデリングと水収支の評価、水工学論文集、Vol. 36, pp. 521-528, 1992.
- 2) 吉田弘・端野道夫・村岡浩爾：樹幹流データを利用した降雨遮断タンクモデルによる森林蒸発量推定法、水文・水資源学会誌、Vol. 6, No. 1, pp. 19-30, 1993.
- 3) 吉田弘・端野道夫・村岡浩爾：ヒートパルス速度と微気象データを利用した林木蒸散量推定法の提案、水文・水資源学会誌、Vol. 6, No. 4, pp. 350-357, 1993.
- 4) アルフィオン・コリアス・吉田弘・端野道夫：日蒸発・蒸散量の簡便な分離推定手法の検討、水工学論文集、Vol. 41, pp. 49-54, 1997.
- 5) 吉田弘・端野道夫・越智一直：数理モデルによる土壌水分と飽差が蒸散抑制に及ぼす影響の解析、水工学論文集、Vol. 41, pp. 73-78, 1997.
- 6) 端野道夫・吉田弘：水源かん養機能に及ぼす森林の影響評価（1）、地下水技術、Vol. 39, No. 5, pp. 34-42, 1997.
- 7) 端野道夫・吉田弘：水源かん養機能に及ぼす森林の影響評価（2）、地下水技術、Vol. 39, No. 7, 1997（印刷中）.
- 8) 矢部雅紀：那賀川流域における森林の洪水低減機能の評価、徳島大学大学院修士論文、1997.
- 9) 塚本良則編：森林水文学、文永堂出版、1992.
- 10) 塚本良則・太田猛彦・峯村徹也：降雨中の遮断蒸発、水文・水資源学会1988年研究発表会要旨集、pp. 40-41, 1988.
- 11) Stewart, J. B. : Evaporation From the Wet Canopy of a Pine Forest, Water Resources Research, Vol. 13, No. 6, pp. 915-921, 1977.
- 12) 土質工学会：土のはなしⅢ、技報堂出版、p. 211.
- 13) 村井宏・岩崎勇作：林地の水および土壌保全機能に関する研究（第1報）、林業試験場研究報告、Vol. 274, pp. 23-84, 1975.
- 14) 日本林業技術協会編：森林の100不思議、東京書籍、p37.
- 15) 中野秀章・有光一登・森川 靖：森と水のサイエンス、東京書籍、pp. 75-76.
- 16) 中野秀章：森林水文学、共立出版、pp. 97-115.
- 17) 荒木眞之：森林気象、川島書店、pp. 89-91.
- 18) 前出9)、P. 289.
- 19) Horton, R. H. : Monthly Weather Review, Vol. 47, pp. 603-623, 1919.
- 20) 森川 靖：ヒノキの樹液の流れ—林木の水分収支と関連して—、東京大学演習林報告、Vol. 66, pp. 251-297, 1974.
- 21) 小南祐志・鈴木雅一：ヒートパルス法による実蒸散量の推定、京都大学演習林報告、Vol. 62, pp. 197-207, 1990.
- 22) 吉田弘・端野道夫・越智一直：ヒートパルス蒸散モデルによる蒸散抑制作用の解析、水文・水資源学会1995年研究発表会要旨集、pp. 36-37, 1995.
- 23) Feddes, Kowalik, Malinka and Zaradny : Simulation of field water uptake by plants using a soil water dependant root extraction, Journal of Hydrology, Vol. 31, pp. 13-26, 1976.
- 24) 農林省徳島統計調査事務所：徳島農林水産統計年報—農林編、昭和32年—昭和45.
- 25) 徳島県：森林資源現況表、昭和42年—平成4年.
- 26) 徳島県：木頭林業地域の林業振興に関する地域診断、昭和48年、p. 78.