

森林流域の保水容量と流域貯留量

誌名	森林総合研究所研究報告
ISSN	09164405
著者名	藤枝,基久
発行元	森林総合研究所
巻/号	6巻2号
巻号補足	
掲載ページ	p. 101-110
発行年月	2007年6月

農林水産省 農林水産技術会議事務局筑波産学連携支援センター
Tsukuba Business-Academia Cooperation Support Center, Agriculture, Forestry and Fisheries Research Council
Secretariat



総説 (Review Article)

森林流域の保水容量と流域貯留量

藤枝 基久^{1)*}

Water-holding capacity and basin storage at forest catchments in Japan

FUJIEDA Motohisa^{1)*}

Abstract

A review and summary analysis of 52 catchments (catchment scale: 10^2 to 10^2 km²) were conducted in order to clarify the water-holding capacity and basin storage as indicators for the forest function of headwater conservation. These indicators are based on how much water a forest catchment could temporarily store water within a basin during a storm. The water-holding capacity, which is defined as the product of porosity by soil depth, ranges from 200 to 500 mm depending on the magnitude of the soil mantle. The basin storage estimated by rainfall amounts and abstraction relation ranges from 50 to 250 mm, which mainly depends on the surface geology and soil type. The largest basin storage is for the catchment of granite and volcanic ash catchment followed in order of magnitude by those of metamorphic rocks catchment, sedimentary rock and volcanic rock catchment. These results show that the water-holding capacity of forest catchments is larger than the mean total capacity of multipurpose dams in Japan (indicated by water depth) and that the basin storage is almost the same as the mean flood control capacity. Thus, forest catchments in headwaters act as a natural reservoir which might contribute to flood control and recharge of water resources.

Key words : forest catchment, water-holding capacity, basin storage, headwater conservation, retention curve

要旨

森林流域の水源かん養機能の指標である保水容量と流域貯留量について理解を深めるため、既往成果の整理と収集した 52 流域（流域規模： $10^2 \sim 10^2$ km²）について簡易な水文解析を行った。これらの指標は、森林流域は降雨中に雨水をどれだけ流域内に一時的に貯留できるかという概念に基づくものである。孔隙量と土壌深の積として定義される保水容量は 200 ～ 500 mm の範囲にあり、それは土層の規模により決まる。総降雨量と損失雨量の関係より求まる流域貯留量は 50 ～ 250 mm の範囲にあり、表層地質と土壌型により異なる。流域貯留量の最大値は花崗岩・火山灰の流域であり、次いで変成岩類の流域、堆積岩・火山岩の流域の順であった。これらの結果より、森林流域の保水容量はわが国の多目的ダムの平均有効貯水容量（相当雨量）より多く、流域貯留量は洪水調節量とほぼ同じであることが分かった。したがって、水源地帯の森林流域は、洪水調節と水資源のかん養に貢献する自然の貯水池である。

キーワード：森林流域、保水容量、流域貯留量、水源かん養機能、保留量曲線

1. はじめに

森林の水源かん養機能（以下、「水源かん養機能」という）は、健全な森林生態系の存在により、河川における降雨時の増水量を軽減するとともに、無降雨時の基底流量を安定的に供給する作用、すなわち、河川流量の平準化と考えられている。この機能は最近では「緑のダム」とよばれ、自然にやさしい治水方法の一つとして社会的にも関心が高く、森林・河川・水循環・防災の多面的な視点から議論が行われている（蔵治・保屋野、2004）。

水源かん養機能は、水文学的には森林植生による遮断・蒸散過程と森林土壌層・岩石層による貯留・排水過程からなる。森林は成長するために土壌中の水分を消費し、その量は森林の葉量にほぼ比例するとされる（太田・服部 2002）。そのため、年降水量の少ない国や地域では森林の取り扱いが重要な課題である。例えば、年降雨量が約 500 mm の南アフリカでは、国家が利用できる水資源の 7.5% に相当する水量が森林により消費され、植林による水消費が高い関心を集めている（Scott et al. 2000）。

原稿受付：平成 18 年 3 月 31 日 Received Mar. 31, 2006 原稿受理：平成 18 年 9 月 15 日 Accepted Sep. 14, 2006

* 森林総合研究所企画部 〒305-8687 茨城県つくば市松の里 1 Research Planning and Coordination Division, Forestry and Forest Products Research Institute (FFPRI), 1 Matsunosato, Tsukuba, Ibaraki 305-8687, Japan, e-mail: fujieda@ffpri.affrc.go.jp

1) 森林総合研究所企画部 Research Planning and Coordination Division, Forestry and Forest Products Research Institute(FFPRI)

一方、わが国の年平均降水量は約 1,800 mm であるが、水需給は地域的な偏りが大きく、東京のような大都市圏の流域では開発できる水資源は限界に近づいており、森林の水消費を減らすような森林整備・管理が重要な課題となっている。そこで、本報告では『森林流域は雨水をどれだけ貯えることができるか?』ということを経験とすることを指標とする貯留に焦点を絞り、水源かん養機能の静的評価について考える。

水源かん養機能の評価研究は、水文分野と立地分野において個別に発達してきた。前者は森林理水試験による流域規模での水文学的評価であり(武田、1951; 白井、1954、1968; 遠藤、1983、1985a)、後者は土壌調査による林分規模での土壌学的評価である(真下、1972、1974; 竹下・高木、1977; 堀田、1997)。このような中で、両分野に類似性のある評価指標として、水文分野の流域貯留量と立地分野の保水容量が挙げられる。しかし、これらの指標の関係については、必ずしも十分に検討されて来たとはいえない(藤枝・吉永、1994; 藤枝、2001)。

本報告では、保水容量と流域貯留量に関するこれまでの研究成果をレビューするとともに、筆者が収集した水文資料から森林流域の流域貯留量を推定し、流域の保水容量と流域貯留量との関係を検討した。

2. 保水容量による評価

2.1 保水容量の推定方法

立地分野では、保水容量により水源かん養機能の評価している。保水容量は文献により貯水能、貯留能、保水能といった用語が見られるが、いずれも保水力に規定される物理量であり、本報告では保水容量に統一する。

土壌の粒子が水分を保持する力(水分張力)は、土壌孔隙の大きさ(孔隙組成)に依存する。真下(1972)は、 $pF0 \sim 2.7$ の水分を含む孔隙を粗孔隙とよび、粗孔隙量 = 全孔隙量 - 細孔隙量($pF2.7$ 以上の孔隙)とし、保水容量を推定した。ここで、粗孔隙と細孔隙の区分は、飽水した土壌円筒を素焼吸収板の上にのせて $pF2.7$ までの水分を吸収する簡便法である(真下、1961)。竹下(1985a)は、土壌孔隙を大孔隙($0.0 < pF < 0.6$)、中孔隙($0.6 < pF < 1.7$)、小孔隙($1.7 < pF < 2.7$)、細孔隙($pF > 2.7$)の4種類に区分し、保水容量 = 中孔隙量 + 小孔隙量とした。大貫ら(1991)は、竹下の大孔隙から小孔隙までを有効貯水容量、小孔隙を保水容量とした。堀田(1997)は、孔隙組成を全有効孔隙($1.4 < pF < 3.2$)、流出孔隙($1.4 < pF < 2.2$)、小孔隙($1.8 < pF < 3.2$)と3区分し、全有効孔隙を保水容量とした。このように研究者により保水容量の定義が異なる。文献調査の結果、保水容量の定義は(a)大孔隙から小孔隙までとするもの、(b)中孔隙から小孔隙までとするものと大別でき、定義(b)の用法が多いようである。

中孔隙と小孔隙の分岐点は圃場容水量である。圃場容水量とは降雨によって飽和した土壌から降雨後、砂質土

壤では2～3日、粘土質土壌では5～10日位経過して重力水の大部分が流れ去った後に、土壌に含まれる水分である(野口、1981)。土性により異なるが、中孔隙による保水容量の多くは流域が湿潤状態における流量(直接流出の終了前後)に、小孔隙による保水容量はそれ以降における流量(基底流出)に寄与するものと推察される。

2.2 土壌の厚さ 1m の保水容量

保水容量(S_s ; mm)は、孔隙量(Θ_i)と土壌の厚さ(H_i ; mm)の積で表され、定義(b)の保水容量は次式で求まる。ここで、 $\Theta_{0.6} - \Theta_{2.7}$ は、 $pF0.6$ から $pF2.7$ までの孔隙量を示す。

$$\Theta_i = \Theta_{0.6} - \Theta_{2.7} \quad (1)$$

$$S_s = \sum \Theta_i \cdot H_i \quad (2)$$

真下(1974)は、土壌の厚さ(A層+B層)を1mと仮定し、全国各地の単位面積当たりの貯水量を(3)式により算出した。ここで、各層の貯水率とは粗孔隙量から最小容気量を引いたものである。森林土壌は飽和しても土壌孔隙が全て水と置き換わることが少なく、最小容気量 = 全孔隙量 - 最大容水量となる(河田・小島、1976)。

貯水量(m^3/m^2) =

$$1m \times \{ (0.2m \times \text{上層の貯水率}) + (0.2m \times \text{中層の貯水率}) + (0.6m \times \text{下層の貯水率}) \} \quad (3)$$

真下が求めた母材別の貯水量を保水容量に換算すると、第三紀堆積岩が126～174(平均145)mm、中・古生層堆積岩が162～220(平均191)mm、変成岩が166～222(平均198)mm、花崗岩類が172～230(平均216)mm、火山岩類が160～202(平均183)mm、火山灰が198～242(平均215)mmとなる。保水容量は母材(表層地質)の影響が強く、花崗岩類と火山灰地域の保水容量は堆積岩と火山岩地帯のそれより大きい。これ以降、土壌の厚さを1mとして林分の保水容量を推定する方法が全国的に普及した(例えば、群馬県林業試験場、1988)。

村井ら(1980)は、北上山地における保水容量とその関連因子との偏相関係数を検討し、保水容量に影響の大きい要因は地質・標高・土壌型などの地況条件であり、植生・林齢などの森林条件は影響が小さいとした。堀田(1997)は、九州地方の褐色森林土と黒色土の保水容量を163.3(±31.7)mm、207.2(±44.0)mmと推定し、火山灰を母材とする黒色土は褐色森林土より保水容量が大きいことを明らかにした。また、土壌の厚さと保水容量の関係は、対数グラフ上で直線関係にあることを示した。諫本(2002)は、大分県内246林分の試料から、定義(a)と定義(b)の保水容量を、それぞれ339.6(±75.9)mm、243.5(±56.9)mmとした。また、保水容量とそれに関連する要因を解析し、保水容量は針葉樹より広葉樹林で多く、林分の加齢により増加する傾向があることを示した。

以上の研究結果を整理すると、保水容量は土壌型や母材(表層地質)などの地況条件により異なり、土壌の厚

さを 1 m とした場合の保水容量 (定義 (b)) は、概ね 150 ~ 250 mm の範囲にあると考えられる。

2.3 C 層を加えた保水容量

2.3.1 林分別の保水容量

国有林野土壌調査や民有林の適地適木調査では、A 層と B 層の情報は豊富であるが、基岩 (表層地質) の風化層である C 層の情報は必ずしも十分ではない。これは、調査事業が林木の生産のための基本情報の収集と森林の生産機能の評価を主眼としたためである (有光, 1987)。一方、水源かん養機能の評価では孔隙 (間隙) を有する C 層の存在を無視することはできない。また、C 層は A 層や B 層と比較して樹木の根系が少ないため蒸散作用の影響が少なく、雨水の貯留には有効な場所である。

竹下・高木 (1977) は、九州地方における森林土壌 (基岩までの全土層) の孔隙組成と地形の関係を検討した。その結果、土壌の厚さは堆積様式により 105.5 ~ 290.2 (平均 196.6) cm と異なり、その保水容量は 170.1 ~ 452.9 (平均 341.8) mm であった。保水容量は地形区分では開析山地より緩傾斜山地・高原で多く、堆積区分では残積土より崩積土で多かった。沖縄本島の北部水源地域の保水容量は (土壌の厚さは 110 cm 以上で、基岩まで測定)、丘陵地の 101 mm から緩傾斜山地の 229 mm であった。九州地方の保水容量より小さい理由は、沖縄では有機物の分解が早い上に重粘質の母材が厚く分布するため、A 層と B 層の発達が悪く大・中孔隙の割合が小さいためと推察した (竹下ら, 1985b)。大貫 (1994) は、沖縄県南明治山試験地内の 0 次谷の保水容量を 122 mm と推定し、その内訳は表層土層 50 mm、風化層上部 45 mm、風化層中部 27 mm とした。これらの結果は、保水容量の推定に当たり風化層上部 (C 層) の評価が重要であることを示すものである。そこで最近では、簡易貫入試験器などにより C 層を加えた土壌の厚さの推定が行われている (大貫・吉永, 1995; Ohnuki et al. 1997; 大貫, 2003)。その結果、従来の研究では土壌断面調査が可能な約 2 m までが大部分であったものが、基石の風化層や 3 m を越える厚い下層土を対象とした事例もある。

2.3.2 流域の保水容量

保水容量の推定は林分を対象に行われてきたが、有光ら (1995) は、宝川森林理水試験地の初沢流域 1 号沢 (6.48 ha)¹⁾ と 2 号沢 (4.42 ha)²⁾ において流域を対象とした保水容量 (以下、「流域の保水容量」という) の算出を行った。すなわち、精密な土壌調査により対象流域の土壌図と土壌の厚さ分布図を作成し、それらに基づいて保水容量分布図を製作した。流域の土壌の厚さは 1 号沢で 45 ~ 250 (平均 144) cm、2 号沢 17 ~ 185 (平均 95) cm であった。流域の保水容量は 1 号沢が 200 mm、2 号沢が 127 mm と推定され、土壌の厚い 1 号沢の保水容量は 2 号沢より大きい。また、土壌の厚さが平均 95 cm であった 2 号沢 (地質は第三紀堆積岩) の保水容量は、真下の第三紀堆積岩の保水容量とほぼ一致した。

森林総合研究所では、同様な手法を用いて水文試験流域の保水容量を推定した。北海道定山溪理水試験地内の一次谷流域 (2.0 ha)³⁾ では、土壌の厚さは斜面上部と下部では異なり、30~360 cm の範囲にあった。保水容量分布図を作成した結果、保水容量 200 mm 未満の区域が流域全体の 47%、200 ~ 400 mm の区域が 47% であり、流域の保水容量は 324.3 mm であった (塩崎・真田, 1996)。筑波森林水文試験地内の小流域 (1.2 ha)⁴⁾ では、土壌の厚さは関東ローム層が堆積した谷部では 6 m に達したが、平均は 215 cm であった。流域内における保水容量の分布は土壌型に依存し、中孔隙は 386 ~ 506 (平均 450) mm、小孔隙は 131 ~ 263 (平均 189) mm の範囲にあり、流域の保水容量は 639.0 mm であった (大貫・吉永, 1995)。京都営林署管内の北谷水文試験流域 (1.6 ha)⁵⁾ では、風化花崗岩を母材とした未熟な褐色森林土が分布し、土壌の厚さは 20 ~ 90 cm であった。保水容量分布図を作成した結果、100 ~ 200 mm の区域が流域全体の 57% を占め、流域の保水容量 (定義 (a)) は 124 mm であった (荒木ら, 1997)。以上の 5 流域について、流域の保水容量と土壌の厚さ 1 m の保水容量 (真下, 1974) を比較すると、土壌層が 1 m 以下である北谷水文試験地を除く他の流域では、流域の保水容量が大きい。

加藤 (2002) は、比較的精度の高い土壌調査の行われた 32 ケ所の事例 (流域規模) から保水容量を次ぎのように整理した。①大孔隙は約 100 mm、中孔隙は約 140 mm、小孔隙は約 130 mm であり、流域の保水容量 (定義 (b)) は約 270 mm となる。②保水容量と土壌の厚さとの間には正の相関関係がある。これらの結果より、流域の保水容量は土壌の厚さ 1m の保水容量 (真下, 1974) より大きく、土壌の厚さが増すとともに保水容量が増大すると考えられる。したがって、流域の保水容量の推定では C 層を含む土壌の厚さの決定が重要な課題である。

3. 流域貯留量による評価

3.1 流域貯留量の推定方法

森林水文分野の水源かん養機能の評価は、①降雨流出の解析 (流出モデルを含む) によるもの、②流況曲線の解析 (岸原・田中, 1975; 鈴木, 1988; 久米・窪田, 1998; 玉井ら, 2004) によるものに大別できる。本報告では、①の評価法の一つである保留量曲線による流域貯留量の推定方法について述べる。

森林流域にまとまった降雨 (総降雨量) があると河川は増水するが、この増水量を直接流出量という。流出しなかった雨水は一時的に流域内に貯留され、これを損失雨量という。損失雨量は森林植生による遮断貯留量、流域谷底部の表面貯留量 (窪地貯留量) および森林土壌による土壌水貯留量が主要成分であり、その総量は流域の地質・地形・土壌・植生により異なる。精度の高い水文観測が行われている流域では、一降雨ごとの損失雨量は

(4) 式により求まる。

$$\text{損失雨量} = \text{総降雨量} - \text{直接流出量} \quad (4)$$

一般に、総降雨量 (P) と損失雨量 (L) の関係は、L は P の増加にともない増加し、ある上限値 (S_B) に収束する曲線で近似できる。例えば、図 1 は南明治山流域 (表 1 参照) における P と L の関係を示したものである。点群は曲線の周辺にばらつくが、その程度は流域の湿潤状態と流域平均降雨量の精度に依存し、曲線の形状 (変化傾向) は流域の土性と土地利用などにより異なる (角屋、1985)。本報告では、この曲線を (5) 式で近似して保留量曲線とよび、曲線上の値を流域貯留量とする。流域貯留量は、農業水文分野の保留量 (retention) と同義の概念である。

$$L = S_B [1 - \exp(-kP)] \quad (5)$$

ここで、P を無限大にすると $L = S_B$ となり、これを最大流域貯留量とする。k は保留量曲線の変化傾向を示す定数で、流域の地質・土壌の厚さなどの流域特性を反映する。保留量曲線は文献により、累加雨量－累加保留量曲線、一降雨量－損失雨量曲線、雨水の累加保留量曲線と用語が異なるが、本報告では保留量曲線に統一する。

P と L の関係式には、指数曲線式 [$L = aP^b$] を用いるもの (内田・丸山、1984; 吉永ら、1990)、二次曲線式 [$L = P(1 - aP)$] を用いるもの (大西ら、1990) などがあるが、本報告では遠藤 (1983、1985a) を参考にして (5) 式を用いた。

森林水文分野における水源かん養機能の評価は、流出現象の解析 (例えば、中野、1976) が大部分であり、貯留現象の解析から機能評価を行ったのは遠藤 (1983、1985a) である。一方、農業水文分野では保留量曲線は農地開発が水文環境に及ぼす影響を評価するために利用されている (金子、1973; 千家ら、1981; 杉山・田中、

1988; 小林ら、1988)。保留量曲線は、森林・農地・市街地などの土地利用の相違 (角屋、1981; 早瀬ら、1988) のみならず、地質・土壌などの地文条件の相違が流域貯留量に及ぼす影響評価に有効な手法と考えられる。

なお、金子 (1973) は一降雨の累加雨量から累加直接流出量を引いた保留量の変化を保留量曲線 (以下、「金子の保留量曲線」という) とよび、その最大値を最大保留量とした。最大保留量は降雨中または降雨終了直後に発生する瞬間値であり、一般に累加量である損失雨量や最大流域貯留量より大きな値を示す。

3.2 流域貯留量の評価事例

森林流域の流域貯留量を検討する前に、既存の評価事例から損失雨量、流域貯留量および金子の最大保留量について整理する。

3.2.1 森林流域のみを対象とした評価事例

森林流域を対象とした評価事例には、次のようなものがある。武田 (1951) は、宝川試験地本流流域 (19.1 km^2)¹⁾ において、損失雨量の上限値を用い P と L の関係を (6) 式で示した。1947 年のキャサリン台風 (総降雨量; 240 mm) 時の最大保留量は 135 mm であり、(6) 式で計算した損失雨量 135.9 mm と一致した。

$$L = 130 (\log P - 1.335) \quad (6)$$

白井 (1954) は、竜の口山森林理水試験地北谷流域 (17.3 ha)²⁾ で、総降雨量 100 mm 以上の洪水について金子の保留量曲線を解析し、最大保留量を 50 ~ 110 mm と推定した。白井 (1968) は、去川森林理水試験地 I 号沢 (6.6 ha)³⁾、2 号沢 (9.2 ha)⁴⁾ および 3 号沢 (8.2 ha)⁵⁾ の総降雨量 100 mm 以上について、総降雨量と損失雨量の直線回帰式を求めた。回帰式より計算した総降雨量 300 mm の損失雨量は、1 号沢 116.7 mm、2 号沢 122.1 mm、3 号沢 96.0 mm である。

遠藤 (1983) は、釜淵森林理水試験地 1 号沢 (3.1 ha)⁶⁾ と 2 号沢 (2.5 ha)⁷⁾ における月別の平均損失雨量を (5) 式で推定した。なお、遠藤の平均損失雨量は季節により変化し、最大値 (8 月に発生) は 1 号沢 92.0 mm、2 号沢 79.6 mm で、最小値 (11 月に発生) は 1 号沢 24.4 mm、2 号沢 25.1 mm であった。この季節変化は蒸発散による土壌水分の変化に起因し、蒸発散が多く、土壌水分が少ない夏季には平均損失雨量の最大値を示した。また、遠藤ら (1985b) は、1975 年の真室川集中豪雨 (総降雨量; 262 mm) を金子の保留量曲線で解析し、3 号沢 (1.5 ha)⁸⁾ の最大保留量は 58 mm であり、最大保留量の発生直後に流域内で崩壊が発生したことを示した。

以上、8 流域の解析結果から、金子の最大保留量としては 50 ~ 135 mm であり、総降雨量 300 mm における流域貯留量としては 50 ~ 140 mm 程度と推察される。

3.2.2 農地流域と森林流域を比較した評価事例

農地流域などを対象とした評価事例には、次のようなものがある。佐藤ら (1982) は、四国カルスト台地の

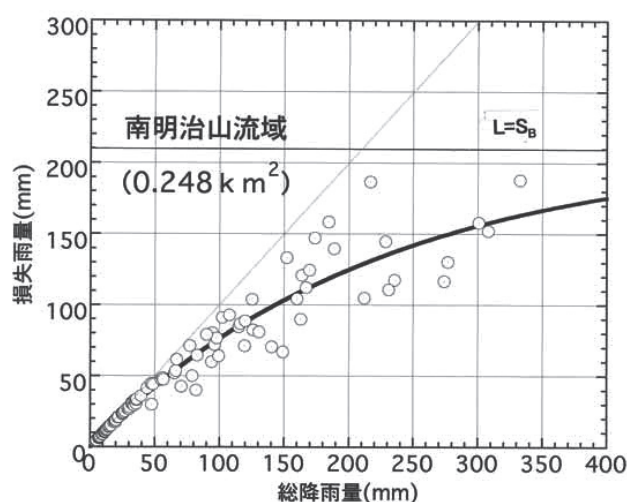


Fig. 1. 総降雨量と損失雨量の関係

注) 表 1 の流域番号 49 の事例; P と L の関係は洪水直前の流域湿潤状態により異なるが、最小自乗法により (5) 式を当てはめることができる。図中の太線は保留量曲線であり、この漸近線が最大流域保留量である。また、降雨イベントで損失雨量の最大値が最大損失雨量である。

牧草地流域 (4.8 ha)¹⁾ の総降雨量と損失雨量の関係を検討した結果、総降雨量 786 mm の損失雨量は 230.6 mm であった。文献のデータより最大流域貯留量を計算すると 253.5 mm となる。損失雨量の上限包絡線と下限包絡線の間には幅があり、総降雨量 200 mm では約 60 mm であった。これは、洪水発生時における流域の湿潤条件に起因するとした。

小林ら (1984) は、五条吉野地区における森林流域 (12.8 ha)²⁾ と農地造成流域 (11.8 ha)³⁾ の保留量曲線を作成し、総降雨量 200 mm の流域貯留量を森林流域が約 130 mm、農地造成流域が約 80 mm とした。農地造成に伴う流域貯留量の減少は、粘土の多い下層土が表層土に混入して透水性が低下したためとした。

杉山・田中 (1988) は、中之条試験地で林草地丘陵流域 (7.2 ha)⁴⁾、ゴルフ場流域 (3.7 ha)⁵⁾ および運動場畑地流域 (7.4 ha)⁶⁾ の保留量曲線を求めた。総降雨量 200 mm の流域貯留量は、林草地丘陵流域が約 150 mm、ゴルフ場流域が約 115 mm、運動場畑地流域が約 75 mm であった。ゴルフ場は豪雨後に冠水状態 (芝地の表面貯留) になるため貯留量が大きく、牧草地と同程度の値を示す。

吉永ら (1990) は、名護の造成直後のサトウキビ畑試験地 (2.7 ha)⁷⁾ で、総降雨量 200 mm の流域貯留量を約 56 mm と推定した。土壌表面の攪乱によりクラストが形成して浸透能が低下し、その結果として流域貯留量が減少した。なお、流域 2) ~ 6) の総降雨量 200 mm の流域貯留量は文献に掲載された図から著者が読み取った値である。

以上、7 流域のうち水文学的には特殊なカルスト台地の評価事例を除外すると、総降雨量 200 mm における流域貯留量は農地流域では 60 ~ 80 mm 程度、森林流域 (林草地を含む) では 130 ~ 150 mm 程度と推察される。

3.2.3 全国規模での評価事例

越前 (2005) は、全国各地の 18 多目的ダム流域 (流域面積; 4.2 ~ 455.6 km²) を対象に、(5) 式を用いて最大流域貯留量を 34.7 ~ 224.3 (74.3 ± 41.9) mm と計算した。対象流域は水源地帯の山地流域であり、その平均値は前述の森林流域や農地流域のそれより小さい。この原因の一つに、流域平均降雨量の推定精度が考えられる。すなわち、山地流域では流域面積に対して雨量計が少ないため、流域平均降雨量が過小に推定される危険性がある。例えば、Tani (1996) は、宝川試験地本流流域を対象に降雨量の分布特性を解析し、等雨量線図より求めた流域平均降雨量は測水施設に近接する気象観測露場の 1.26 倍であることを明らかにした。したがって、多目的ダムなどの大流域を対象に最大流域貯留量を推定する際には、雨量観測地点の吟味が必要である。

金子 (1973) は、全国流出試験の結果から最大保留量を次ぎのように整理した。①火山、台地など透水性の土層・碎屑物が厚く堆積した流域では 300 mm 以上である。②残堆土の被覆する急傾斜流域では 150 mm 程度で

ある。③最大保留量の大きいことは、水流出の調節に有効であるが、傾斜地では崩壊発生の危険性がある。前述の大部分の森林流域と農地流域は②に該当し、最大保留量のもとでは釜淵 3 号沢のように崩壊が発生し、③に該当することが分かった。したがって、金子の最大保留量は森林流域についても成立し、最大保留量は損失雨量の上限包絡線に相当すると推察される。

3.3 統一的な評価方法による森林流域の流域貯留量

3.3.1 解析対象流域と方法

公刊されている山地流域の水文資料は、流域面積が数十 km² 以上の多目的ダムを対象としたものが大部分であり (例えば、多目的ダム管理年報)、流域面積が数 ha ~ 100 ha のものは森林総合研究所理水試験地、東京大学愛知演習林、土木研究所裏筑波試験地などに限られる。そのため、対象流域における降雨流出過程の解明などの基礎的研究が多く、金子 (1973) のような全国規模での比較研究は少ない。そこで、筆者はこれまでの流域試験や調査事業を通じて収集した表 1 の 52 流域の水文資料について、図 1 に示した総降雨量と損失雨量の関係図を求め、(5) 式により最大流域貯留量を推定した。統一的な評価方法の採用により、全国規模での森林流域における流域貯留量の概要を理解することができる。

収集した水文資料は、日降雨量 (mm) と日流出量 (mm) である。ダム流域の流量データは、日平均流入量 (m³/s) であるため (7) 式により日流出量に換算し、年度ごとの日降雨量・日流出量を作成した。なお、ダム流域の日降雨量は流域内にある数地点の雨量計の平均値である。

日流出量 (mm) =

$$(\text{日平均流入量 (m}^3/\text{s)} \times 86.4) / \text{流域面積 (km}^2\text{)} \quad (7)$$

損失雨量の算出には、直接流出量の推定が必要である。安藤 (1983、1986) は、土木研究所山口川流域 (312 ha) と愛知演習林白坂流域 (88.5 ha) の日流出量データを、直接流出の継続時間を降雨当日から 3 日間として直接流出量を分離し、長期流出モデルにより日流出量の再現を行った。本報告では、安藤の方法を参考にし、日流出量の増加日の前日と最大日流出量の発生後 3 日目を直線で結び、その線より上部を直接流出量とした。また、複数のピークを持つ複雑なハイドログラフについても同様に、最後の最大日流出量の発生後 3 日目を直接流出量の終了日とした。なお、福罵ら (1978) は、京都大学桐生流域 (6.0 ha) と川向流域 (2.7 ha) の洪水ハイドログラフの解析より、直接流出の継続時間を降雨終了後 12 ~ 36 時間 (1.5 日以内) とした。直接流出の継続時間は流域面積や総降雨量の規模により異なると考えられるが、本報告では前述の方法を全流域に適用した。

3.3.2 評価結果の総覧

表 1 は、対象流域の年降水量、地況条件および保留量曲線のパラメータである最大流域貯留量 (S_b) と定数 (k) を整理したものである。最大流域貯留量と定数は 5% の誤差範囲を示した。最大流域貯留量の最小値は釜淵試

Table 1. 対象流域の流域特性と計算結果

流域 番号	流域名	所在地	流域 面積 (km ²)	年降水量 (mm)	標 高 (m)	平均 傾斜 (度)	流路 勾配	土 壤	地 質	最大流域貯留量 (S _B) (mm)	定数 (k)	資料
1	平山第1流域	青森県	0.945	1,668	240-540	19.4	0.114	黒色土	凝灰岩	109.7 ± 11.5	0.0099 ± 0.0015	②
2	平山第2流域	青森県	0.985	1,668	275-564	21.1	0.100	黒色土	安山岩	119.7 ± 12.9	0.0094 ± 0.0014	②
3	長坂1の沢	秋田県	0.065	2,077	78-118	24.9	0.130	森林土	凝灰岩	58.6 ± 7.9	0.0184 ± 0.0051	②
4	長坂2の沢	秋田県	0.075	2,077	87-150	22.4	0.150	森林土	凝灰岩	80.4 ± 11.2	0.0120 ± 0.0028	②
5	長坂3の沢	秋田県	0.066	2,077	109-145	18.5	0.120	森林土	凝灰岩	63.7 ± 8.7	0.0168 ± 0.0045	②
6	角館内沢	秋田県	1.944	2,241	97-580	29.2	0.150	森林土	凝灰岩	136.3 ± 15.7	0.0077 ± 0.0015	②
7	釜淵1号沢	山形県	0.031	2,456	162-252	32.0	0.305	黒色土 (浅い)	凝灰岩	44.2 ± 3.2	0.0250 ± 0.0056	①
8	釜淵2号沢	山形県	0.025	2,456	166-248	34.2	0.400	黒色土 (浅い)	凝灰岩	42.0 ± 3.1	0.0280 ± 0.0068	①
9	宝川初沢	群馬県	1.179	2,108	810-1,380	24.8	0.207	森林土	凝灰岩	151.0 ± 18.4	0.0060 ± 0.0011	①
10	宝川1号沢	群馬県	0.065	2,108	816-1,075	36.4	0.500	森林土	凝灰岩	207.5 ± 20.9	0.0051 ± 0.0007	①
11	宝川2号沢	群馬県	0.044	2,108	886-1,102	38.5	0.706	森林土	凝灰岩	80.7 ± 10.9	0.0092 ± 0.0022	①
12	宝川3号沢	群馬県	0.052	2,108	924-1,187	37.2	0.631	森林土	凝灰岩	90.0 ± 8.5	0.0105 ± 0.0017	①
13	宇大船生小流域	栃木県	0.028	1,387	405-530	27.5	0.290	森林土	第三紀層	148.9 ± 16.4	0.0070 ± 0.0011	①
14	常陸太田下流	茨城県	0.655	1,488	185-325	23.4	0.077	森林土	古生層 (変成)	121.5 ± 15.6	0.0077 ± 0.0016	③
15	常陸太田上流	茨城県	0.157	1,488	285-325	21.2	0.091	森林土	古生層 (変成)	137.4 ± 16.3	0.0062 ± 0.0011	③
16	常陸太田一次谷	茨城県	0.025	1,488	285-320	33.5	0.187	森林土	古生層 (変成)	117.3 ± 18.3	0.0092 ± 0.0024	③
17	桂	茨城県	0.605	1,627	140-240	26.8	0.066	森林土	古生層	145.8 ± 10.5	0.0069 ± 0.0007	③
18	裏筑波	茨城県	0.765	1,277	340-865	25.4	0.269	森林土	斑禰岩	238.6 ± 11.0	0.0041 ± 0.0002	③
19	加波山	茨城県	0.792	1,201	135-700	25.9	0.245	森林土	花崗岩 (採石場)	71.9 ± 6.0	0.0150 ± 0.0019	③
20	筑波森林水文	茨城県	0.038	1,373	290-390	25.0	0.269	森林土	片麻岩 (風化)	480.0 ± 23.1	0.0022 ± 0.0001	①
21	祖父峰	茨城県	0.158	1,297	200-370	約 25.0	0.271	森林土	花崗岩 (風化)	568.7 ± 71.9	0.0017 ± 0.0002	①
22	山口川	茨城県	3.120	1,294	130-440	約 25.0	0.136	森林土	花崗岩 (風化)	666.1 ± 77.4	0.0015 ± 0.0002	①
23	道志ダム	神奈川県	11.250	2,136	314-1,681	-	0.021	森林土・黒色土	凝灰岩 (亀裂)	333.5 ± 43.7	0.0028 ± 0.0005	③
24	薄川厩所測水所	長野県	8.900	約 1,500	752-1,887	約 30.0	0.104	森林土・黒色土	安山岩・凝灰岩	132.6 ± 36.8	0.0077 ± 0.0035	③
25	愛知演習林白坂	愛知県	1.067	1,866	294-629	25.0	0.186	砂質壤土	花崗岩 (風化)	244.1 ± 25.5	0.0037 ± 0.0005	①
26	愛知演習林東山	愛知県	0.885	1,801	347-617	25.0	0.159	砂質壤土	花崗岩 (風化)	178.8 ± 16.6	0.0052 ± 0.0007	①
27	ガマン沢上流	岐阜県	0.590	2,327	760-1,090	26.9	0.314	森林土	流紋岩	86.6 ± 8.7	0.0101 ± 0.0015	②
28	ガマン沢下流	岐阜県	3.820	2,268	530-1,090	24.1	0.224	森林土	流紋岩	78.3 ± 6.4	0.0119 ± 0.0014	②
29	森ヶ洞	岐阜県	0.550	2,249	690-1,100	27.3	0.372	森林土	花崗閃緑岩	98.5 ± 9.8	0.0097 ± 0.0014	②
30	吉野中奥測水所	奈良県	35.700	1,824	354-1,150	31.4	0.056	森林土	古生層	174.5 ± 23.9	0.0046 ± 0.0009	③
31	大迫ダム	奈良県	114.800	2,949	400-1,260	30.3	0.055	森林土	古生層	118.8 ± 6.6	0.0082 ± 0.0008	③
32	布引ダム	兵庫県	9.860	1,270	210-790	約 30.0	0.048	森林土	花崗岩 (風化)	434.2 ± 152.9	0.0018 ± 0.0006	③
33	竜の口山北谷	岡山県	0.173	1,229	36-246	23.9	0.242	森林土	古生層	58.5 ± 6.1	0.0205 ± 0.0065	①
34	竜の口山南谷	岡山県	0.226	1,229	50-257	27.5	0.323	森林土	古生層	71.0 ± 7.7	0.0168 ± 0.0035	①
35	玉川ダム	愛媛県	38.100	1,805	158-1,222	約 30.0	0.059	黄褐色土	花崗閃緑岩 (風化)	333.5 ± 43.7	0.0028 ± 0.0005	③
36	折宇谷	徳島県	0.250	2,316	697-1,316	43.6	0.631	森林土	結晶片岩 (風化)	116.6 ± 8.0	0.0095 ± 0.0013	②
37	白川谷	徳島県	0.230	2,328	738-1,140	45.6	0.398	森林土	結晶片岩 (風化)	159.7 ± 11.1	0.0054 ± 0.0006	②
38	大藪1号	福岡県	0.168	2,322	420-570	28.7	0.225	森林土	結晶片岩 (風化)	205.1 ± 12.3	0.0047 ± 0.0004	②
39	大藪3号	福岡県	0.410	2,427	420-570	30.1	0.208	森林土	結晶片岩 (風化)	242.6 ± 14.6	0.0039 ± 0.0003	②
40	大藪4号	福岡県	0.233	2,328	450-640	31.6	0.228	森林土	結晶片岩 (風化)	323.6 ± 24.1	0.0028 ± 0.0003	②
41	大藪5号	福岡県	0.118	2,478	490-700	32.8	0.344	森林土	結晶片岩 (風化)	187.6 ± 7.6	0.0050 ± 0.0003	②
42	大藪6号	福岡県	0.235	2,328	380-610	34.0	0.276	森林土	結晶片岩 (風化)	425.5 ± 27.5	0.0021 ± 0.0002	②
43	陣屋ダム	福岡県	12.600	2,445	180-530	約 33.0	0.060	森林土	結晶片岩 (風化)	321.3 ± 22.0	0.0029 ± 0.0003	③
44	萱瀬ダム	長崎県	18.900	2,622	216-1,075	約 20.0	0.066	森林土	安山岩・凝灰岩	75.0 ± 6.9	0.0140 ± 0.0032	③
45	杖立川取水堰	熊本県	122.300	約 2,500	450-1,000	20.5	0.030	黒色土 (深い)	溶結凝灰岩	363.7 ± 39.8	0.0019 ± 0.0002	①
46	去川1号沢	宮崎県	0.066	2,912	263-370	34.7	0.411	森林土	中世層	147.9 ± 11.7	0.0047 ± 0.0006	①
47	去川2号沢	宮崎県	0.092	2,912	232-358	32.5	0.320	森林土	中世層	183.1 ± 13.2	0.0044 ± 0.0005	①
48	去川3号沢	宮崎県	0.082	2,912	202-288	32.5	0.225	森林土	中世層	116.1 ± 8.4	0.0069 ± 0.0010	①
49	南明治山	沖縄県	0.248	1,967	145-244	23.3	0.075	黄色土	第三紀層	210.0 ± 18.3	0.0045 ± 0.0006	②
50	辺土名	沖縄県	0.406	2,746	187-399	27.9	0.158	黄色土	中世層	249.9 ± 34.5	0.0032 ± 0.0006	②
51	クーニャA	ブラジル	0.561	2,319	1,048-1,222	27.9	0.138	黄・赤色土	片麻岩 (風化)	421.0 ± 41.1	0.0022 ± 0.0003	③
52	クーニャB	ブラジル	0.367	1,941	1,025-1,199	19.8	0.189	黄・赤色土	片麻岩 (風化)	335.4 ± 36.1	0.0023 ± 0.0003	③

資料：①刊行物（森林総合研究所研究報告、演習林報告などより 18 流域）②調査報告書（森林理水機能調査報告書、水源森林総合整備事業報告などより 18 流域）、③内部資料（森林総合研究所水保全研究室資料、ダム管理日報などより 16 流域）

験地 2 号沢 (流域番号 8、以下番号のみ記載) の 42.0 mm、最大値は山口川流域 (22) の 666.1 mm であり、約 16 倍の相違がある。最大流域貯留量の階級別分布は、100 mm 以下が 26.9%、101 ~ 200 mm が 36.4%、201 ~ 300 mm が 13.5%、301 ~ 400 mm が 11.5%、401 ~ 500 mm が 7.7%、500 mm 以上が 3.8% である。最大流域貯留量 200 mm 以下の流域が、全体の約 65% を占める。

最大流域貯留量 500 mm 以上の流域は、筑波山麓に位置する山口川と祖父峰流域 (21) である。一般に、保留量曲線は小洪水時には総降雨量 = 損失雨量の直線に接近して推移し、中洪水時に直線から離れ、大洪水の損失雨量により曲線の収束値である最大流域貯留量が決まる。両流域の保留量曲線は、総降雨量 250 mm 以下の洪水により求めたものであり、中小洪水の影響を受け最大流域貯留量を過大に推定している可能性がある。

図 2 は、全対象流域の最大流域貯留量と最大損失雨量

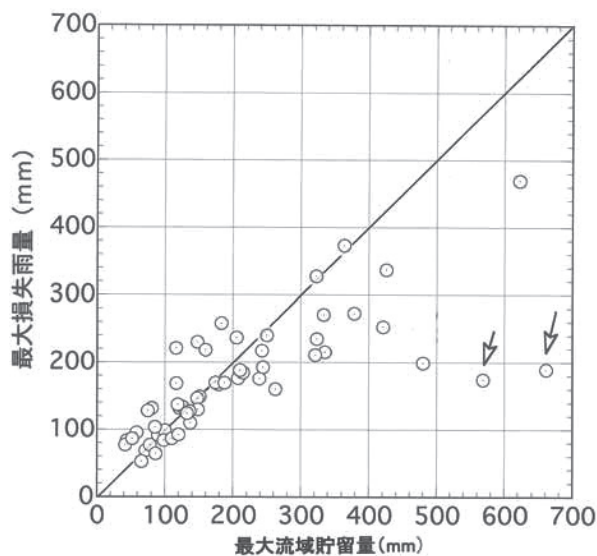


Fig. 2. 最大流域貯留量と最大損失雨量の関係

の関係を示したものである。保留量曲線は最小二乗法により総降雨量と損失雨量の関係を示したものであり、必ずしも最大流域貯留量 > 最大損失雨量とはならない。多くの流域では最大流域貯留量 = 最大損失雨量の直線周辺に点が分布するが、この直線から大きく乖離する流域がある (矢印で表示)。これらの流域では、最大流域貯留量を過大に評価している可能性があり、前述の 2 流域が該当する。図 2 は最大流域貯留量の妥当性の検討に有用である。

さて、森林の洪水軽減・保水機能を発揮するのは中小洪水とされる (日本学術会議、2001)。釜淵試験地や宝川試験地の集中豪雨の総降雨量が約 250 mm であったことより、総降雨量 300 mm の流域貯留量を表 1 のパラメータの値を用いて計算した。その結果、総降雨量 300 mm における流域貯留量の階級別分布は、100 mm 以下が 26.9%、101 ~ 200 mm が 65.3%、201 ~ 300 mm が 7.8% となった。定数 k の大きい流域では、総降雨量を無限大から 300 mm にしても流域貯留量に変化はないが、定数 k の小さい流域では流域貯留量が減少した。本報告では、洪水時に発揮できる森林流域の流域貯留量は、50 ~ 250 mm 程度と推定した。この数値は、金子 (1973) の流域の損失雨量や加藤・堀田 (1995) の流域保水容量と比較し、中小洪水時における森林流域の流域貯留量として妥当な値と考えられる。

3.3.3 表層地質別の流域貯留量

図 3 は、表層地質を①堆積岩・火山岩流域、②花崗岩・火山灰流域、③変成岩類流域の 3 グループに区分し、総降雨量 300 mm の流域貯留量を示したものである。その結果、流域貯留量は堆積岩・火山岩流域 50 ~ 150 (109.5 ± 32.2) mm、花崗岩・火山灰流域 150 ~ 250 (173.5 ± 48.5) mm、変成岩類流域 130 ~ 200 (166.5 ± 25.2) mm の範囲に分布した。花崗岩・火山灰流域 > 変成岩類流域 > 堆積岩・火山岩流域の順となり、真下 (1974) の母材別の保水容量の順位と一致する。3 グループの平均値に

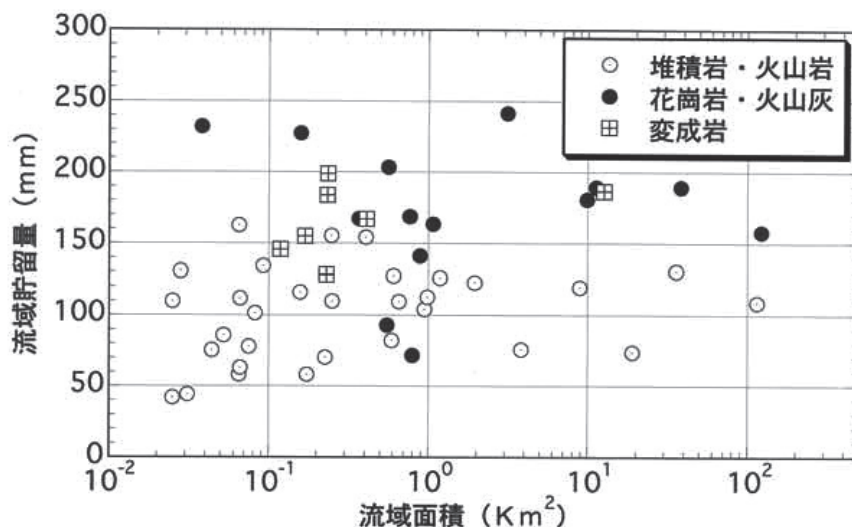


Fig. 3. 総降雨量 300mm における流域貯留量

ついて分散分析 (Tukey HSD 法) を行った結果、堆積岩・火山岩流域は花崗岩・火山灰流域 ($P < 0.0001$) および変成岩類流域 ($P = 0.008$) との間に有意差が認められた。

虫明 (1978, 1981) は、古い水力発電所の分布と低水流出の関係から、地質が水資源に及ぼす効果を考察した。すなわち、流域の保水力が最も高いのは第四紀火山岩類流域であり、花崗岩類流域、第三紀火山岩流域がこれにつづき、中・古生層流域が最も低いとした。志水 (1980) は、多目的ダム 70 流域について検討し、同様な結果を得た。本報告の火山灰流域 (23, 45) は第四紀火山岩類流域に相当する。しかし、火山岩流域である安山岩の流域では、前述の結果と相違した。安山岩の流域は第四紀 (2, 24) と第三紀 (44) の時代であり、それらの地況条件は流域面積が $1 \sim 19 \text{ Km}^2$ 、流域斜面の傾斜が $20 \sim 30$ 度の開析の進んだ森林流域である。虫明ら (1981) は、流域規模 100 Km^2 単位で論じたものであり、流域規模 $1 \sim 10 \text{ Km}^2$ については必ずしも明らかではない。相違の一要因として流域規模が考えられるが、資料数が少ないため今後の課題である。なお、火山岩流域である流紋岩の流域 (27, 28) は、中生代の濃飛流紋岩を基盤とした残積土の森林流域であり、虫明ら (1981) の分類では噴出岩・堆積岩に相当する。

深層風化を受けた花崗岩流域 (岸原・石井, 1984) や火山灰・火山砂礫の堆積する流域は、残積土と浅い風化層の堆積岩・古い火山岩流域より、雨水を貯留する土壌層・岩石層が厚いため、流域貯留量が多い。しかし、花崗岩流域であっても流域内に採石場を持つ流域 (19) や新鮮な基岩からなる流域 (29) では、流域貯留量が 100 mm 以下である。変成岩類流域は両者の中間に位置し、流域間における流域貯留量の相違は岩石層の風化程度や土壌層の厚さに起因するものと推察される。したがって、森林流域の流域貯留量を決定する要因として表層地質の果たす役割が大きく、今後は表層地質の風化層の評価が重要な課題と考えられる。

虫明 (1978, 1981) および志水 (1980) の研究は、低水流出と地質の関係から流域の保水量を考察したものであるが、本報告は総降雨量と損失雨量の関係から流域貯留量 (保水量) を推定し、その範囲を地質別に提示したものである。

4. 保水容量と流域貯留量との関係

森林流域の保水容量 (S_s) と最大流域貯留量 (S_B) の大きさ (総量) について整理したが、ここでは両者の関係について述べる。保水容量は水文学的には土壌水貯留量に相当し、流域貯留量の一成分である。したがって、最大流域貯留量 $>$ 保水容量の関係にある。しかし、保水容量は土壌層に貯留可能な総水量 (貯留能) であるのに対し、最大流域貯留量は主に土壌水貯留量の平均値 (貯留量) であるため、最大流域貯留量 $<$ 保水容量となる。図 2 で最大損失雨量が最大流域貯留量より大きい場合があるが、これは保水容量に近い状態での損失雨量を示す。両者の関係は (8) 式で示される。ここで、 α は流域の土性や母材の特性を反映する係数で、 $0 < \alpha \leq 1$ の範囲にある。

$$S_B = \alpha \cdot S_s \quad (8)$$

わが国のような湿潤地帯では、①乾燥状態になっても粗孔隙が全て空気になる状態は希であること、②流水のある溪畔部では湿潤状態に維持されている場合が多いことなどの理由により、 $\alpha < 1$ である。森林理水試験地において保水容量と最大流域貯留量を推定した事例が少ないため、 α に関する情報は乏しい。表 2 は、表 1 で保水容量と最大流域貯留量の推定が可能な流域について整理したものである。表 2 より、 α の範囲は $0.43 \sim 1.04$ (平均 0.67) である。2.3.2 で述べたように流域の保水容量を 270 mm 、総降雨量 300 mm の流域貯留量を 130 mm (52 流域の平均値) とすると、 $\alpha = 0.48$ となる。これらの結果から、 α の範囲は $0 < \alpha < 1$ より狭く、今回の検討では $0.5 \leq \alpha \leq 0.7$ 程度と考えられる。今後の課題としては、森林理水試験地などの調査事例を集積して α の範囲を吟味するとともに、 α と土壌層の厚さ・表層地質との関係などを検討し、その物理的な意味付けが必要である。

さて、係数 α の情報が整理されれば、水文観測のない流域でも土壌情報などから流域貯留量の推定が可能となる。上杉ら (1999) は、吉野川源流域の大森川ダム流域 (20.5 km^2) と長沢ダム流域 (68.1 km^2) で、既存の森林土壌図と現地調査から土壌深度図を作成し、流域の保水容量を求めた。また、長野県の森林と水プロジェクト (長野県林務部, 2001) では、薄川流域 (41.0 km^2) を対象に

Table 2. 保水容量と流域貯留量の関係

流域名	保水容量 (mm)	最大流域貯留量 (mm)	係数 (α)	備 考
早口 1 の沢	117	58.6	0.5	土壌の厚さ 100 cm まで調査
早口 2 の沢	130	80.4	0.62	土壌の厚さ 100 cm まで調査
早口 3 の沢	99	63.7	0.64	土壌の厚さ 100 cm まで調査
宝川 1 号沢	200	207.5	1.04	基岩風化層まで調査
宝川 2 号沢	127	80.7	0.63	基岩風化層まで調査
筑波森林水文	639	480.0	0.75	土壌調査は流域内の 1.2 ha で実施
常陸太田一次谷	276	117.3	0.43	土壌調査は流域内の 0.8 ha で実施
折宇谷	155	116.6	0.75	土壌の厚さ 100 cm まで調査
厩所測水所	209	132.6	0.63	C 層は厚さ 40 cm 、有効孔隙率 20% と仮定

植生図、森林土壌図および適地適木調査の結果より、最大流域貯留量を推定した。このように、任意の流域を対象とした保水容量の推定法が開発されており、係数 α の決定により流域貯留量の予測が可能となる。

最後に、水源かん養機能の指標としての保水容量と最大流域貯留量の意味について述べる。多目的ダムの貯水容量は、総貯水容量から滞砂容量を減じた量を有効貯水容量とし、それを洪水調節容量、特定利水容量および不特定利水容量にわけている(山本・高橋,1987)。多目的ダムの貯留容量の配分方法を水源かん養機能に当てはめると、保水容量は水資源賦存量の指標、最大流域貯留量は洪水軽減量の指標となる。全国の多目的ダムの平均有効貯水容量(有効貯水量を集水面積で除した水高)は約260 mmで、そのうち洪水調節容量は127 mmである(山本・高橋,1987)。これまでの検討から、森林流域の保水容量は平均有効貯水容量より多く、最大流域貯留量は洪水調節容量と同程度の大きさである。したがって、水源地帯の森林流域は多目的ダムとほぼ同じ容量を持つ自然の貯水池であり、本報告で述べた保水容量と最大流域貯留量を指標として水源かん養機能の静的評価が可能である。

本報告では、森林の水源かん養機能と記述したが、水源かん養機能とは水循環に対する森林植生、森林土壌および表層地質(風化層)の作用が総合化された結果であると理解すると、森林流域の水源かん養機能が妥当と考えられる。

謝辞

本報告を取り纏めるに当たり、名古屋大学大学院服部重昭教授に有益なご助言を頂いた。また、査読者からは貴重なご指摘を頂いた。調査事業関係の水文資料収集に際しては、財団法人水利科学研究所のご支援を頂いた。水文観測は長年にわたる多くの人々の努力により達成されるものであり、独立行政法人森林総合研究所の水土保持研究領域水保全研究室を始め、観測と資料整理の業務に携わった関係機関の方々に対して敬意を表するとともに深く感謝する。

引用文献

- 安藤義久(1983) 試行錯誤のない実用的な長期流出モデルに関する研究、水利科学 **154**、17～36
- 安藤義久・高橋裕・水谷誠(1986) 実用的な日単位の長期流出モデルに関する研究、水利科学 **168**、1～16
- 荒木誠・鳥居厚志・金子真司・吉岡二郎(1997) 花崗岩山地小流域における保水容量と保水量の変動、森林応用研究 **8**、49～52
- 有光一登(1987) 森林土壌の保水のしくみ、創文、199p.
- 有光一登・荒木誠・宮川清・小林繁男・加藤正樹(1995) 宝川森林理水試験地における土壌孔隙量をもとにした保水容量の推定—初沢小試験流域1号沢および2号沢の比較—、森林立地 **37**(2)、49～58
- 越前明(2005) 保留率関数法による流出解析—並列型タンクモデルから得られる流域特性—、電力土木 **315**、55～61
- 遠藤泰造(1983) 水源かん養林の機能理論と施業目標、林試研報 **321**、1～38
- 遠藤泰造(1985a) 一降雨量と損失雨量との関係を示す実験式の理論的意義、林試研報 **332**、13～19
- 遠藤泰造・小野茂夫・川口利次(1985b) 集中豪雨時ににおける山地小流域の貯水量と流量との関係、林試研報 **332**、1～11
- 藤枝基久・吉永秀一郎(1994) 森林の水源涵養機能と地下水、地下水問題この10年とその将来展望、日本地下水学会、27～34
- 藤枝基久(2001) 森林の水源かん養機能とその評価、林業技術 **711**、12～17
- 福脇義宏・鈴木雅一・谷誠・加藤博之(1978) 滋賀県東南部の花崗岩山地における3つの小流域の水文観測報告、京都大学農学部演習林報告 **50**、115～127
- 群馬県林業試験場(1988) 水源かん養機能計量化調査報告、60p.
- 早瀬吉雄・坂西研二・堀川直紀(1988) 農用地および水利施設における洪水防止機能に対する外的インパクトの影響評価、国土資源研究報告(第3集) **16**～20、農林水産技術会議事務局
- 堀田庸(1997) 森林土壌及び流域の保水容量に関する研究、京都大学学位論文、177p
- 諫本信義(2002) 土壌孔隙組成を用いた森林の保水容量の推定とその要因解析、森林立地 **44**(2)、31～36
- 角屋睦(1981) 流出解析手法(その15)、農土誌 **49**(6)、517～522
- 角屋睦(1985) 都市化に伴う流出の変化、土木学会論文集 **369**、23～34
- 金子良(1973) 農業水文学、共立出版、286p.
- 加藤正樹・堀田庸(1995) 流出解析による流域保水容量の推定、森林立地 **37**(2)、77～88
- 加藤正樹(2002) 森林土壌の保水機能、四国情報 **No.28**、2～3
- 河田弘・小島俊郎(1976) 環境測定法Ⅳ、—森林土壌—、共立出版、190p.
- 岸原信義・田中洋二(1975) 流域の理水特性に関する研究(Ⅶ)—流況係数と流域の地形・地質との関連について—、日林誌 **57**(8)、245～254
- 岸原信義・石井正典(1984) 花崗岩地帯の流況と地質・地形との関連について、95回日林論、531～532
- 小林慎太郎・田中丸治哉・丸山利輔(1984) 造成農地の流域および洪水流出特性—農地造成に伴う流出特性の変化(1)、農土論集 **113**、1～7
- 小林慎太郎・丸山利輔(1988) 農地造成に伴う流出特性

- の変化、農土誌 **56**(11)、25 ~ 30
- 久米朋宣・窪田順平 (1998) 森林流域におけるダム貯水池の流況平準化効果の評価、水文・水資源学会誌 **11**(4)、317 ~ 323
- 蔵治光一郎・保屋野初子編著 (2004) 緑のダム、築地書館、260p.
- 真下育久 (1961) 土壌の理学的性一吸収板による簡単な pF 値の測定とこれによる土壌水および孔隙の区分一、森林立地 **3**(1)、32 ~ 33
- 真下育久 (1972) 森林の公益的機能定量化基礎調査報告書、水利科学研究所、3 ~ 34
- 真下育久 (1974) 森林の公益的機能定量化調査報告Ⅲ、水利科学研究所、34 ~ 66
- 村井宏・岩崎勇作・照井隆一・金田宣昭 (1980) 北上地域における山地土壌の貯水能の推定について、91 回日林論、404 ~ 407
- 虫明功臣 (1978) 流出現象の地域性をどうみるか、河川水文学 (高橋裕編)、共立出版、142 ~ 179
- 虫明功臣・高橋裕・安藤義久 (1981) 日本の山地河川の流況に及ぼす流域の地質の効果、土木学会論文報告集 **309**、51 ~ 62
- 大貫靖浩・吉永秀一郎・野口正二 (1991) 森林総研筑波共同試験地理水流域における保水容量の推定、102 回日林論、355 ~ 358
- 大貫靖浩 (1994) 常緑広葉樹林の水土保持機能、九州の森と林業 **30**、1 ~ 4
- 大貫靖浩・吉永秀一郎 (1995) 筑波共同試験地理水流域における土壌の分布とその保水・流出特性にかかわる物理的特性、森林総研研報 **369**、189 ~ 207
- Ohnuki Yasuhiro, Yashinaga Shuichiro and Noguchi Shoji (1997) Distribution of colluvia and saprolites and their physical properties in a zero-order basin in Okinawa, southwestern Japan, GEODERMA **80**, 75-93
- 大貫靖浩 (2003) 森林土壌の保水機能に関する研究動向、山林 **1430**、66 ~ 72
- 大西亮一・丹治肇・柚山義人 (1990) 東仁連川左岸地域における水収支モデルの作成法、水保全管理資料 No.7、56 ~ 76、農林水産技術会議事務局
- 太田猛彦・服部重昭監修 (2002) 地球環境時代の水と森、日本林業調査会、224p.
- 長野県林務部 (2001) 森林と水プロジェクト第一次報告、84p.
- 中野秀章 (1976) 森林水文学、共立出版、228p.
- 日本学術会議 (2001) 地球環境・人間生活にかかわる農業及び森林の多目的機能の評価について (答申) ホームページ
- 野口陽一 (1981) 森林水文学用語事典、水利科学研究所、270p..
- 佐藤晃一・櫻井雄二・高瀬恵次 (1982) 四国カルスト草地の水収支と直接流出特性、農土論集 **101**、55 ~ 62
- Scott DF, Prinsloo FW, Moses G, M Mehlomakulu and ADA Simmers (2000) A re-analysis of the South African catchment afforestation experimental data. WRC Report No.810/1/00, 138p
- 千家正照・小林慎太郎・丸山利輔 (1981) 都市化に伴う高水流出機構の変化、農土誌 **39**(5)、17 ~ 23
- 志水俊夫 (1980) 山地流域における渇水量と表層地質・傾斜・植生との関係、林試研報 **310**、109 ~ 128
- 塩崎正雄・真田悦子 (1996) 積雪寒冷地域における土壌構造と水移動及び保水メカニズムの解明、研究情報 **308**、18 ~ 21、農林水産技術会議事務局
- 白井純郎・近藤松一・大原忠一 (1954) 竜の口山水源涵養試験第 4 回報告、伐採による流量変化の総合的考察、林試研報 **68**、95 ~ 117
- 白井純郎・竹下幸 (1968) 去川森林理水試験第 4 回報告、去川試験地の流量、消失水量、保留量について、林試研報 **216**、127 ~ 166
- 杉山博信・田中宏宣 (1988) 丘陵地開発に伴う流出変化、農土誌 **56**(11)、17 ~ 23
- 鈴木雅一 (1988) 山地流域の流出に与える森林の影響評価のための流況解析、日林誌 **70**(6)、261 ~ 268
- 武田繁後 (1951) 年流出量と主なる降雨の増水量に就いて、林試研報 **50**、1 ~ 87
- 竹下敬司・高木潤治 (1977) 暖帯林地の水保全環境に関する土壌及び地形的研究、福岡県林業試験場時報 **26**、1~51
- 竹下敬司 (1985a) 森林土壌と水源かん養機能、森林立地 **27**(2)、19 ~ 26
- 竹下敬司 (1985b) 沖縄本島北部の山地土壌 (孔隙性) と水源かん養機能、96 回日林論、189 ~ 200
- 玉井幸治・後藤義明・深山貴文・小南裕志 (2002) 林野火災とマツ枯れによる森林の衰退が流出量と流況曲線に及ぼす影響、一岡山市竜の口山量水試験地の場合一、日林誌 **86**(4)、375 ~ 379
- Tani Makoto (1996) An approach to annual water balance for small mountainous catchments with wide spatial distributions of rainfall and snow water equivalent. J.Hydrol. **183**, 205-225
- 内田晴夫・丸山利輔 (1984) 都市化流域における有効雨量の算定、一京都市竹田川流域を対象として一、農土誌 **52**(12)、45 ~ 50
- 上杉大輔・西村武二・有光一登 (1999) 吉野川源流域森林土壌の貯水能の評価、高知大学演習林報告 **26**、25 ~ 89
- 山本莊毅・高橋裕 (1987) 図説水文学、共立出版、221p.
- 吉永安俊・翁長謙良・山城三郎 (1990) 沖縄の畑地帯における降雨の侵入および流出特性、農土誌 **58**(5)、505 ~ 512