

森林施業に伴う夏期間の水収支の動態の予測法

遠 藤 泰 造⁽¹⁾Taizo ENDO: A Method to Evaluate the Change in Water
Balance for the Summer Period Following Forest Management

要 旨: この報告は気層—土壤層—地被植生から成る水収支系を若干のパラメータを用いた単純な数式モデルに還元し、林況変化に伴う夏期間の水収支の動態を予測する一つの方法を論述したものである。気層に関するパラメータは日平均気温と日雨量、土壤層は有効土壌水分量およびその最大値、地被植生の状況は林分のうつ閉度を用いて表現した。水収支の計算は日単位とし、6月から10月までの夏期5か月の水収支を取扱った。収支項目は雨量、蒸発散位、蒸発散量、流出量、有効土壌水分量およびその付加、減少および不足の各量の8項目である。日蒸発散位はHAMONの経験式から計算し、これに有効土壌水分量その他の関数である修正係数(θ)を乗じて日蒸発散量を求めた。水収支計算上の林況は堆積有機物(A_0 層)床林地と更新林地(野草の繁茂する皆伐跡地、更新期間の未閉鎖林分および閉鎖林分を含む)の2種類とし、各林況に対する水収支の計量方法を論述した。 A_0 層床林地に対しては A_0 層の有効貯水容量を中心に水収支の各項目を定式化した。更新林地の水収支は有効土壌水分量、日雨量および日蒸発散量間の水分移動を定式化して計量した。有効土壌水分の不足量と日蒸発散量との和分量を越える雨水分は流出分とした。収支計算で重要な修正係数(θ)の算出式にうつ閉度あるいは立木本数と樹高あるいは林齢を導入することによって、林況変化に対する水収支の量的評価と予測とが可能となる。

目 次

ま え が き	126
1. 閉鎖林地と皆伐跡地の水収支の計算	127
1.1. 収 支 項 目	127
1.2. 日蒸発散位の計算	128
1.3. 有効土壌水分量の最大値	128
1.4. 日蒸発散量の計算	129
1.5. 計算方法と計算式	130
1.6. 林況別の各パラメータの最適値	132
1) 各パラメータの最適値の求めかた	132
2) 皆 伐 跡 地	134
3) 森 林 流 域	134
1.7. 皆伐前後の流出量の比較	137
1.8. 夏期間の水収支	139
2. 林況変化と水収支の動態	143
2.1. 水収支計算上の林況区分	143
2.2. 皆伐直後の A_0 層床林地	144
2.3. 皆伐跡地から閉鎖林分までの更新林地	148
2.4. 夏期流出量とうつ閉度との関係	148
1) ΔQ_0 の大きさとその変動	149
2) ΔQ_K と K との関係	150
3. 相対生長式を用いた θ の一般式	152

4. 結 言	154
あ と が き	155
引 用 文 献	155
Summary	157

ま え が き

ある流域の水収支とは任意の期間の流域降水量，流域からの蒸発散量，流域外への流出量およびその期間の始めと終わりにおける流域内の土壌水分の増減量の間の量的関係のことである。この報告は林況の変化に伴う流域の水収支の動態を計量評価する 1 つの方法を取扱ったものである。

河水と森林との関係の問題は古くてなお新しい問題である。わが国では 1906 年当時の林業試験場がこの問題の実証的研究に着手し、1915 年に有林地と無林地とにおける水源涵養比較試験の成果が報告¹⁾されている。それ以来、林業試験場や大学演習林によって試験流域が設定されて継続的な量水観測が行われ、有林地と無林地あるいは皆伐前後の林況変化に伴う水収支の変化，流況や高・低水量および流量曲線におよぼす影響などに関する多くの研究成果^{2)~9)16)18)}が報告され、林況が河水におよぼす影響の程度はかなり明らかにされてきた。最近、各分野における環境保全の諸問題が重視される社会すう勢のなかで、森林の伐採や林地転用に伴う河水量の予測方法が要請される機会が多くなってきたので、この報告では水収支の数式モデルを用いた一つの予測方法を発表する。

水収支の予測法を広義に解釈すると、気温や純輻射量，雨量などの気象因子と林況別の流出量との間の単または重回帰式⁷⁾⁹⁾¹⁸⁾も一つの数式モデルを用いた予測方法であって、この方法は従来から広く行われてきた方法である。

塚本⁹⁾は山地流域内に起こる降雨，貯留，流出および蒸発散の水文現象を個別的に論述し、さらに相互に関連した形で捕えて 2 つのモデル流域の月単位の熱収支と水収支との関係を水収支モデル図を作成して解析しているが、この水収支モデル図による方法も水収支の一つの優れた予測方法である。

HOLDRIGE¹⁶⁾らは月平均気温値から THORNTHWAITE の経験式を用いて月蒸発散位を計算し、月雨量と月蒸発散位および仮定した有効土壌水分容量を基本資料として、水収支に関する 12 項目を月別に数量化し、熱帯林の環境解析を行っており、この方法も森林の水収支に関する一つの予測方法といえる。

LEAF と ALEXANDER¹⁸⁾はロッキー山脈の垂高山流域を対象として林況変化の融雪流水量におよぼす効果を計量評価するための水収支の数式モデルを作成し、この数式モデルを林分モデルに結合して林況変化におよぼす森林施業の効果の長期予測を行っている。

この報告では以上のべた文献を参考としながら夏期間の水収支の数式モデルを作成した。

本文で取扱う気層—植物—土壌という一つの水収支系において、気層の役割は 2 つの因子で表現した。その一つは陸水の源である降雨量，もう一つは蒸発散作用の抑制または促進に密接な関係のある気温を用いた。土壌は有限の容量をもつ貯水池に類似した働きをするものと見なし、その時々有効土壌水分量およびその最大値を用いて評価した。有効土壌水分量の最大値を越える雨水分は流出発生分として取扱った。また、流域上の地被植物は根から吸収した水分を大気中に放出するポンプの役割を果していると考え、その面積的な能力は蒸発散作用の能動層である樹冠のうつ閉度で表現した。

天然または人工による林分更新の過程に出現する林況は皆伐直後の草や木のほとんど生えていない落枝

葉床の林地、野草やササの繁茂する皆伐跡地、更新樹の成立から閉鎖林分に至るまでの未閉鎖林分と閉鎖林分の4つに大別できる。閉鎖林分は抜き伐りや雪水・暴風などの気象災害あるいは虫獣害などによって林分の一部が破壊されるが、この場合の林況は未閉鎖林分として取扱うことにする。林況を林分のうつ閉度で表わすとき、うつ閉度0は無立木の皆伐跡地、うつ閉度1.0は閉鎖林分を表わすので、上述の4つの林況は落枝葉床の林地と更新林地(皆伐跡地の野草またはササ生地から未閉鎖林分および閉鎖林分を含む)との2種類となり、それぞれの林況についての水収支を考察した。

以上は本文で取扱った水収支計算の骨子であるが、この計算に用いた媒介因子の最適値を求めるために、農林水産省林業試験場山形試験地の1・2号沢で観測された日流量、日雨量および日平均気温の観測資料¹⁷⁾(1939~1958年のうちの1945、'46および'47の3か年を除く12年分)を使用した。日流量と日雨量の観測資料はすでに印刷公表された資料を用い、日平均気温の資料は同試験地に保管されている気象原簿の資料を用いた。

また、落枝葉床の林地の水収支に関しては林業試験場北海道支場構内に施設された平面ライシメータの観測資料¹⁸⁾を用いて解析した。

1. 閉鎖林地と皆伐跡地の水収支の計算

1.1. 収支項目

はじめに、本文で取扱う水収支の計算項目とそれらの定義について記述する。

(a) 日雨量 (R , mm/day)

(b) 日平均気温 (t , °C)

(c) 日蒸発散位 (PE , mm/day)

後述するように、この日蒸発散位は日平均気温の観測値を用いて HAMON の経験式から算出する。

(d) 日蒸発散量 (E , mm/day)

日蒸発散位にその時々有効土壌水分量に比例したある修正係数 (θ) を乗じて算出した日蒸発散量の推定値。

(e) 有効土壌水分量の最大値 (M , mm)

根系の分布する深度範囲の土壌の野外容水量を W_f 、しおれ点または萎凋点水分量を W_w 、その時々土壌水分量を W で表わすとき、 $W_f - W_w$ を有効土壌水分量の最大値または有効土壌容水量といい、これを M で表わす。

(f) 有効土壌水分量 (S , mm)

その時々土壌水分量とその土壌のしおれ点水分量との差、すなわち $W - W_w$ を有効土壌水分量といい、これを S で表わす。この値については後述する。

(g) 土壌水分の日増加量 (AS , mm/day)

有効土壌水分量の日増加量をいう。

(h) 土壌水分の日減少量 (DS , mm/day)

有効土壌水分量の日減少量をいう。

(i) 日流出量 (Q , mm/day)

日蒸発散位に相当する日蒸発散量と土壌水分不足量とを満たした残余の日雨量をいう。実際に流出した

水量ではなく、流出可能な水量という意味である。

(j) 土壌水分不足量 (F , mm)

有効土壌水分量の最大値とその時々有効土壌水分量との差に相当する有効土壌水分量である。

1.2. 日蒸発散位の計算

日蒸発散位は HAMON の経験式を用いて算出する。mm 単位で表わすと、HAMON の提案した日蒸発散位 (PE , mm/day) を求める経験式¹⁰⁾は (1) 式のように書き表わされる。

$$PE = 25.4 \times C \cdot D^2 \cdot P(t) \dots\dots\dots(1)$$

(1) 式で

D : 12 時間を単位として表わした日可照時間数。

$P(t)$: 日平均気温 $t^\circ\text{C}$ に対する飽和空気 1 m^3 に含まれる水蒸気の重さをグラム数単位で表わした数値 (g/m^3)。

C : 係数で、HAMON によると 0.0055 である。

1.3. 有効土壌水分量の最大値

有効土壌水分量の最大値 (M , mm) を推定する方法としては次にのべる 3 つの方法がある。

(1) 根系の分布範囲の土壌水分の調査¹¹⁾による方法。

アメリカでの研究¹⁴⁾によると、植物が土壌中から吸収することのできる有効土壌水分量はおよそ 50 mm から 150 mm ないし 180 mm までで、最も多いのはおよそ 100 mm といわれている。また、浅い土壌では 100 mm 以下、深くて通気性の良好な埴質壤土では 100 mm 以上となるといわれている。

有効土壌水分量は根系の分布する土壌層の野外容水量からしおれ点水分量までの範囲の土壌水分量と考えることができる。

コロラドの亜高山流域に対する水収支の計算例では、LEAF と BRINK¹³⁾ は根系の平均深度を 4 フィート、容積百分率で表わした土壌の野外容水量としおれ点水分量とをそれぞれ 15% および 4% とし、植物の利用可能な土壌水分量を 5.3 インチ、すなわち 135 mm と仮定している。

この例のように、根系の平均深度、土壌の野外容水量およびしおれ点水分量とを実測することによって、有効土壌水分量の最大値を定めることができる。

(2) 流域平均の全損失雨量の最大値による方法

対象流域の雨量と流量の観測資料があるならば、1 降雨量と損失雨量との関係から、有効土壌水分量の最大値のおおよその値を推定することができる。

1 降雨量を R (mm)、この降雨にもとづく流出量を Q (mm)、損失雨量を L (mm) で表わすと、 $L = R - Q$ である。横軸に 1 降雨量、縦軸に損失雨量を目盛ったグラフ紙上に、 R と L との値で表わされる点を多数プロットすると、各点は 1 つの傾向曲線のまわりに帯状分布し、その中心曲線は次の (2) 式¹⁵⁾ で表わされる。

$$L = l_0 + L_0 (1 - e^{-k(R-l_0)}) \dots\dots\dots(2)$$

(2) 式で、 $L_\infty = l_0 + L_0$ は 1 降雨直前における流域平均の全損失雨量を表わし、 k は定数である。山形試験地の森林におおわれた流域である 1 号沢について、月別の L_∞ の値を求めると、中心曲線に対する L_∞ は 8 月が最大で、その値は 92.0 mm であった。また、帯状分布の上限縁に分布する資料を用いて、(2) 式の L_∞ と k に相当する値を求めると、8 月の上限縁の L_∞ の値、これを L_∞' で表わすと、 L_∞' の

値は 169 mm であった。 L_{∞} の値は 1 降雨直前における流域の土壌水分不足量を表わすものと考えられることができるから、盛夏の月の L_{∞}' の値から有効土壌水分量の最大値の概略値を推定することができる。1 号沢流域の有効土壌水分量の最大値は、上限縁に分布する資料が少数なので、 L_{∞}' の値の信頼度はそう高くないように思われるが、169 mm 前後の値と推定される。

(3) 経験値を用いる方法

これまでの研究によると、土壌や植物の種類のかんにかかわらず、有効土壌水分量の最大値は年降雨量の 5% から 10% であるといわれている。この範囲に相当する水分量を有効土壌水分量の最大値として用いるのも一つの方法である。

1.4. 日蒸発散量の計算

THORNTHWAITTE によると、蒸発散位 (蒸発散能またはポテンシャル蒸発散とも呼ばれている) とは土壌水分が十分に存在し、活発に生長する植物で地面が完全におおわれた広い場所からの蒸発散量のこと、ある条件のもとで起こる最大の蒸発散量のことである。

現実には、長い日照りの後で土壌水分が不足したり、あるいは、地被植生が欠損したりする場合は起こる。このような場合、実際の蒸発散量は蒸発散位以下となる。

実際の日蒸発散量を E (mm/day) で表わし、これと日蒸発散位との関係¹²⁾を (3) 式のように書き表わす。

$$E = \theta \cdot PE, \quad 0 \leq \theta \leq 1 \quad \dots\dots\dots(3)$$

(3) 式で、 θ は E と PE との比で、蒸発散位に対する修正係数である。

θ の値はその時々有効土壌水分量、土壌粒子の大きさ、地被植生の種類と被覆密度などによって異なる。

土壌水分が減少して、ある含水量に達すると、水分の吸引抵抗が作用し、それに伴って植物の生理機能および地面からの蒸発作用が抑制されて蒸発散量の減少が現われることが知られている。

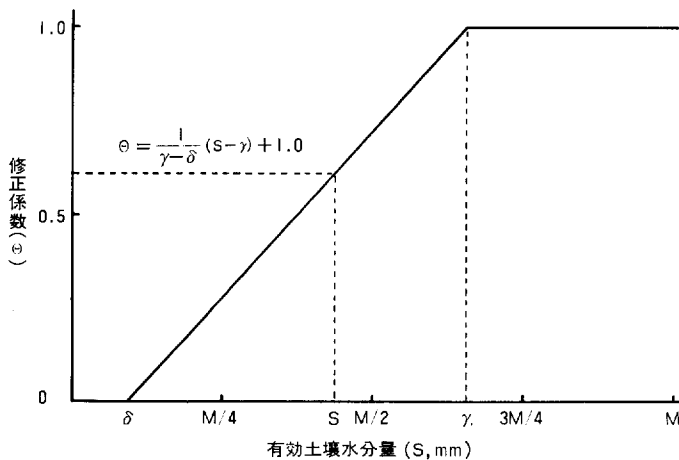


Fig. 1 修正係数値 (θ) の算定式の説明図 (LEAF と BRINK 原図の修正図)

Graphical explanation of the equation of θ , in which S , γ and δ represent available soil water, the critical point or the ceasing point at which available soil water begins to limit or stop evapotranspiration.

湿潤気候のもとで発達した中位から微細な粒径の土壌では、野外容水量の 70% に達すると、土壌水分に吸引抵抗が現われ、その結果として蒸発散位の減少が始まり、乾燥気候の粗粒土壌では、野外容水量の 50% またはそれ以下となっても、蒸発散量に著しい減少は現われないとの報告¹⁶⁾がある。

また、密生した森林からの蒸発散量については、土壌水分量が野外容水量の 50% 以上では蒸発散位と同じ割合で蒸発し、その 50% 以下では土壌水分量に比例して減少する。伐採地からの蒸発散量については土壌水分が野外容水量に達しているときだけ蒸発散位と同等の水分量が蒸散し、野外容水量以下では土壌水分量に比例して減少するとの報告がある。

土壌水分量と蒸発散量との関係については以上のことが知られているので、(3) 式の θ の値はその時々々の有効土壌水分量の関数¹⁷⁾として取扱うことができる。

Fig. 1 は有効土壌水分量と θ との関係を図解したものである。この図は LEAF と BRINK の報告を修正引用したもので、横軸にはその時々々の有効土壌水分量 (S , mm) を、縦軸には θ の値を目盛ってある。ただし、 θ の値は $0 \leq \theta \leq 1.0$ である。 γ (mm) は蒸発散位の減少が始まるときの土壌水分量、 δ (mm) は蒸発散量が停止するときの土壌水分量を表わす。そして、LEAF と BRINK¹¹⁾⁻¹⁸⁾によると、 θ と S との関係は (4) 式のように表わされる。

$$\theta = \frac{1}{\gamma - \delta}(S - \gamma) + 1.0 \quad \dots\dots\dots(4)$$

1.5. 計算方法と計算式

水収支の計算は日単位とし、日雨量と日平均気温との観測値を用い、このほかに、蒸発散量を調整する 4 つのパラメータ、 M 、 C 、 γ および δ のそれぞれに土壌や地被植生の条件に適した具体的数値を与えて計算を行う。

計算項目は蒸発散位、蒸発散量、有効土壌水分量およびその増加または減少量、流出量、土壌水分不足量の 7 項目で、計算は次に記述する約束に従って実行する。

(1) 無降雨日のとき

蒸発散に消費される水分量は有効土壌水分から補給される。ただし、その量は $\gamma \geq S \geq \delta$ の範囲でその時々々の有効土壌水分量に比例するものとする。

(2) 日雨量が日蒸発散位より小さいとき

日雨量の全部が日蒸発散量の一部分として消費され、日蒸発散位と日雨量との差分に相当する日蒸発散位に対する蒸発散量は、有効土壌水分から補給される。ただし、その量は $\gamma \geq S \geq \delta$ の範囲でその時々々の有効土壌水分量に比例するものとする。

(3) 日雨量が日蒸発散位に等しいか、または、これを越えるが、当日の日蒸発散位と前日の土壌水分不足量との和の値より小さいか、または等しいとき

日蒸発散量は日蒸発散位に等しく、残余の雨量は土壌水分不足量を満たすのに充当される。

(4) 日雨量が日蒸発散位より大きく、さらに、当日の日蒸発散位と前日の土壌水分不足量との和の値よりも大きいとき

日蒸発散量は日蒸発散位に等しく、土壌水分の不足量は完全に満たされる。残余の雨量は流出分となる。

水収支の計算を行うには、計算始めにおける有効土壌水分量の初期値を知る必要がある。この初期値が

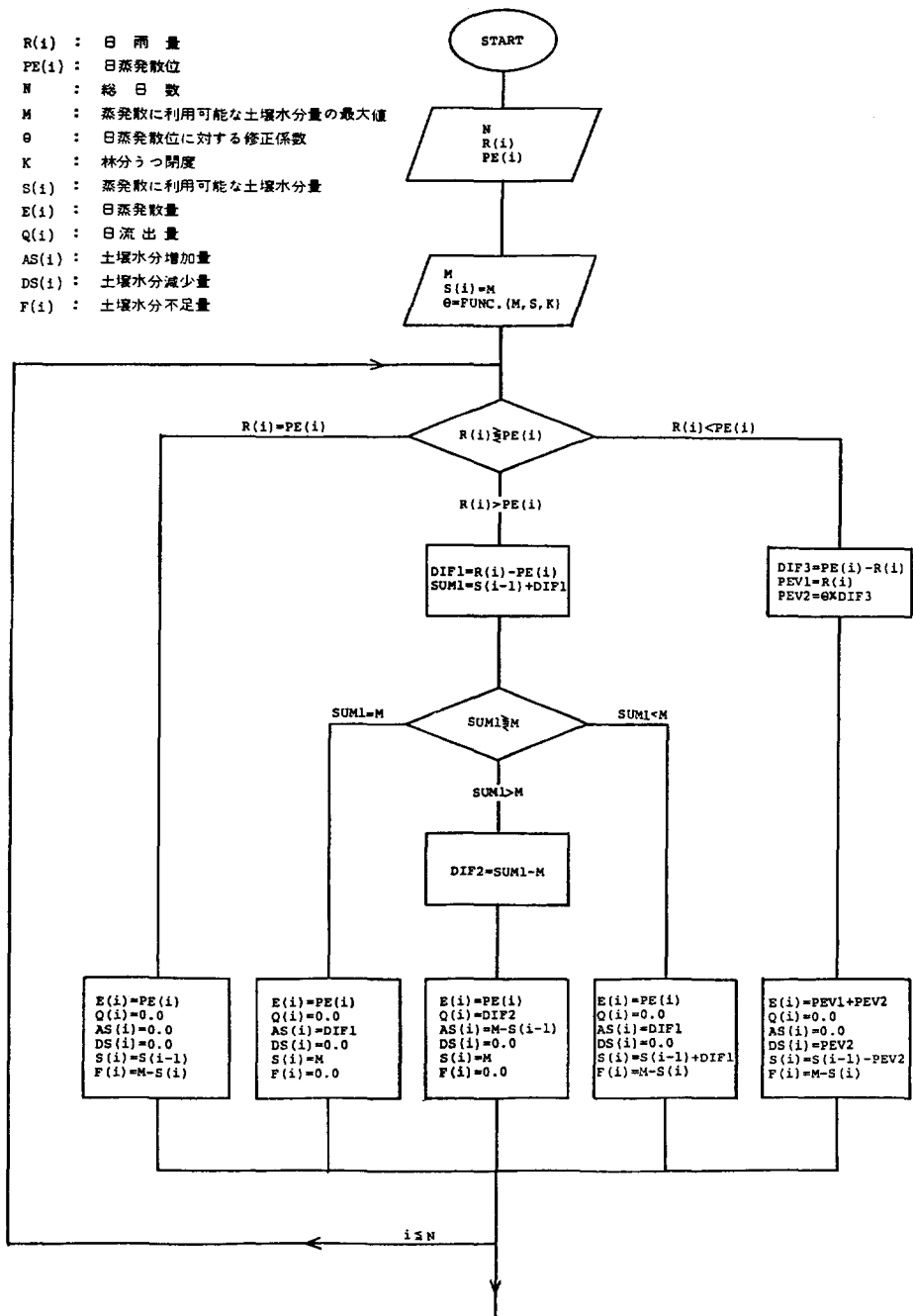


Fig. 2 更新林地の水収支計算のフローチャート
 Flow chart for water balance calculation of regenerating forest land.

決まれば、水収支の諸項目は順々に求めることができる。

本文では、毎年消雪日の翌日を起算日とし、その時の有効土壌水分量は最大値に達しているものと見なした。水収支の計算の起算日は、積雪地方であっても、必ずしも消雪日の翌日に選ぶ必要はない。土壌水分が野外容水量に達するような大雨の翌日を選んでもよいし、有効土壌水分量が既知であれば、いつの日を選んでもよい。積雪地方では、消雪日の翌日を起算日とすると、起算日が毎年ほぼ一定となるので、収支の計算上都合がよい。

総日数 N からなる日単位の時系列において、起算日から数えて i 日目の雨量を $R(i)$ 、蒸発散位を $PE(i)$ 、蒸発散量を $E(i)$ 、流出量を $Q(i)$ 、流域内の有効土壌水分量を $S(i)$ 、その増加量または減少量を $AS(i)$ と $DS(i)$ 、有効土壌水分の不足量は $F(i)$ で表わすと、 i 日目の水収支の各項は、Fig. 2 に示したフローチャートに従って算出される。ただし、各項は mm 単位で表わした値とする。

ある期間の水収支は日雨量、日蒸発散量および日流出量の各合計値と収支期間の始めと終わりにおける有効土壌水分量から求めることができる。

収支期間の計算前日と終わりにおける流域内の有効土壌水分量を $S(0)$ および $S(N)$ で表わすと、この期間の水収支は (5) 式のように書き表わされる。

$$\sum_{i=1}^N R(i) = \sum_{i=1}^N E(i) + \sum_{i=1}^N Q(i) + (S(N) - S(0)) \dots\dots\dots (5)$$

(5) 式で、 $i=1, 2, 3, \dots, N$, $\sum_{i=1}^N Q(i)$ は収支期間に発生した流出可能な水量である。

1.6. 林況別の各パラメータの最適値

1) 各パラメータの最適値の求めかた

両林況のそれぞれに対する水収支の計算には 4 つのパラメータが用いられている。その一つは、日蒸発散位の計算に用いられた HAMON の式に含まれる係数 C である。

他の 3 つのパラメータは蒸発散に消費される水分量と有効土壌水分量との関係を調節するパラメータで、本文では M , γ および δ で表わされているパラメータである。

以上のパラメータのなかで、有効土壌水分量の最大値を表わす M の値は、土壌調査と根系の分布深から、その概略値を求めることが可能である。しかし、ある広さの流域を代表するような M の値を土壌調査の結果から決定することはそう簡単ではない。それで、この報告では 4 つのパラメータにある範囲の数値を与えて計算し、それぞれの条件のもとで算出された流出量と実測流出量とを比較し、そのなかから林況別の最適な一組のパラメータを選択するという方法を採用した。

各パラメータの試算範囲は以下のとおりである。

- (1) $C = 0.0045 \sim 0.0085, 0.0005$ きざみ
- (2) $M = 120, 180, 240$ mm の 3 種類
- (3) $\gamma = M \sim \frac{M}{2}, 0.125 M$ 単位
- (4) $\delta = \frac{3M}{4} \sim 0, 0.125 M$ 単位

このほかに、森林流域に対する計算モデル¹⁶⁾として、 θ に下記のような条件を与えて水収支の計算を行い、この計算モデルの適否と C および M の適値を検討した。

$$\left. \begin{aligned} S \geq 0.7M \text{ のとき, } \theta = 1.0 \\ 0 < S < 0.7M \text{ のとき, } \theta = \text{const.} = 0.5 \\ S = 0 \text{ のとき, } \theta = 0 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (6)$$

4つのパラメータを用いた日単位の水収支の計算方法の適合度とその時の各パラメータの最適値を求めるために、林業試験場山形試験地の2つの試験流域¹⁷⁾(1号沢と2号沢)の観測資料を用いて試算を行った。

流域面積は1号沢が3,060 ha, 2号沢が2,482 haの小流域で、計算期間は1939~1944年, 1948~1953年の計12年, 1948~1953年は2号沢の皆伐跡地の期間である。

試験流域の地被植生は1号沢流域はスギの森林地で、2号沢流域は1号沢と同様なスギの森林であったが、1947年12月に皆伐されており、1948~1953年の期間は皆伐直後の6年間に相当する。

各パラメータの最適値は、収支期間の実測流出量(Q)と計算から求めた推定流出量(Q_e)とを比較し、Q=Q_eまたはQ≒Q_eとなるようなパラメータの値を最適値として選定した。

ここで断っておくが、正確にいうと、実測流出量と計算から求めた推定流出量とは異なるものである。実測流出量はある収支期間の流出量であるが、推定流出量には流域内に貯留されて流出するまでの流域内での停滞時間が含まれていない。したがって、ここでいうところの推定流出量とは、実際に流出する雨量

Table 1. 蒸発散位の修正係数值(θ)の計算モデル
The calculating models selected for determination of correction coefficient (θ).

計算モデル番号 Calculating model number	有効土壌水分量の最大値 Max. value of effective soil water (M, mm)	蒸発散の制限がはじまる土壌水分量 The critical point at which available soil water begins to limit evapo-transpiration (γ, mm)	蒸発散が止まる土壌水分量 The ceasing point at which available soil water begins to stop evapo-transpiration (δ, mm)	θの計算式 Calculating equations of correction coefficient (θ)
I (皆伐跡) Open or cutover area	120	1.0M	$\frac{3M}{4}$	(a) $S = M, \theta = 1.0$ (b) $M > S > \frac{3M}{4},$ $\theta = \frac{4}{M}(S - M) + 1.0$ (c) $S \leq \frac{3M}{4}, \theta = 0$
II (森林地) Dense forest area	120	$\frac{M}{2}$	0	(a) $S \geq \frac{M}{2}, \theta = 1.0$ (b) $\frac{M}{2} > S > 0,$ $\theta = \frac{2}{M}(S - \frac{M}{2}) + 1.0$ (c) $S = 0, \theta = 0$
III (森林地) Dense forest area	月水収支 (For each month of June to August)			(a) $S \geq 0.7M, \theta = 1.0$ (b) $S < 0.7M, \theta = \text{const.} = 0.5$ (c) $S = 0, \theta = 0$
	120	0.70M	0	
	夏期水収支 (For the summer period)			
	240	0.70M	0	

ではなく、流出可能量である。しかし、小流域での流出雨水分の停滞時間は僅少であるので、推定流出量と実測流出量とは近似的に等しいとみなして取扱った。

計算の結果からえた結論を先へのべると、皆伐跡の無立木流域および森林流域の水収支計算に適する θ の計算モデルは Table 1 のように要約できる。この表で θ の計算モデル No. I と No. II とは LEAF と BRINK¹¹⁾ および LEAF と ALEXANDER¹²⁾ とがシュミレーションモデルによる水収支計算に用いた θ の値である。

また、 θ の計算モデル No. III は HOLDRIDGE et al. が熱帯地方の森林に対する月単位の水収支の計算に用いたモデルである。

2) 皆伐跡地

Fig. 3 は 2 号沢流域の皆伐直後 6 年間の夏期間の推定流出量 (Q_e) と実測流出量 (Q) との比較を示す。この計算に用いたパラメータの条件は、 θ に関する計算モデルは No. I, $C=0.0060$, $M=120$ mm である。この図からわかるように、 Q と Q_e との間には $Q \approx Q_e$ の関係が成り立ち、両者の間の相関関係は極めて高い。そして、 C の値を 0.0060 より大きくしても、また小さくしても、 Q と Q_e との関係は $Q = Q_e$ の直線より外れ、 M の値を 180, 240 mm と変化させても $Q = Q_e$ の直線より外れる結果となった。

Fig. 4 は 6, 7 月および 8 月の盛夏 3 か月の各月流出量の実測値と推定値との比較を示したものである。この図からわかるように、これらの月に対しては、 θ に関する計算モデル No. I, $M=120$ mm, $C=0.0055$ という条件が良い結果を与えている。ただし、9 月と 10 月の両月に対しては、 $C=0.0055$ は過小で、0.0060 よりもっと大きな値を用いる必要がある。

3) 森林流域

Fig. 5 は 1 号沢流域の Q と Q_e との関係、Fig. 6 は皆伐前の 2 号沢流域の Q と Q_e との比較を示す。両図からわかるように、森林流域の夏期間の水収支の計算は、計算モデル No. II, $M=120$ mm, $C=$

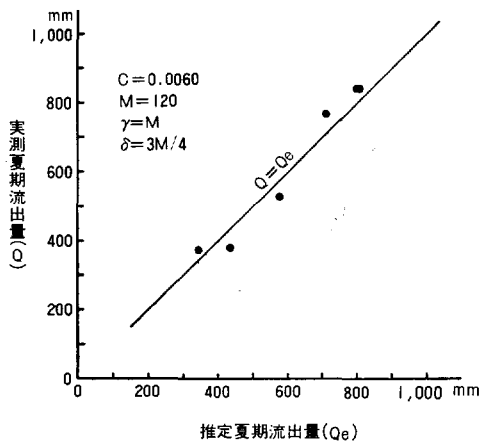


Fig. 3 夏期流出量の推定値と実測値の比較 (2 号沢流域の皆伐跡地)

Comparison of the calculated flow (Q_e) with observed flow (Q) for the summer period (cutover land of No. 2 watershed).

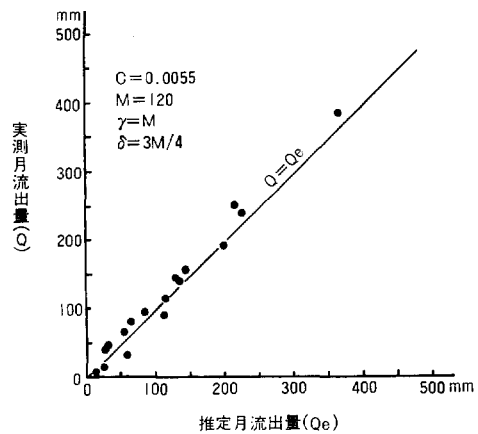


Fig. 4 6, 7 月および 8 月の月流出量の推定値と実測値との比較 (2 号沢流域の皆伐跡地)

Comparison of the calculated flow (Q_e) with observed flow (Q) for each month of June, July and August (cutover land of No. 2 watershed).

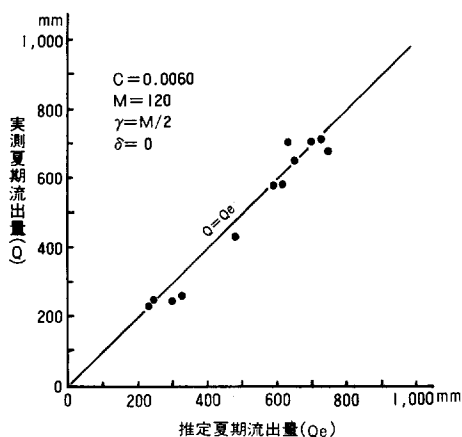


Fig. 5 夏期流出量の推定値と実測値との比較（1号沢流域）

Comparison of the calculated flow (Q_e) with observed flow (Q) for the summer period (forested land of No. 1 watershed).

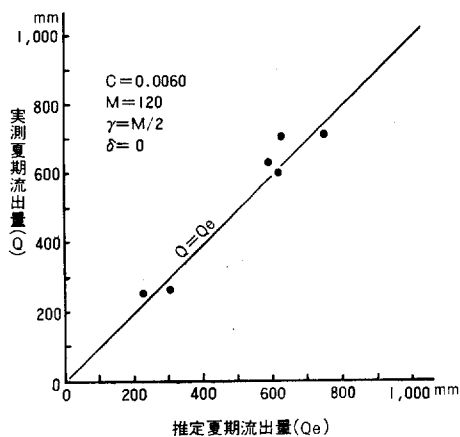


Fig. 6 夏期流出量の推定値と実測値の比較（2号沢流域の皆伐前）

Comparison of the calculated flow (Q_e) with observed flow (Q) for the summer period (before cuttings of No. 2 watershed).

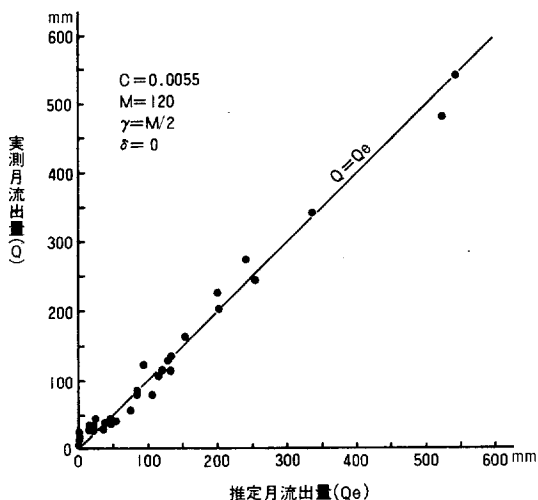


Fig. 7 6, 7月および8月の各月流出量の推定値と実測値との比較（1号沢流域）

Comparison of the calculated flow (Q_e) with observed flow (Q) for each month of June, July and August (forested land of No. 1 watershed).

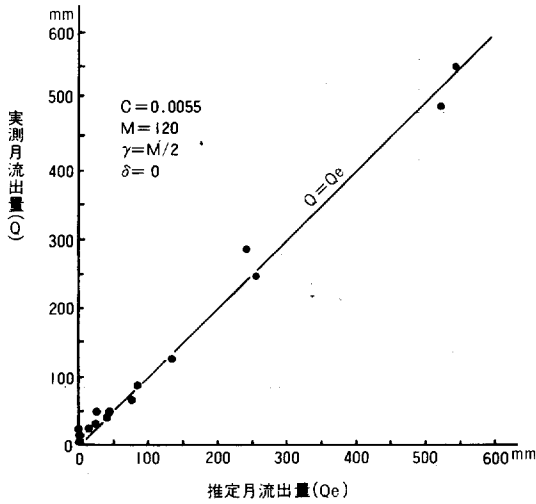


Fig. 8 6, 7月および8月の各月流出量の推定値と実測値の比較(2号沢流域)
Comparison of the calculated flow (Q_e) with observed flow (Q) for each month of June, July and August (forested land of No. 2 watershed).

Fig. 9 夏期流出量の推定値と実測値の比較(1, 2号沢の森林流域)

Comparison of the calculated flow (Q_e) with observed flow (Q) for the summer period (forested lands of No. 1 and No. 2 watershed).

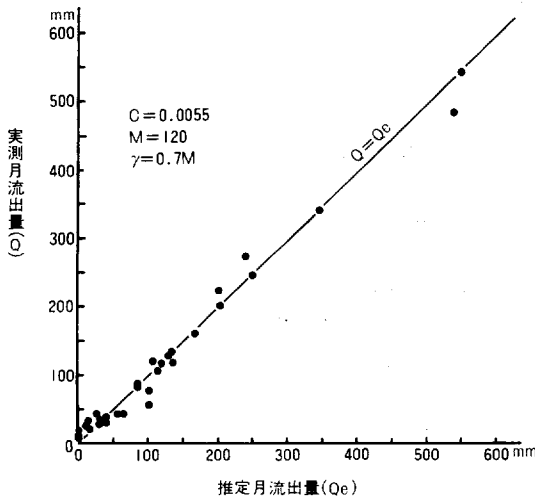
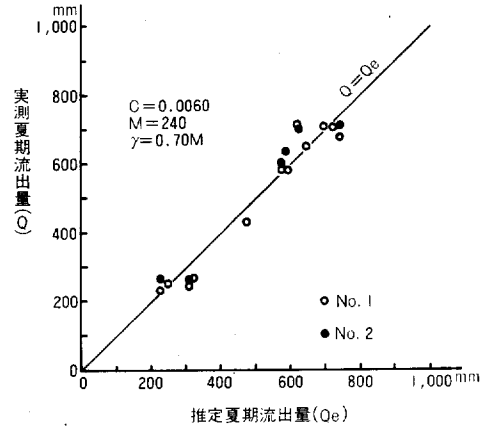


Fig. 10 6, 7月および8月の各月流出量の推定値と実測値との比較(1号沢流域)
Comparison of the calculated flow (Q_e) with observed flow (Q) for each month of June, July and August (forested land of No. 1 watershed).

0.0060 という値が適している。

Fig. 7 と Fig. 8 とは計算モデルⅡ, $M=120$ mm, $C=0.0055$ という値を用いて計算を行ったときの 1, 2号沢流域の月流出量の推定値と実測値との比較を示す。これらの図が示しているように、推定値と実測値とはよく一致しているため、上記の条件は 6, 7月および8月の各月およびこれら盛夏3か月の水収支の計算に適していると思われる。しかし、9月と10月の両月に対して $C=0.0055$ の値は過小気味である。

No. Ⅲ の計算モデルは熱帯地方の森林に対する月の水収支に適用された θ の計算モデル¹⁶⁾である。計算結果のなかから夏期間の流出量の推定値と実測値とが良く対応していると思われる M および C の値を示すと、 $M=240$ mm, $C=0.0060$ で、この条件から求めた夏期流出量の推定値を実測値と比較したのが Fig. 9 である。

Fig. 10 は $M=120$ mm, $C=0.0055$ というパラメータの値を用いて計算を行ったときの月流出量の推定値と実測値との適合関係を示す。この場合、 M の値を 180 mm または 240 mm としても、推定値と実測値との適合関係にそう著しい変化はみられなかった。この条件は 6, 7月および8月の各月の水収支およびこれらの盛夏3か月の水収支の計算に適しているが、9月と10月の両月に対して $C=0.0055$ の係数値は過小である。

1.7. 皆伐前後の流出量の比較

夏期間の水収支の計算には、収支の期間と林況の状態によって、計算モデル No. Ⅰ, No. Ⅱ または No. Ⅲ が利用できることを確認したが、2号沢流域の皆伐前後における流出量の差から M および C の各パラメータの適値を検討し、以下のような結論をえた。

2号沢流域の皆伐直後6年間の各年について、 $M=120$ mm, $C=0.0055$ という一組の値を用い、計算モデル No. Ⅰ と No. Ⅱ のそれぞれについて水収支の計算を行った。そして、計算モデル No. Ⅰ と No. Ⅱ とから算出した推定流出量とをそれぞれ \hat{Q}_I および \hat{Q}_{II} で表わし、 $\Delta \hat{Q} = \hat{Q}_I - \hat{Q}_{II}$ を求めた。この $\Delta \hat{Q}$ は森林の皆伐後における推定流出増加量を表わす。

このような計算を $M=120$ mm, 180 mm と 240 mm の3種類、 $C=0.0055$ と 0.0060 の2種類、合計6組について計算し、年別の $\Delta \hat{Q}$ を求めた。その結果を示したのが Table 2 である。6か年の平均増水量は $M=120$ mm, $C=0.0060$ という組み合わせのときが最大で、そのときの $\Delta \hat{Q}$ の値は 97.4 mm で

Table 2. M および C の値と $\Delta \hat{Q}$
The change of increasing flow with the value of M and C

M の値 Value of M (mm)	C の値 Value of C	夏期増水量 ($\Delta \hat{Q}$, mm) Increasing flow in summer period						平均増水量 $\Delta \hat{Q}_m$ Mean value of increas- ing flow (mm)
		1948	1949	1950	1951	1952	1953	
120	0.0055	71.9	106.2	96.6	96.1	56.3	90.0	86.2
180		55.7	112.0	108.9	86.4	40.0	68.6	78.6
240		45.5	105.0	110.2	75.4	31.7	56.1	70.7
120	0.0060	85.3	117.7	102.4	105.6	68.0	105.6	97.4
180		68.0	127.0	117.4	104.6	49.6	82.4	91.5
240		56.2	125.7	124.0	93.0	39.0	67.8	84.3

ある。

中野¹⁰⁾は、1, 2号沢流域の夏期流出量（6月～10月までの5か月間）について詳細な統計的解析を行い、森林と皆伐跡地との流出量の差異を検討した。それによると、1号沢流域の夏期流出量を CD_0 、2号沢流域のそれを D_0 で表わすと、両流域がともに森林状態のときの夏期流出量の間には $D_0 = 1.0203 CD_0 + 6.56$ 、相関係数は 0.995 という関係が成り立つ。

この関係式を用いて、2号沢流域の皆伐後6年間（1948～1953年）の夏期流出量を推定すると、6か年の平均の夏期増水量は 106 mm となる。

Table 3. 2号沢流域の皆伐直後6年間の夏期流出量の平均増水量
Increasing flow (ΔQ) for the summer period from June to October
for the six years after the cutting at No. 2 watershed

年 Year	1号沢流域の 実測流出量 Observed flow at No. 1 watershed (Q_1 , mm)	2号沢流域の 推定流出量 Estimated flow for No. 2 watershed (\hat{Q}_2 , mm)	2号沢流域の 実測流出量 Observed flow at No. 2 watershed (Q_2 , mm)	2号沢流域の実測 と推定流出量の差 $\Delta Q = Q_2 - \hat{Q}_2$ (ΔQ , mm)
1948	706.3	731.4	841.8	110.4
1949	261.9	290.1	380.3	90.2
1950	429.7	456.7	530.0	73.3
1951	251.9	280.1	373.2	93.1
1952	645.2	670.7	768.1	97.4
1953	703.7	728.7	838.8	110.1
平均	499.8	526.3	622.0	95.8

Table 4. 1号沢流域（森林）
Water balance for the summer period at

年 Year	雨量 Rainfall R (mm)	蒸発散位 Potential evapotran- spiration RE (mm)	推定蒸発散量 Estimated evapotran- spiration E (mm)	推定流出量 Estimated flow Q_e (mm)	実測流出量 Observed flow Q (mm)
1939	800.3	522.1	485.9	301.0	240.3
1940	1,233.8	482.6	475.5	744.1	674.1
1941	1,059.1	469.9	469.9	585.7	577.9
1942	747.1	511.1	507.6	227.7	228.7
1943	1,034.0	540.9	408.6	616.2	580.5
1944	1,132.5	516.1	505.5	623.8	704.9
1948	1,238.2	513.9	512.6	722.8	706.3
1949	793.8	489.9	444.9	323.7	261.9
1950	951.7	529.1	464.3	478.0	429.7
1951	720.7	498.7	481.5	243.5	251.9
1952	1,149.9	501.7	501.7	648.2	645.2
1953	1,184.0	479.3	478.4	694.9	703.7
計	12,045.1	6,055.3	5,736.4	6,209.6	6,005.1
平均値	1,003.8	504.6	478.0	517.5	500.4

1939年から1944年までの2号沢流域が森林状態にあった6か年について、1号沢と2号沢との夏期流出量をそれぞれ Q_1 および Q_2 で表わすと、両流域の間には $Q_2 = 0.993 Q_1 + 30.0$ 、相関係数は0.9960、が成り立つ。この式を用いて、皆伐直後の6か年の夏期流出量を推定すると Table 3 のような流出量となり、夏期流出量の平均増水量は96 mm となる。

以上のような比較によると、皆伐直後6か年の夏期流出量の平均増水量は100 mm 前後と推定される。したがって、水収支の計算方法では、 M と C とのパラメータの値は、 $M = 120$ mm、 $C = 0.0060$ という組み合わせを採用した。なお M の値は120 mm が最適というわけではない。年降水量の5、7.5および10%の3組の値について検討したとき、年降水量の5%にあたる120 mm が他と比較して良好な結果をあたえたということである。

1.8. 夏期間の水収支

Table 4, 5 および 6 は、計算から求めた1, 2号沢流域の夏期間の水収支を示す。

Table 4 は1号沢流域の各年の水収支の明細である。夏期間の雨量は720.7 mm から1,238.2 mm の範囲で、その平均値は1,003.8 mm である。蒸発散位は469.9 mm から540.9 mm の範囲で、その平均値は504.6 mm である。推定蒸発散量は408.6 mm から512.6 mm で、その平均値は478.0 mm、推定流出量は227.7 mm から744.1 mm の範囲で、その平均値は517.5 mm となる。

先にも説明したように、厳密にいうならば、推定流出量と実測流出量とは違うが、両者は小流域ではほぼ等しいと見なすことができる。Table 4 に示されているように、推定流出量および実測流出量の平均値はそれぞれ517.5 mm と500.4 mm で、両者の値は良く近似している。

12年間の雨量、推定蒸発散量、推定流出量、土壌水分付加量および土壌水分減少量の各平均値は、

の 夏 期 間 の 水 収 支
the forested watershed No. 1

土 壌 水 分 変 化 量		蒸 発 散 位 率 $p = \frac{E}{PE} \times 100$ (%)	推 定 流 出 率 $f_e = \frac{Q_e}{R} \times 100$ (%)	実 測 流 出 率 $f = \frac{Q}{R} \times 100$ (%)	備 考 Note
付 加 量 Soil water recharge at the period end AS (mm)	減 少 量 Soil water depletion at the period end DS (mm)				
13.4	—	93.1	37.6	30.0	森 林 Forested land
14.2	—	98.5	60.3	54.6	
3.5	—	100.0	55.3	54.6	
11.8	—	99.3	30.5	30.6	
9.2	—	75.5	59.6	56.1	
3.2	—	97.9	55.1	62.2	
2.8	—	99.7	58.4	57.0	
25.2	—	90.8	40.8	33.0	
9.4	—	87.8	50.2	45.2	
—	4.3	96.6	33.8	34.9	
0.0	0.0	100.0	56.4	56.1	
10.7	—	99.8	58.7	59.4	
103.4	4.3	1,139.0	596.7	573.7	
8.6	0.4	94.9	49.7	47.8	

Table 5. 2 号 沢 流 域 (森 林)
Water balance for the summer period at

年 Year	雨 量 Rainfall <i>R</i> (mm)	蒸 発 散 位 Potential evapotran- spiration <i>PE</i> (mm)	推定蒸発散量 Estimated evapotran- spiration <i>E</i> (mm)	推定流出量 Estimated flow <i>Q_e</i> (mm)	実測流出量 Observed flow <i>Q</i> (mm)
1939	800.3	522.1	485.9	301.0	263.9
1940	1,233.8	482.6	475.5	744.1	712.8
1941	1,059.1	469.9	469.9	585.7	631.4
1942	747.1	511.1	507.6	227.7	255.4
1943	1,034.0	540.9	408.6	616.2	598.4
1944	1,132.5	516.1	505.5	623.8	702.8
計	6,006.8	3,042.7	2,853.0	3,098.5	3,164.7
平均 値	1,001.1	507.1	475.5	516.4	527.5

Table 6. 2 号 沢 流 域 の (皆 伐 跡 地)
Water balance for the summer period at

年 Year	雨 量 Rainfall <i>R</i> (mm)	蒸 発 散 位 Potential evapotran- spiration <i>PE</i> (mm)	推定蒸発散量 Estimated evapotran- spiration <i>E</i> (mm)	推定流出量 Estimated flow <i>Q_e</i> (mm)	実測流出量 Observed flow <i>Q</i> (mm)
1948	1,238.2	514.0	427.2	808.1	841.8
1949	793.8	489.9	334.7	441.4	380.3
1950	951.7	529.1	362.8	580.4	530.0
1951	720.7	498.7	375.6	349.1	373.2
1952	1,149.9	501.7	433.7	716.2	768.1
1953	1,184.0	479.3	374.5	800.5	838.8
計	6,038.3	3,012.7	2,308.5	3,695.7	3,732.2
平均 値	1,006.4	502.1	384.8	616.0	622.0

1,003.8, 478.0, 517.5, 8.6 および 0.4 mm となる。

蒸発散量の雨量に対する百分率値は 47.6%, 同じく流出量の百分率値は 51.6%, 土壌水分付加量の百分率値は 0.9%, 同減少量の百分率値は 0.0% となる。

森林の皆伐前後各 6 年間に對する 2 号沢流域の水収支の明細を Table 5, 6 に示す。

皆伐前の 6 か年の夏期流出量の平均値は推定値が 516.4 mm, 実測値は 527.5 mm で, その差は僅少である。また, 皆伐後 6 か年の推定流出量の平均値は 616.0 mm, 実測値のそれは 622.0 mm で, 両者は非常に近似している。

Table 7 は百分率値で表わした 1, 2 号沢流域の夏期 5 か月間の水収支の要約表である。夏期間の水収支の 99% は蒸発散量と流出量の項目で占められており, 流域土壌水分の変化量は同付加量が 1% 以下, 同減少量はずっと少量で 0.23% となっている。

の夏期間の水収支

No. 2 watershed (before clear cuttings)

土壤水分変化量		蒸発散位率 $p = \frac{E}{PE} \times 100$ (%)	推定流出率 $f_e = \frac{Q_e}{R} \times 100$ (%)	実測流出率 $f = \frac{Q}{R} \times 100$ (%)	備 考 Note
付加量 Soil water recharge at the period end AS (mm)	減少量 Soil water depletion at the period end DS (mm)				
13.4	—	93.1	37.6	33.0	森 林 Forested land
14.2	—	98.5	60.3	57.8	
3.5	—	100.0	55.3	59.6	
11.8	—	99.3	30.5	34.2	
9.2	—	75.5	59.6	57.9	
3.2	—	97.9	55.1	62.1	
55.3	0	564.3	298.4	304.6	
9.2	0	94.1	49.7	50.8	

の夏期間の水収支

No. 2 watershed (after clear cuttings)

土壤水分変化量		蒸発散位率 $p = \frac{E}{PE} \times 100$ (%)	推定流出率 $f_e = \frac{Q_e}{R} \times 100$ (%)	実測流出率 $f = \frac{Q}{R} \times 100$ (%)	備 考 Note
付加量 Soil water recharge at the period end AS (mm)	減少量 Soil water depletion at the period end DS (mm)				
2.9	—	83.1	65.3	68.0	皆伐跡地 Cutover land
17.7	—	68.3	55.6	47.9	
8.5	—	68.6	61.0	55.7	
—	4.0	75.3	48.4	51.8	
—	—	86.4	62.3	66.8	
9.0	—	78.1	67.6	70.8	
38.1	4.0	459.8	360.2	361.0	
6.4	0.7	76.6	60.0	60.2	

Table 7. 1・2号沢流域の夏期5か月間の水収支
Water balance for the summer season from June to October
at No. 1, No. 2 watersheds

流域名 Watershed	地被植生の状態 Vegetation type	雨 量 Rainfall R (%)	蒸発散量 Evapotran- spiration E (%)	流 出 量 Flow Q _e (%)	土壤水分変化量	
					付加量 Soil water recharge AS (%)	減少量 Soil water depletion DS (%)
1号沢 No. 1 watershed	森 林 Forested land	100.00	47.68	51.49	0.86	0.04
2号沢 No. 2 watershed	森 林 Forested land	100.00	47.50	51.58	0.92	0.00
2号沢 No. 2 watershed	皆伐跡地 Cutover land	100.00	38.55	61.19	0.49	0.23

森林状態にある 1 号沢流域と 2 号沢流域との水収支を比較すると、両流域の水収支の各項目の平均百分率値は非常に近似している。

また、森林の皆伐前後における 2 号沢流域の水収支を比較すると、蒸発散量は皆伐後に 8.95% ほど減少し、流出量は 9.6% ほど増加している。

次に、各年の夏期蒸発散位に対する推定蒸発散量の百分率値を $p(\%) = \frac{E}{PE} \times 100$ で表わし、 p の値を計算すると Table 4, 5 および 6 に示したような値となる。

Table 4 に示されているように、森林でおおわれた 1 号沢流域の p の平均値は 94.3% で、その範囲は 75.5 から 100% となる。すなわち、蒸発散位の 94.9% に相当する量が実際の蒸発散量と推定される。しかし、各年について見ると、1943 年のように、 p の値が 75.5% という年度もあるし、1952 年のように 100% の年もある。

p の値が最小である 1943 年の月雨量をみると、6 月は 148.2 mm、7 月は 7.0 mm、8 月は 417.9 mm、9 月は 250.6 mm、10 月は 210.3 mm で、夏期雨量の合計は 1,034.0 mm であった。夏期雨量としては決して少ない雨量ではない。総量から比較すると、1942 年の夏期雨量は 747.1 mm とずっと少ないが、この年の p の値は 99.3% であった。

1943 年の夏期 5 か月間の日雨量分布をみると、6 月は 23 日から同月 30 日までの期間の降雨日はわずかに 1 日で、その日雨量は 0.3 mm、7 月は無降雨日が続く、降雨日は同月 31 日のわずかに 1 日、その日雨量は 7.0 mm であった。また、8 月は 11 日まで無降雨日が続く、それ以降は合計 417.9 mm の月雨量があった。

このように、1943 年は 6 月下旬から 8 月上旬までの 49 日間の降雨日数はわずかの 2 日で、その雨量の合計は 7.3 mm であった。そのために、無降雨期間に土壌水分が一方向的に減少して、蒸発散量が抑えられて p の値が異常に小さくなったものと思われる。

森林状態での 1, 2 号沢両流域の p の平均値は 94.9% で、推定蒸発散量は蒸発散位にかなり近似した値を示している。これは夏期間の雨量が多く、日雨量は比較的一様に分布しているためと思われる。

しかし、1943 年のように、無降雨日が長く続く年は、平均値の 20% も小さくなる年もある。

このような年の水収支を百分率値で表わすと、雨量 = 100%、蒸発散量は 39.5%、流出量 59.6%、土壌水分付加量は 0.9% となる。この年の水収支は森林の皆伐跡地の水収支と類似している。

次に、皆伐跡地についての p の値を年度別に比較すると、6 か年間の p の値の平均値は 76.6% で、その範囲は 68.3% から 86.4% である。

p の最小値は 1949 年で、この年は 7 月 16 日から 8 月 30 日までの期間の降雨日数は 17 日で、日雨量の合計は 88.1 mm であった。また、 p の最大値は 1952 年で、この年の夏期間の月雨量は 200 mm を越え、日雨量は比較的一様に分布している。

以上の分析から、 p の値は、降雨総量に支配されることはもちろんのことであるが、日雨量の分布に大きく左右されていることがわかる。

収支期間における有効土壌水分の不足量は日単位で変化するが、その大体的変動傾向をみるために、うつ閉度 1.0 の林地の各月の末日における有効土壌水分の不足量を示したのが Table 8 である。

有効土壌水分の不足量は年による変化が著しいが、各月の不足量の最大値をみると、5 月は 25 mm、6 月は 74 mm、7 月は 113 mm、8 月は 81 mm、9 月は 13 mm、10 月末日では 6 mm という値で、10

月末となると有効土壌水分の不足量は僅少となる。このように、月の移行による有効土壌水分の不足量の変動には一定の傾向がみられる。盛夏の土壌水分不足量は9月に持ち越されるが、9月の降雨でその大部分が補給されている。

Table 8. 林地の各月の末日の有効土壌水分不足量
ただし、 $C=0.0060$ を採用
Estimated deficit of available soil water at each month end,
at the forested land ($C=0.0060$) (mm)

年 Year	月 Month	5	6	7	8	9	10
1939		13.4	0.0	84.2	54.5	0.0	0.0
1940		15.8	68.2	12.7	0.2	13.6	1.6
1941		5.4	0.0	7.9	38.0	0.1	1.7
1942		17.8	29.6	32.6	68.6	2.3	6.1
1943		9.3	46.6	112.7	35.5	3.9	0.1
1944		8.3	50.2	34.8	80.7	13.1	4.8
1948		2.9	73.9	5.5	23.4	4.7	0.1
1949		25.4	0.1	66.5	16.1	0.1	0.1
1950		9.2	13.1	86.1	72.7	0.0	0.0
1951		0.0	22.8	55.9	44.8	3.4	4.3
1952		0.0	0.0	0.0	4.2	1.9	0.0
1953		10.5	68.1	31.6	21.8	4.2	0.0
平均値		9.8	18.7	44.2	39.0	3.9	1.6
$\sigma (N-1)$		± 7.5	± 39.1	± 36.7	± 27.6	± 4.7	± 2.2

2. 林況変化と水収支の動態

2.1. 水収支計算上の林況区分

閉鎖林分の皆伐とその跡地の人工植栽による更新とか抜き伐りなどの施業を想定し、林況の変化に伴う水収支の動態を以下に考察する。

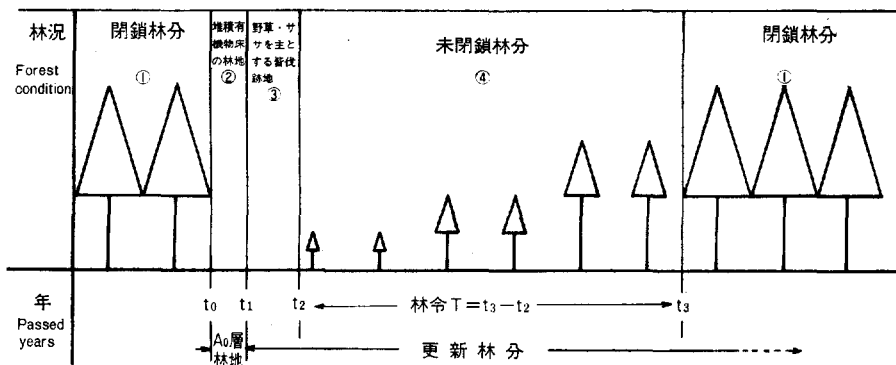


Fig. 11 林況の分類

Classification of forested land; ① Dense forest, ② Covering with only litter just after clear cuttings, ③ Cutover land covered with wild grasses, ④ Roomy forest under regeneration.

皆伐—人工造林という施業のもとに出現する林況は、Fig. 11 に示すように、皆伐→A₀ 層床の林地→野草地またはササ生地→人工植栽による更新林分の成立から閉鎖林分に到達するまでの未閉鎖林分→閉鎖林分、大体以上のように大別できる。

林分構成の樹種にもよるが、閉鎖林分の皆伐直後の林床には下草が極めて少なく、A₀ 層だけでおおわれた林地が出現する場合がある。A₀ 層の林床は大型草本やササの侵入によって間もなくおおわれるが、皆伐施業に現われる一つの特異な林床状態である。平面ライシメータによる地被条件別の水収支の比較試験によると、A₀ 層被覆区では流出量が多くしたがって蒸発量は非常に少なく、裸地区、草本区および木本区などの水収支とは著しく異なっている。

この比較試験の結果を参考にして、A₀ 層床の林況の水収支は別途に取扱うことにした。

また、無立木状態の林地から新植林木が生長して閉鎖林分が成立するまでの期間、あるいは間伐その他の原因によって発生した未閉鎖林分が再び閉鎖林分となるまでの期間の水収支の動態については蒸発散作用を営む主要な樹体部位である葉量の間接的な媒介変数と思われる林地面積に対する林分の樹冠投影面積の比率すなわち林分のうつ閉度を用いて統一的に取扱った。

2.2. 皆伐直後の A₀ 層床林地

1977 年に平面ライシメータを用いて地床被覆の蒸発量または流出量におよぼす効果の比較試験¹⁰⁾を行った。1 個の平面ライシメータの大きさは縦×横×深さの内法が 150×100×90 cm である。ライシメータに填充した土は黒色土で、最下部の深さ 20 cm は礫層、その上部の深さ 65 cm は黒色土、地表部の 5 cm の深さは強雨時や融雪の際に発生するかもしれない停滞雨水の溢流を予防するための空間である。

各ライシメータの底部に浸透した雨水は地中に埋められた導水管内を流れて観測室内の量水槽に流入する。浸透雨量は量水槽の水位の定期的実測と自記記録との 2 つの方法で計量されている。なおライシメータ圃場内には気温と雨雪量の自記計器が設置され、降水量および気温の観測が行われている。

比較試験に用いた被覆物は稲わらと針葉樹（カラマツ）林および広葉樹林の A₀ 層である。稲わらの被覆量は気乾重量で、2.0、1.0 および 0.5 kg の 3 種類、ライシメータの数は各 1 区である。2.0 kg 被覆区は地面が稲わらで密におおわれたが、0.5 kg 被覆区は、稲わらの被覆量が少ないために、被覆した稲わらのすき間から表土が見える状態であった。広葉樹 A₀ 層の被覆量は自然堆積量の 6.0 kg とその 2 倍に相当する 12.0 kg で各 1 区を設けた。カラマツ A₀ 層の被覆量は自然堆積量にあたる 6.0 kg で、ライシメータの数は 1 区である。なお、稲わらおよび針・広 A₀ 層の被覆重量はいずれも気乾重量である。ライシメータに用いた広葉樹 A₀ 層は恵庭国有林内の天然林から、カラマツ A₀ 層は人工林の閉鎖林分から採取したものである。

比較試験の年の 6 月 1 日から 10 月 31 日までの総雨量は 395 mm で、同期間の総流出量は稲わら 2.0 kg 被覆区が 252 mm、同 1.0 kg 被覆区が 204 mm、同 0.5 kg 被覆区は 173 mm であった。札幌の 10 月は一般に雨が多くて向寒季の月であり、各区の間の月流出量と比較すると、11 月以降の月流出量の差異は僅少となるので、ライシメータ内の土壌の水分不足量は 10 月末日までにほとんど解消されるとみて良いようである。6 月 1 日から 10 月 31 日までの夏期間の総雨量から総流出量を差引いた残量を同期間の夏期蒸発量とすると、各区の夏期蒸発量は稲わら 2.0 kg 被覆区が 143 mm、同 1.0 kg 被覆区は 191 mm、同 0.5 kg 被覆区は 222 mm と推定される。

針・広葉樹 A₀ 層を用いた被覆試験によると、夏期蒸発量は 12.0 kg 被覆区が 131 mm、7.0 kg 被覆

区では 148 mm, カラマツの 6.0 kg 被覆区では 144 mm で, 夏期蒸発量はほぼ同じ値を示した。

以上に説明した比較試験を通じて, 表土が見えるような疎な被覆では, 地被物からの蒸発量に地面からの蒸発量に加わって全蒸発量は増加し, 地被物が減少するにしたがって裸地面からの蒸発量に近づき, A₀ 層の被覆量を自然堆積量の 2 倍にしても, 夏期蒸発量そのものは自然堆積量のそれと余り変わらないなどの傾向を得た。

稲わら被覆の効果試験は 1978 年にも実施された。この年の稲わら被覆量は気乾重で 2.0 kg, 0.5 kg の 2 種類, これに裸地区を設定したが, 被覆の効果は前年のそれと同じであった。

A₀ 層の被覆量は広葉樹区では自然堆積量の 1 種類で風乾重で 3.16 kg, カラマツ区では自然堆積量と自然堆積量のおよそ 2 分の 1 との 2 種類, 両区の風乾重は 5.35 kg と 2.68 kg である。

Table 9 は 1978 年および 1979 年に A₀ 層被覆の平面ライシメータで観測した夏期間の浸透雨水量, 降雨量, 蒸発量 = 降雨量 - 浸透雨水量の各値を示す。

被覆に用いた広葉樹 A₀ 層はシラカンバ, ミズナラの再生天然林から, カラマツ A₀ 層は人工林の閉鎖林分から採取したものである。A₀ 層の堆積深は, 場所によって多少違うが, 針広両林分ともにおよそ 2.5~3.0 cm であった。

A₀ 層の有効貯水容量は最大保水量と気乾状態の保水量との差と見なし, 最大および気乾の両状態の保水量は室内実験で測定した。樹種ごとの A₀ 層の最大保水量は円筒型容器に A₀ 層標本試料を入れて 24 時間水漬けにし, 次に容器の口に細目の金網をかぶせ, 48 時間倒立放置して水切りを行い, この時の重量を最大保水量とした。計量ずみの A₀ 層試料は室内の床上で陰干し, 2 週間後に再び重量を測定し, この時の重量を風乾重量とした。

以上のようにして測定した A₀ 層の有効貯水容量は広葉樹 A₀ 層が 3.4 mm, カラマツ A₀ 層が 4.1 mm であった。

Table 9 によると, 自然堆積量を敷いた広葉樹 A₀ 層区からの夏期間の蒸発量は 1978 年が 89 mm, 1979 年は 116 mm である。自然堆積量を敷いたカラマツ区からの夏期間の蒸発量は 1978 年が 73 mm,

Table 9. 堆積有機物 (A₀ 層) 被覆区の夏期間の水収支
Water balance for the summer period observed at plane lysimeters

水収支 Water balance 地床条件 Ground surface condition	1978 June 1~Oct. 31			1979 June 1~Oct. 31		
	雨量 Rainfall (mm)	浸透水量 Outflow (mm)	蒸発量 Evapora- tion (mm)	雨量 Rainfall (mm)	浸透水量 Outflow (mm)	蒸発量 Evapora- tion (mm)
広葉樹 A ₀ 層被覆区 (自然堆積量) Deciduous litter (natural accumulation) plot	418.5	329.6	88.9	618.0	501.7	116.3
カラマツ A ₀ 層被覆区 (自然堆積量) Coniferous litter (natural accumulation) plot	418.5	345.7	72.8	618.0	528.0	90.0
カラマツ A ₀ 層被覆区 (自然堆積量の 2 分の 1) Coniferous litter (one half of natural accumulation) plot	418.5	319.3	99.2	618.0	498.9	119.1

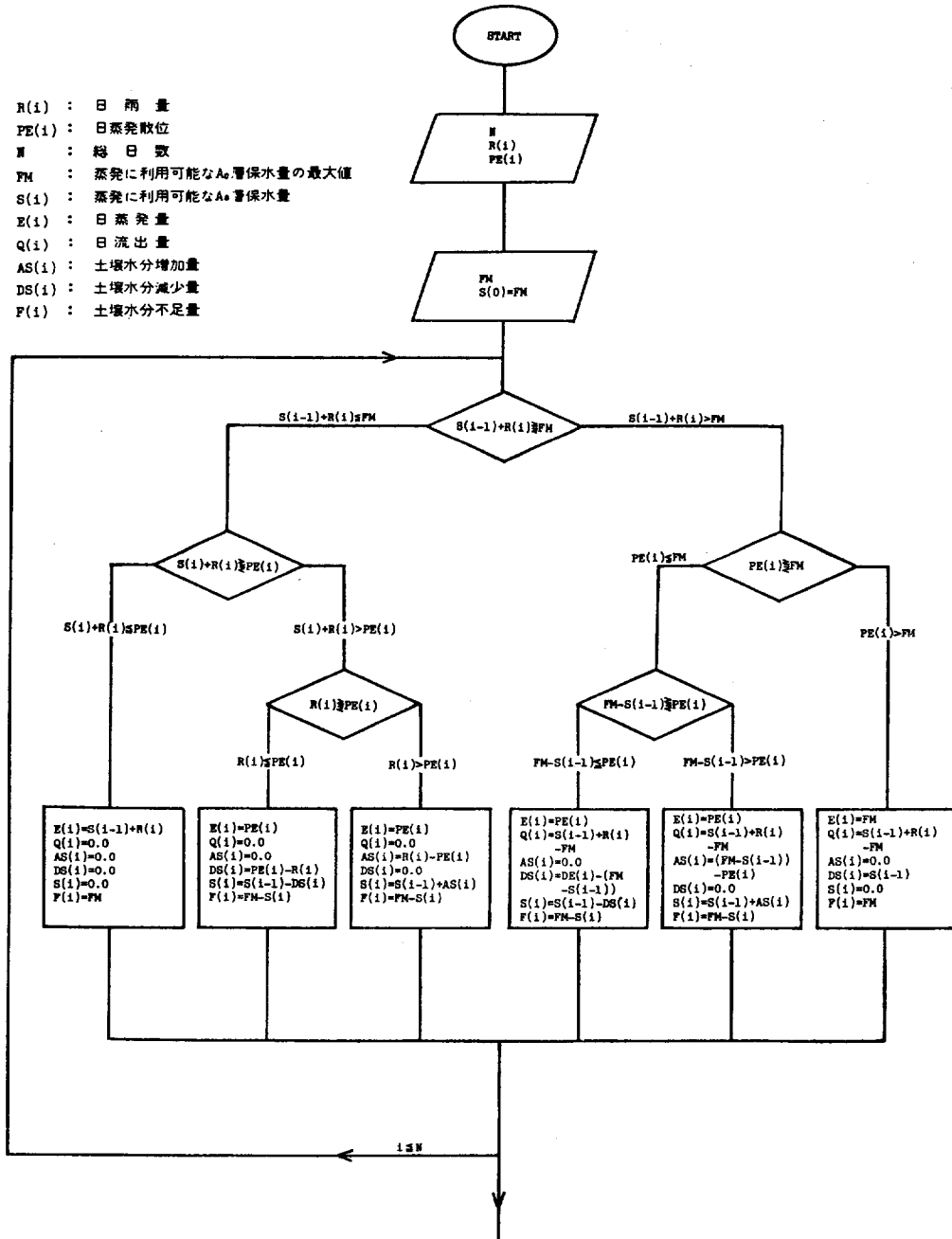


Fig. 12 皆伐跡の A_0 層林地の水収支計算のフローチャート
 Flow chart for water balance calculation of litter covering forest land.

1979 年は 90 mm であり、自然堆積量のおよそ 2 分の 1 の量を敷いたカラマツ区からの夏期間の蒸発量は 1978 年が 99 mm, 1979 年は 119 mm である。

A₀ 層床林地に対する水収支の数式モデルは平面ライシメータの比較試験の結果を参考にしながら次のような仮定条件のもとに設計した。すなわち A₀ 層を中心に水分の出入りが行われ、A₀ 層の下方に存在する土壌層から A₀ 層への給水はもちろんのこと、土壌表面からの蒸発量は皆無であるとの仮定のもとに数式モデルを設計した。収支計算の方法の概略をのべると次のとおりである。

A₀ 層は一定の貯水容量 (FM , mm) を有し、収支期間の起算日から数えて i 日目の日雨量 ($R(i)$, mm) と前日の A₀ 層の貯水量 ($S(i-1)$, mm) との和すなわち $S(i-1) + R(i)$ は $0 \leq S(i-1) + R(i) \leq FM$ であり、 $S(i-1) + R(i) > FM$ のとき、その差分は流出分 ($Q(i)$, mm) となる。

i 日目の蒸発量および蒸発散位をそれぞれ $E(i)$ および $PE(i)$, mm 単位、で表わすとき、 $E(i)$ の値は、 $0 \leq S(i-1) + R(i) \leq PE(i)$ の各条件にしたがい、 $E(i) = 0$, $0 < E(i) < PE(i)$, $E(i) = PE(i)$ となる。なお、 i 日目の貯水量を $S(i)$ で表わすと、 $S(i)$ は $S(i) = S(i-1) + R(i) - E(i) - Q(i)$ の式から求められる。Fig. 12 は i 日目の水収支の計算に用いたフローチャートを示す。

Fig. 12 に示したフローチャートに従って、1978 年と 1979 年の両年の夏期間の水収支を計算した。

計算に用いた日雨量と日平均気温はライシメータ圃場で観測した資料を用いた。計算の条件としては $C = 0.0055$ と 0.0060 の 2 種類、A₀ 層の貯水容量である FM の値は 1 mm から 8 mm までの値について計算を行った。

収支計算の結果、 C の値が 0.0055 と 0.0060 、 FM の値が 1 mm から 4 mm の各条件に対する蒸発量の推定値だけを示すと Table 10 のような数値となる。

この推定値を Table 9 に示した観測値と比較すると、 C の値は 0.0055 または 0.0060 のどちらでも良く、 FM の値は 1978 年の場合は 2 mm, 1979 年に対しては 3 ないし 4 mm の条件が実測値と近似した蒸発量となる。

A₀ 層の有効貯水容量については多くの人々が浸水法あるいは野外観測で調査している。それらの測定値を要約すると、A₀ 層の有効貯水容量は樹種および林相などによってかなりの差異があり、その範囲は

Table 10. 水収支計算から求めた夏期間の推定蒸発量
Estimated evaporation from lysimeter plots

C の係数值 Value of C	M の 値 Value of M (mm)	推定蒸発量 (mm) Estimated evaporation	
		1978 June 1~Oct. 31 (mm)	1979 June 1~Oct. 31 (mm)
0.0055	1	54	41
	2	88	73
	3	115	99
	4	133	118
0.0060	1	54	41
	2	89	74
	3	117	100
	4	137	120

0.5~11.2 mm, 平均値は 5 mm 程度となる。

A₀ 層床林地の蒸発量は A₀ 層だけの乾湿のくり返しによると 仮定して水収支の数式モデルを作成したが、ライシメータによる被覆試験の結果と比較すると、数式モデルによる推定値と被覆試験の観測値とは大体一致するので、本文に説明したような数式モデルでも A₀ 層床林地の水収支を予測することができる。この場合、A₀ 層の貯水容量は 2~4 mm で、その平均値は 3 mm、C の値は 0.0055 または 0.0060 を採用すると良い。ただし、A₀ 層の被覆量が僅少で、表土が見えるような場合は適用できない。自然堆積量の 1/2 被覆区からの蒸発量は自然堆積量区からの蒸発量と同量程度であるが、この区では土壌からの水分補給があり、結果的に自然堆積量の被覆区からの蒸発量と同量となったのではないかと考えている。

2.3. 皆伐跡地から閉鎖林分までの更新林地

無立木状態にある皆伐跡地と閉鎖林分との水収支計算についてはすでに説明したが、林分うつ閉度という一つの林況を表わす媒介変数を加えて、皆伐跡地から未閉鎖林分を経て閉鎖林分に到達するまでの林況の変化に伴う林地の水収支の動態を次のように定式化した。

Fig. 11 で、t₀ は皆伐の年を表わす。この t₀ から数えた植栽年を t₂, 新植林分が完全に閉鎖した年を t₃ とする。

(4) 式で、 $\phi = \frac{1}{\gamma - \delta}$ とおくと、t₂ から t₃ までの期間に、 γ は $M \rightarrow \frac{M}{2}$, δ は $\frac{3M}{4} \rightarrow 0$ に変化し、林分のうつ閉度を K で表わすと、K は 0.0→1.0 までに変化するものとする。

t₂ における ϕ の値は $\frac{4}{M}$, t₃ における ϕ の値は $\frac{2}{M}$ であるから、t₂ から t₃ までの期間の γ に対する ϕ の変化割合は $(\frac{4}{M} - \frac{2}{M}) \div \frac{M}{2} = \frac{4}{M^2}$ となる。したがって、任意の γ に対する ϕ の値は (7) 式で表わされる。

$$\phi = \frac{4\gamma}{M^2} \dots\dots\dots(7)$$

次に、t₂ から t₃ までの期間に γ は M から $\frac{M}{2}$ に減少するが、この減少割合は K の値、 $0.0 \leq K \leq 1.0$, に比例するものと仮定すると、 γ と K との間には (8) 式が成り立つ、

$$\gamma = M(1.0 - 0.5K) \dots\dots\dots(8)$$

したがって、K を含む θ の一般式は (9) 式のように書き表わされる。

$$\theta = 4(1.0 - 0.5K) \left\{ \frac{S}{M} - (1.0 - 0.5K) \right\} \times 1.0 \dots\dots\dots(9)$$

2.4. 夏期流出量とうつ閉度との関係

(9) 式に示した θ の一般式を用いて、うつ閉度が 0.0 から 1.0 までの範囲を 0.1 きざみに、前記 12 年の各年の夏期間の水収支を日単位で計算した。収支の計算項目は年次およびうつ閉度別の日雨量、日蒸発散位、日蒸発散量、日流出量、有効土壌水分の日付加量と日減少量、毎日の有効土壌水分の不足量の 7 項目であるが、夏期間の流出量の項目だけを取り上げて、うつ閉度別の夏期流出量の計算値を示すと Table 11 のような値となる。

また、各年のうつ閉度が 1.0 の夏期流出量を Q_{1.0}, 同年の任意のうつ閉度に対する夏期流出量を Q_K で表わし、 $\Delta Q_K = Q_K - Q_{1.0}$ を計算し、これを示したのが Table 12 である。この資料を用いて夏期流出量とうつ閉度との関係を以下に説明する。

Table 11. うつ閉度と夏期流出量との関係
The relation between crown closure (K) and estimated flow (Q_e) for the twelve years

うつ閉度 Crown closure (K)	夏期流出量 Estimated flow (Q_e , mm)											
	1939	1940	1941	1942	1943	1944	1948	1949	1950	1951	1952	1953
0.0	487.0	860.8	642.4	360.8	742.3	746.1	808.1	441.4	580.4	349.1	716.2	800.5
0.1	459.0	841.0	621.1	329.3	718.2	720.3	781.2	419.2	556.4	327.3	687.8	768.6
0.2	433.7	825.7	612.1	303.8	702.0	702.8	764.2	402.9	542.6	310.8	670.8	747.8
0.3	410.9	812.2	605.3	283.7	689.5	687.6	752.6	389.3	533.6	297.0	660.3	732.9
0.4	390.3	799.3	599.6	267.6	677.8	674.7	745.9	377.4	525.9	285.3	653.5	722.2
0.5	371.5	787.0	594.7	256.3	666.7	662.9	740.3	366.1	518.1	276.3	649.7	714.0
0.6	354.4	775.7	590.4	247.4	656.0	651.8	735.3	355.7	510.2	268.8	648.4	707.3
0.7	338.6	765.6	587.3	240.3	646.3	642.4	730.9	346.5	502.3	262.0	648.2	702.1
0.8	324.2	756.7	585.8	234.6	636.7	634.9	727.2	338.6	494.3	255.4	648.2	698.6
0.9	311.7	749.4	585.7	230.6	626.7	628.9	724.5	331.1	486.2	249.2	648.2	696.4
1.0	301.0	744.0	585.7	227.8	616.3	623.7	722.7	323.6	478.0	243.4	648.2	694.9

Table 12. 各年の ΔQ_K と K との関係
The relation between crown closure (K) and increasing flow (ΔQ_K)

うつ閉度 Value of crown closure (K)	ΔQ_K の値 Value of ΔQ_K (mm)											
	1939	1940	1941	1942	1943	1944	1948	1949	1950	1951	1952	1953
0.0	186.0	116.8	56.7	133.0	126.0	122.4	85.4	117.8	102.4	105.7	68.0	105.6
0.1	158.0	97.0	35.4	101.5	101.9	96.6	58.5	95.6	78.4	83.9	39.6	73.7
0.2	132.7	81.7	26.4	76.0	85.7	79.1	41.5	79.3	64.6	67.4	22.6	52.9
0.3	109.9	68.2	19.6	55.9	73.2	63.9	29.9	65.7	55.6	53.6	12.1	38.0
0.4	89.3	55.3	13.9	39.8	61.5	51.0	23.2	53.8	47.9	41.9	5.3	27.3
0.5	70.5	43.0	9.0	28.5	50.4	39.2	17.6	42.5	40.1	32.9	1.5	19.1
0.6	53.4	31.7	4.7	19.6	39.7	28.1	12.6	32.1	32.2	25.4	0.2	12.4
0.7	37.6	21.6	1.6	12.5	30.0	18.7	8.2	22.9	24.3	18.6	0.0	7.2
0.8	23.2	12.7	0.1	6.8	20.4	11.2	4.5	15.0	16.3	12.0	0.0	3.7
0.9	10.7	5.4	0.0	2.8	10.4	5.2	1.8	7.5	8.2	5.8	0.0	1.5
1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

1) ΔQ_0 の大きさとその変動

樹冠のうつ閉度が0および1.0のときの夏期間の流出量の差を ΔQ_0 で表わすと、2号沢流域の皆伐直後6か年の ΔQ_0 の年平均値は、すでに説明したように、およそ100mmとなる。

この ΔQ_0 の値は、同じ流域でも、年によって著しい差がある。前記12年の山形試験地の資料を用いて試算した結果によると、 ΔQ_0 の最小値は56.7mm、最大値は186.0mmで、最大年の ΔQ_0 は最小年の ΔQ_0 のおよそ3.3倍となっている。

ΔQ_0 の値の年による差異の原因を見出すために、月雨量とうつ閉度0の条件から求めた月蒸発散量の月蒸発散位に対する比率値および有効土壌水分の月不足量の3要因のそれぞれについて、各月の値と ΔQ_0 との間の重回帰分析を行った。また、夏期間の雨量、夏期間の蒸発散位に対する蒸発散量の比率値および

夏期間の有効土壌水分不足量の合計値のそれぞれと ΔQ_0 との間の回帰分析を行った。

重回帰分析では、6, 7, 8, 9 月および 10 月の 5 か月のなかから、統計的有意性のある月の組合せの重回帰式を求めた。その結果、重相関係数が最も高かったのはうつ閉度が 0 という条件から求めた有効土壌水分の月不足量と ΔQ_0 との間で、重相関係数は 0.9805、重回帰式は (10) 式で表わされる。

$$\Delta Q_0 = 0.048 F_7^{**} + 0.131 F_8^{**} + 0.185 F_9^{**} + 0.545 F_{10}^{**} - 41.9 \dots\dots\dots(10)$$

** : 1% 水準の統計的有意性, * : 5% 水準の統計的有意性

(10) 式で、 F_7, F_8, F_9 および F_{10} は 7, 8, 9 月 および 10 月の各月の有効土壌水分の月不足量を表わし、各月ともに 1% 水準で有意性が認められる。(10) 式に 6 月の因子を含む場合の重回帰係数値は 0.9845 となるが、この場合 6 月は統計的有意性 (5% 水準) が認められない。

月蒸発散量の月蒸発散位に対する比率値と ΔQ_0 との間の重回帰分析で、有意性のある月の重相関係数は 0.9430、重回帰式は (11) 式のようなのである。

$$\Delta Q_0 = 758 - (1.16 P_8^{**} + 1.57 P_9^{**} + 4.63 P_{10}^*) \dots\dots\dots(11)$$

(11) 式で、 P_8, P_9 および P_{10} はうつ閉度が 0 という条件から求めた 8, 9 月および 10 月の各月の蒸発散位比率 (%) を表わす。

月雨量を因子とする重回帰分析の結果では、6 月から 10 月までの全部の月雨量因子と ΔQ_0 との間の重相関係数は 0.8237 となるが、5% 水準の統計的有意性が認められる月因子は皆無である。

次に夏期間の雨量、蒸発散位率および有効土壌水分不足量と ΔQ_0 との間の単相関分析を行った。その結果、雨量と ΔQ_0 との間の相関係数はかなり低く、蒸発散位率との間の相関係数は 0.7934 と低い。単相関分析のなかで、 ΔQ_0 との相関度の高いのはうつ閉度が 0 という条件から求めた有効土壌水分不足量である。夏期間の有効土壌水分不足量と ΔQ_0 との間の相関係数は 0.8952 で、両者の間の回帰式は次の (12) 式で表わされる。

$$\Delta Q_0 = 0.082 F - 2.9 \dots\dots\dots(12)$$

(12) 式で、 F (mm) は夏期間の有効土壌水分の不足合計量を表わす。

以上の回帰分析の結果、晴天が長く続いて有効土壌水分の不足量が大きくしかも土壌水分の不足状態が長く続く年ほど ΔQ_0 の値は大きくなり、反対に、降雨日が多くて蒸発散量に供給される水分がたえず十分に補給され、土壌水分不足量が少ない年ほど ΔQ_0 の値は小さくなる傾向がある。したがって、 ΔQ_0 の値の年による変化は夏期間の日降雨の分布とその量によるものであるといえる。

2) ΔQ_K と K との関係

Table 12 には各年の任意のうつ閉度に対する ΔQ_K の値を示したが、横軸に K の値、縦軸に ΔQ_K の値と目盛り、 K の値が増加するにしたがって ΔQ_K の値が減少する様子を示したのが Fig. 13 である。

また、Fig. 14 は $\frac{\Delta Q_K}{\Delta Q_0}$ の百分率値 (P%) と K の値との関係を示す。

K の値が増加するにしたがって ΔQ_K の値は大体指数的に減少するが、その減少割合は年ごとに変化し、複雑である。その概略の傾向をみると、 ΔQ_K の減少割合が等比級数的に減少する年と、 K の値が 0.3 前後までは等比級数的に減少するがその後は等差級数的に減少する場合とがある。

任意の K に対する ΔQ_K の関係を数式で表わすと、両者の関係は (13) 式で表わされる。

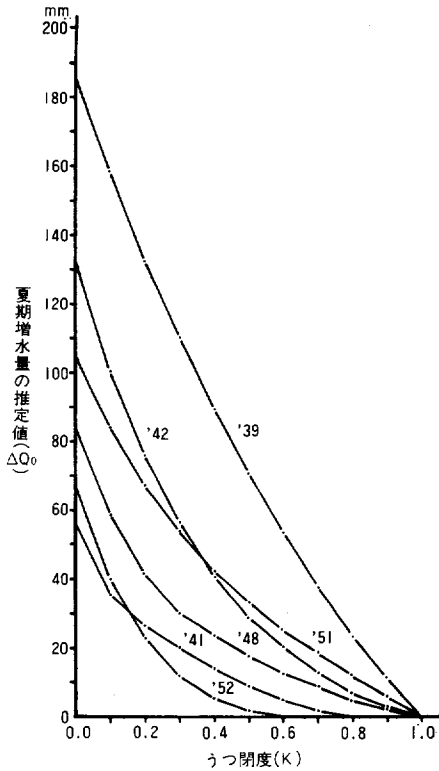


Fig. 13 うつ閉度 (K) と夏期増水量の推定値 (ΔQ_0) との関係

The relation between crown closure (K) and calculated value of increasing flow (ΔQ_0) for summer period.

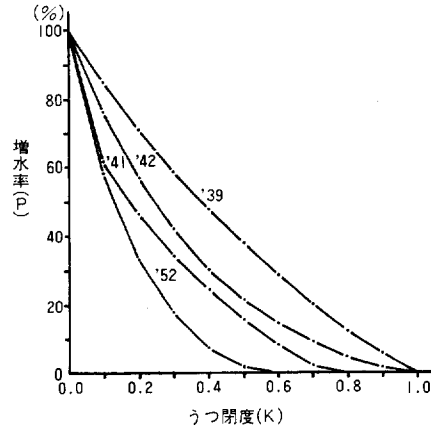


Fig. 14 うつ閉度 (K) と増水量の百分率値 ($P(\%) = \frac{\Delta Q_K}{\Delta Q_0} \times 100$) との関係

The relation between crown closure (K) and the value ($P, \%$) of ratio of ΔQ_K to ΔQ_0 in percent.

Table 13. 各年に対する ΔQ_0 , A および B の推定値
The values of ΔQ_0 , A and B in the experimental equation, $\Delta Q_K = \Delta Q_0 (1 - \sum A e^{-BK})$, for each calculated year

年 Year	ΔQ_0 (mm)	A	B	相関係数 Correlation coefficient
1939	186.0	0.168	1.0159	0.9973
1940	116.8	0.182	1.2003	0.9678
1941	56.7	0.650	4.7008	0.8703
1942	133.0	0.329	2.6547	0.9973
1943	126.0	0.149	0.8029	0.7878
1944	122.4	0.217	1.6021	0.9869
1948	85.4	0.316	2.6830	0.9768
1949	117.8	0.176	1.1389	0.9687
1950	102.4	0.147	0.8428	0.6912
1951	105.7	0.203	1.4704	0.9668
1952	68.0	0.131	7.4915	0.9558
1953	105.6	0.395	3.2085	0.9953

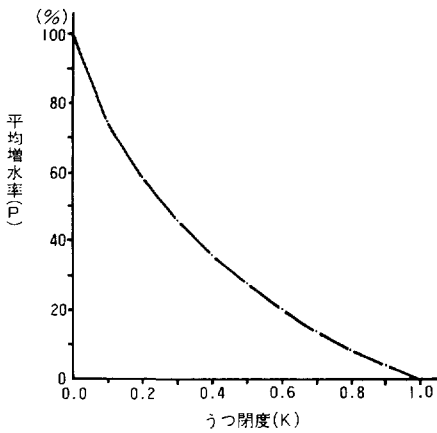


Fig. 15 うつ閉度 (K) と平均増水量の百分率値 (P, %) との関係
The relation between crown closure (K) and mean value of increasing flow ($P = \frac{\Delta Q_K}{\Delta Q_0} \times 100$) in percent.

年の平均値 $\overline{\Delta Q_K}$ を算出し、 $\overline{\Delta Q_K}$ と $\overline{\Delta Q_0}$ との比の百分率値 (P%) と K の関係を示したのが Fig. 15 である。

3. 相対生長式を用いた θ の一般式

一般に生物個体の 2 つの部分 X と Y との間、たとえば長さ、面積、容積または重量などに関して、経験的に、 $Y = aX^b$ の式が成り立つことが知られている。この式は相対生長 (Allometry) 式と呼ばれており、生物の生育段階の各部位の間の量的関係を表わすのに広く用いられている。この相対生長式は樹木の生長各部位の間とか林齢と生長各部位との間についても成り立つので、うつ閉度を林齢とか樹高の関数で表わすと、 θ の一般式である (9) 式は以下のように書き表わすことができる。

皆伐—人工植栽の林分では、植栽当初の樹木は隣接木と接することがなく未閉鎖の状態にあるが、年月がたつに従って樹高や枝が伸びて隣接木と接するようになり、樹冠の閉鎖した林分となる。未閉鎖状態にある樹木の樹冠部は、樹木の生育段階に応じて、樹種に特有な法則に従って発達する。たとえば、ニホンカラマツについての小林の研究²⁰⁾によると、樹高 (H, m) と樹冠幅 (W, m) との間には (14) 式で表わされるような相対生長の関係が成りたつ。

$$W = 0.636H^{0.8961} \dots\dots\dots(14)$$

この式から単木の樹冠投影面積 (S, m²) を求めると、S は (15) 式であたえられる。

$$S = 0.318H^{1.7922} \dots\dots\dots(15)$$

林齢が 1~10 年のトドマツ造林地での調査資料²¹⁾によると、S と H との間の相対生長式は (16) 式で表わされる。

$$S = 0.324H^{1.6558} \dots\dots\dots(16)$$

Fig. 16 はカラマツ造林木および林齢 3 年から 10 年のトドマツ造林木に対する林齢 (T, 年) と樹高

$$\Delta Q_K = \Delta Q_0 \left(1 - \sum_{K=0}^K A e^{-BK}\right) \dots\dots(13)$$

ここに、 $K=0.1, 0.2, 0.3, \dots, 0.9$ である。

(13) 式中の A と B とは定数で、各年に対する A と B との値は Table 13 に示したような数値である。また、Table 13 に示したように、K と ΔQ_K との間の相関関係は極めて高い年が多いが、1941 年、'43 年および '50 年のように、相関関係の低い年もある。 ΔQ_K の減少割合は夏期間の降雨分布および雨量の大きさなどに強く左右され、 ΔQ_K の減少曲線の形状に反映するものと思われる。

また、 ΔQ_0 の値が小さくなるにしたがって、減少割合を表わす B の値は大きくなる傾向がある。

ΔQ_K の値は年により変化が大きい、試算 12

(H , m) との関係を 両対数紙上に示したものである。両者の関係を相対生長式で表わすと次のように書き表わされる。

カラマツ林については、

$$H = 0.65 T^{1.160} \dots\dots\dots(17)$$

したがって、 S と T との関係は (18) 式で表わされる。

$$S = 0.15 T^{2.079} \dots\dots\dots(18)$$

トドマツ林については、

$$H = 0.21 T^{1.149} \quad (3 \leq T) \dots\dots\dots(19)$$

したがって、 S と T との間の関係は (20) 式で表わされる。

$$S = 0.029 T^{1.787} \quad (3 \leq T) \dots\dots\dots(20)$$

ha あたりの立木本数を l 本とすると、平均樹高が H 、林齢が T のカラマツ林分のうつ閉度は (21) 式または (22) 式であたえられる。

$$K = \frac{10,000}{Sl} = \frac{3.1447 \times 10^4}{l} H^{-1.7923} \dots\dots\dots(21)$$

または

$$K = \frac{10,000}{Sl} = \frac{6.8027 \times 10^4}{l} T^{-2.079} \dots\dots\dots(22)$$

ただし、 $0.0 \leq K \leq 1.0$ である。

トドマツ林分に対するうつ閉度は (23) 式または (24) 式で表わされる。

$$K = \frac{10,000}{Sl} = \frac{3.086 \times 10^4}{l} H^{-1.5533} \dots\dots\dots(23)$$

または

$$K = \frac{10,000}{Sl} = \frac{34.48 \times 10^4}{l} T^{-1.787} \dots\dots\dots(24)$$

以上はカラマツとトドマツの樹種を例にとり、人工植栽林のうつ閉度は、立木本数と平均樹高または立木本数と林齢から求められることを説明した。

未閉鎖状態におかれた人工植栽林の樹高を H (m)、その樹冠投影面積を S (m²)、林齢を T (年) で表わすと、 S と H 、 S と T との間には次の関係式が成り立つ。

$$S = mH^n \dots\dots\dots(25)$$

$$S = m'T^{n'} \dots\dots\dots(26)$$

ha あたりの林分の立木本数を l 本とすると、林分のうつ閉度 K は次のように表わされる。

$$K = \frac{10,000}{Sl} = \frac{10,000}{lm} H^{-n} \dots\dots\dots(27)$$

または

$$K = \frac{10,000}{Sl} = \frac{10,000}{lm'} T^{-n'} \dots\dots\dots(28)$$

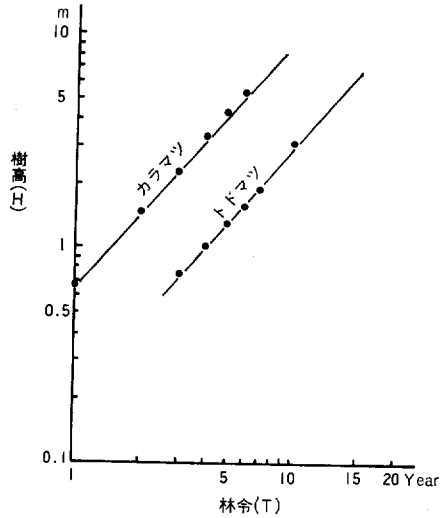


Fig. 16 カラマツとトドマツの樹高と林齢との関係
The relation between stand ages (T) and tree height (H).

ただし、 $0.0 \leq K \leq 1.0$ である。

したがって、立木本数と林分の平均樹高または立木本数と林齢をパラメータとして用いると、(9) 式の θ に関する式は (29) 式または (30) 式のように表わすことができる。

$$\theta = 4 \left(1.0 - \frac{5,000}{lm} H^{-n} \right) \left\{ \frac{S}{M} - \left(1.0 - \frac{5,000}{lm} H^{-n} \right) \right\} + 1.0 \dots\dots\dots (29)$$

または

$$\theta = 4 \left(1.0 - \frac{5,000}{lm'} T^{-n'} \right) \left\{ \frac{S}{M} - \left(1.0 - \frac{5,000}{lm'} T^{-n'} \right) \right\} + 1.0 \dots\dots\dots (30)$$

θ の計算式に ha あたりの立木本数と樹高、あるいは立木本数と林齢を導入することによって人工造林地における水収支の予測が可能となる。

4. 結 言

以上は森林施業に伴う夏期間の水収支の動態を予測する一つの方法を説明した。本文で取扱った予測方法は気層—土壌—地被植生から構成される水収支システムを若干のパラメータを用いた単純な数式モデルに還元して量的予測を行うという方法である。

数式モデルの取扱上、林況を堆積有機物 (A_0 層) 床の林地と更新林地 (無立木状態の皆伐跡地, 更新期間の未閉鎖林分および閉鎖林分を含む) との 2 種類に整理し、両林況の水収支を別途に考察した。

A_0 層床の林地は耐陰性樹種の閉鎖林分が皆伐された直後に出現し、その存続期間は極めて短期間であるが、森林の水収支を考察するときの一つの特異な林況条件である。

この林況に対する水収支は平面ライシメータの観測資料を用いて数式的モデルを考察した。 A_0 層床の水収支は無生物である A_0 層の乾湿のくり返りで、降雨後 1 ないし 2 日で大体乾いてしまうので、数式モデルでもそのように取扱った。

札幌での観測によると、 A_0 層被覆区のライシメータからの夏期間 (6 月 1 日~10 月末日) の蒸発量は 89~118 mm であり、地被条件別の水収支の比較試験ではこの林況のもとで流出量は最大であった。

次に、更新林地に対する水収支の数式モデルは 2 段階の作業を経て作成した。

はじめに皆伐跡地と閉鎖林分のそれぞれの水収支に適する数式モデルおよびそれに使用される各パラメータの適値を求めた。

使用したパラメータは HAMON の式中の係数 (C) と日蒸発散位の修正係数 (θ) で、この θ の計算式には有効土壌水分量の最大値 (M), 蒸発散の減少がはじまるときの有効土壌水分量 (γ) およびその停止するときの有効土壌水分量 (δ) および林分のうつ閉度 (K) が含まれている。

林況はうつ閉度を用いて表現し、未閉鎖林分に対する γ と δ のパラメータの値はうつ閉度に応じて比例配分した。林況変化に対応する θ の

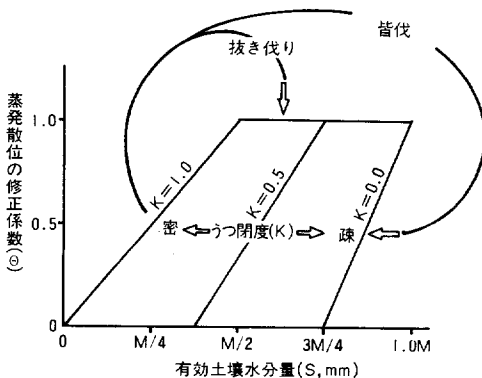


Fig. 17 林況変化にともなう蒸発散位の修正係数値の変化
Change in the value of θ with forest condition.

値を示すと Fig. 17 のようになる。試算の結果、 C の値は夏期間については 0.0060、盛夏 3 か月に対して 0.0055 を採用した。また、試算の結果、 M の値は年降水量のおよそ 5% にあたる 120 mm を採用した。

皆伐による人工造林地では各林齢に対する林分のうつ閉度が予測できるので、(29) 式、または (30) 式を用いて水収支の動態を予測することができる。また、森林の部分的破壊の水収支への影響も評価が可能となる。

水収支の研究のモデルとなった流域は林業試験場山形試験地の 1・2 号沢流域で、数量的資料は両流域および同試験地で観測された流量および気温に関する資料を用いた。この予測方法の特徴は日雨量と日平均気温を用い、森林の樹冠うつ閉度をあたえて林況変化に伴う水収支の動態を予測するという方法である。この方法は比較的簡明であるので、面積的に広大なしかも地形の複雑な山地を対象とする森林水文の分野においては一つの有力な予測方法と思われる。

この方法を用いて水収支の動態を予測するには対象林地のうつ閉度および夏期間の日雨量および日平均気温を予測しなければならないが、うつ閉度の予測はそうむずかしい問題ではなく、各地域の主要樹種別の成長成績から経験的に知ることができる。夏期間の日雨量と日平均気温の予測は利用可能な既往の観測値の確率分布を求めて推定するか、あるいは既往の観測値そのものを用いて平均的傾向を求めるのが最も一般的な方法である。

次は予測方法の適合度の問題であるが、モデル流域となったのはわずかに 1 流域の 2 試験流域で、樹種はスギの 1 種である。予測精度はモデル流域に関する限りある程度満足すべき結果をえたと考えているが、気候および土壌、樹種の異なる地方の林地に対してどの程度まで適用できるかを明言することはできない。この予測方法の良しあしは、現在のところ、数式モデルの合理性あるいは不合理性と使用したパラメータ各値の妥当性の両面から判断する以外に方法がない。

水収支の動態に関する適確な予測方法は水収支に関与する諸現象の科学的知識を総合化し得られるものであるが、これには理論および実証の両面からの今後の研究が必要であり、特に林業の立場では気候、土性、主要樹種および施業の各条件を組合わせた水収支の実証的研究が今後に残された重要課題と思われる。

あ と が き

この報告を作成するにあたり、山形試験地の日平均気温の資料を複写提供して下された林業試験場東北支場山形試験地主任 小野茂夫氏と本報告を全般的に校閲して下された林業試験場防災部長 中野秀章博士に厚くお礼を申上げる。

引 用 文 献

- 1) 木村番顯・山田薫一：有林地と無林地とニ於ケル水源涵養比較試験，林業試験報告，12，1～84，(1906)
- 2) 玉手三葉寿：有林地と無林地の水源涵養比較試験，林業試験報告，23，63～100，(1923)
- 3) 桜井莊三：山林と渴水・山林と洪水，山林，656，28～33，(1933)
- 4) 武田繁後：竜ノ口山水源涵養試験 第 1 回報告，施業参考資料第七輯，農林省山林局，215 pp.，(1942)

- 5) 山田昌一：宝川森林治水試験報告，東京管林局，259 pp., (1943)
- 6) 武田進平：積雪地方森林地からの流出量，日林誌，32, 2, 51~55, (1950)
- 7) 丸山岩三・猪瀬寅三：釜淵森林理水試験第1回報告，林試研報，53, 1~46, (1952)
- 8) 勝見精一：上川試験林における伐採後の流出量の変化（第1報），林試北海道支場業務報告，特別報告，5, 139~149, (1956)
- 9) 塚本良則：山地流域内における水分現象の解析，東農工大演習林報，6, 1~79, (1966)
- 10) HAMON, W. R. : Estimating potential evapotranspiration. Am. Soc. Civ. Eng., J. Hydraul. Div. 87, (HY 3), (1961)
- 11) LEAF, C. F. and GLEN E. BRINK : Hydrologic Simulation Model of Colorado subalpine forest. USDA, For. Serv. Res. Pap. RM-107, 23 pp., (1973)
- 12) LEAF, C. F. and ALEXANDER, R. R. : Simulating timber yields and hydrologic impacts resulting from timber harvest on subalpine watersheds. USDA, For. Serv. Res. Pap. RM-133, 20 pp., (1975)
- 13) LEAF, C. F. and GLEN, E. BRINK : Land use simulation model of the subalpine coniferous forest Zone. USDA, For. Serv. Res. Pap. RM-135, 42 pp., (1975)
- 14) 種田行男：畑地かんがい，理工図書，39~41, (1958)
- 15) 遠藤泰造：流域貯水機能の計量・評価，林試北海道支場年報，55~64, (1977)
- 16) HOLDRIDGE, L. R., GRENKE, W. C. and HATHEWAY, W. H. : Forest environments in tropical life Zones. Pergamon press, 49~56, (1971)
- 17) 農林省林業試験場：森林理水試験地観測報告，200 pp., (1961)
- 18) 中野秀章：森林伐採および伐跡地の地被変化が流出に及ぼす影響，林試研報，240, 251 pp., (1971)
- 19) 遠藤泰造・鈴木孝雄・北原 曜：平面ライシメータによる地床条件別の水分収支の比較研究（要旨），林試北海道支場年報，81~83, (1978)
- 20) 小林正吾：カラマツ人工林の林分成長，北海道林業改良普及協会，164 pp., (1978)
- 21) 山口博昭：林試北海道支場年報，73~74, (1980)

A Method to Evaluate the Change in Water Balance for the Summer Period Following Forest Management

Taizo ENDO⁽¹⁾

Summary

This report described a simulation model to evaluate the change in water balance of the summer period for a given watershed under forest management.

For making a more suitable simulation model of water balance, the conditions of forest watersheds were classified roughly into two groups on the basis of characteristic water balance.

One is characterized by forest litter covering the watershed grown on scarce vegetation. This condition sometimes appears on forest land just after the clear cutting of dense, tolerant forest stands and lasts usually one summer period at the longest.

The other is designated as regenerating forest land in which such vegetative conditions as the coverage of wild grasses following the clear cutting of forest trees, the progression to litter covering the forest land, the establishment of regenerate young trees and the whole period of their growth are included.

Two different simulation models were made for each of the classified forest lands, respectively.

A system of water balance for the summer period was considered to be composed of three such components as the air layer, the soil layer or the litter layer and vegetation.

The role of the air layer was represented by the two factors of daily mean air temperature and daily rainfall, the former being used to calculate the daily potential evapotranspiration from HAMON's equation.

The coefficient in HAMON's equation, represented by C in this report, was determined by comparing the observation flow and the calculated flow. The value of C was given as 0.0060 for the summer period from June to October and as 0.0055 for each of the months of June, July and August.

The role of the soil layer and the litter layer was regarded just like a reservoir having a limited capacity. The available water capacity of the soil layer was determined after many trial calculations in comparison with the observation flow and estimated flow. In conclusion, a water depth corresponding to five percent of the annual precipitation gave a fairly good result for the water balance calculation.

For the available water capacity of the litter layer, an experimental result by the lysimeter showed that a water depth equivalent to the water holding capacity of the litter layer exceeding the air dried content chiefly contributed to evapotranspiration in the litter covering forest land.

An equation showing evapotranspiration as a function of available soil water for open conditions and all kinds of forest conditions, developed by Leaf and Brink, was a very useful tool to estimate daily evapotranspiration in the simulation model.

Received May 29, 1981

(1) Hokkaido Branch Station

The items involved in the water balance calculation are eight in total : daily rainfall, daily potential evapotranspiration or evaporation, generated flow, daily soil water recharge, daily soil water depletion, available soil water and soil water deficit.

The meaning of the symbols used in this report are as follows :

- PE (mm/day) : Potential evapotranspiration computed by HAMON's equation.
 C : The coefficient of HAMON's equation taking a value of 0.0060 for the summer period or 0.0055 for each of the months of June, July and August.
 t (°C) : Daily mean air temperature.
 $P(t)$ (gr/m) : Saturated water vapor density at the daily mean temperature of t °C.
 E (mm/day) : Actual evaporation or evapotranspiration.
 θ : The ratio of E to PE . $0 \leq \theta \leq 1.0$. Further details of θ will be given later.
 R (mm/day) : Daily rainfall.
 Q (mm/day) : Generated flow.
 AS (mm/day) : Soil water recharge.
 DS (mm/day) : Soil water depletion.
 S (mm) : Available soil water.
 F (mm) : Total soil water deficit.
 M (mm) : Maximum capacity of available soil water.
 FM (mm) : Maximum water holding capacity of the litter layer exceeding the air dried content.
 γ (mm) : The critical point at which the available soil water begins to limit evapotranspiration.
 δ (mm) : The critical point at which the available soil water ceases evapotranspiration.
 K : Forest crown closure expressed as a decimal.
 l : Number of trees per hectare.
 H (m) : Tree height.
 T (year) : Forest age.
 A (m²) : The shaded area by the crown of a single tree.
 m, n : The coefficients in the case of A equals m times H to the n th power.
 m', n' : The coefficients in the case of A equals m' times T to the n' th power.

The equation of θ proposed by Leaf and Brink can be expressed as follows :

$$\theta = \frac{1}{\gamma - \delta}(s - \gamma) + 1.0$$

Assuming the decreasing rate of γ is in proportion to the amount of forest crown closure, the equation of θ can be represented as follows :

$$\theta = 4(1.0 - 0.5 K) \left(\frac{S}{M} - (1.0 - 0.5 K) \right) + 1.0$$

Further introducing number of trees per hectare and tree height or forest age of a regenerate forest as descriptive parameters of forest crown closure until it reaches a fully close stand, the above equation can be written as follows :

$$\theta = 4 \left(1.0 - \frac{5000}{lm} H^{-n} \right) \left\{ \frac{S}{M} - \left(1.0 - \frac{5000}{lm} H^{-n} \right) \right\} + 1.0$$

$$\theta = 4 \left(1.0 - \frac{5000}{lm'} T^{-n'} \right) \left\{ \frac{S}{M} - \left(1.0 - \frac{5000}{lm'} T^{-n'} \right) \right\} + 1.0$$

With these equations for θ , we can evaluate the change in water balance of man-made forest land.

The following are the mathematical expressions of the simulation models for each of the two different groups of forest conditions.

1. Litter covering watershed.

A. $S(i-1) + R(i) \leq FM$. $S(i-1) + R(i) \leq PE(i)$

$R(i)$ = observation value

$PE(i) = 25.4 \cdot C \cdot D^2 \cdot P(t(i))$

$E(i) = S(i-1) + R(i)$

$Q(i) = 0.0$

$AS(i) = 0.0$

$DS(i) = S(i-1)$

$S(i) = 0.0$

$F(i) = FM$

B. $S(i-1) + R(i) \leq FM$, $S(i-1) + R(i) > PE(i)$, $R(i) \leq PE(i)$

$R(i)$ = observation value

$PE(i) = 25.4 \cdot C \cdot D^2 \cdot P(t(i))$

$E(i) = PE(i)$

$Q(i) = 0.0$

$AS(i) = 0.0$

$DS(i) = PE(i) - R(i)$

$S(i) = S(i-1) - DS(i)$

$F(i) = FM - S(i)$

C. $S(i-1) + R(i) \leq FM(i)$. $S(i-1) + R(i) > PE(i)$, $R(i) > PE(i)$

$R(i)$ = observation value

$PE(i) = 25.4 \cdot C \cdot D^2 \cdot P(t(i))$

$E(i) = RE(i)$

$Q(i) = 0.0$

$AS(i) = R(i) - PE(i)$

$DS(i) = 0.0$

$S(i) = S(i-1) + AS(i)$

$F(i) = FM - S(i)$

D. $S(i-1) + R(i) > FM$, $PE(i) \leq FM$, $FM - S(i-1) \leq PE(i)$

$R(i)$ = observation value

$PE(i) = 25.4 \cdot C \cdot D^2 \cdot P(t(i))$

$E(i) = PE(i)$

$Q(i) = S(i-1) + R(i) - FM$

$AS(i) = 0.0$

$DS(i) = PE(i) - (FM - S(i-1))$

$S(i) = S(i-1) - DS(i)$

$F(i) = FM - S(i)$

E. $S(i-1) + R(i) > FM$. $PE(i) \leq FM$. $FM - S(i-1) > PE(i)$

$R(i)$ = observation value

$PE(i) = 25.4 \cdot C \cdot D^2 \cdot P(t(i))$

$E(i) = PE(i)$

$$Q(i) = S(i-1) + R(i) - FM$$

$$AS(i) = (FM - S(i-1)) - PE(i)$$

$$DS(i) = 0.0$$

$$S(i) = S(i-1) + AS(i)$$

$$F(i) = FM - S(i)$$

F. $S(i-1) + R(i) > FM, PE(i) > FM$

$$R(i) = \text{observation value}$$

$$E(i) = FM$$

$$Q(i) = S(i-1) + R(i) - FM$$

$$AS(i) = 0.0$$

$$DS(i) = S(i-1)$$

$$S(i) = 0.0$$

$$F(i) = FM$$

2. Regenerating forest watershed

A₁. $R(i) = 0, M \leq S(i-1) \geq \gamma$

$$R(i) = 0.0$$

$$PE(i) = 25.4 \cdot C \cdot D^2 \cdot P(t(i))$$

$$E(i) = PE(i)$$

$$Q(i) = 0.0$$

$$AS(i) = 0.0$$

$$DS(i) = E(i)$$

$$S(i) = S(i-1) - DS(i)$$

$$F(i) = M - S(i)$$

A₂. $R(i) = 0, \gamma > S(i-1) > \delta$

$$R(i) = 0.0$$

$$PE(i) = 25.4 \cdot C \cdot D^2 \cdot P(t(i))$$

$$E(i) = \theta \cdot RE(i)$$

$$Q(i) = 0.0$$

$$AS(i) = 0.0$$

$$DS(i) = E(i)$$

$$S(i) = S(i-1) - DS(i)$$

$$F(i) = M - S(i)$$

A₃. $R(i) = 0, S(i-1) \leq \delta$

$$R(i) = 0.0$$

$$PE(i) = 25.4 \cdot C \cdot D^2 \cdot P(t(i))$$

$$E(i) = 0.0$$

$$Q(i) = 0.0$$

$$AS(i) = 0.0$$

$$DS(i) = 0.0$$

$$S(i) = S(i-1)$$

$$F(i) = M - S(i)$$

B₁. $R(i) < PE(i), M \geq S(i-1) \geq \gamma$

$$R(i) = \text{observation value}$$

$$PE(i) = 25.4 \cdot C \cdot D^2 \cdot P(t(i))$$

$$E(i) = R(i) + (PE(i) - R(i))$$

$$Q(i) = 0.0$$

$$AS(i) = 0.0$$

$$DS(i) = PE(i) - R(i)$$

$$S(i) = S(i-1) - DS(i)$$

$$F(i) = M - S(i)$$

B₂. $R(i) < PE(i), \gamma > S(i-1) > \delta$

$$R(i) = \text{observation value}$$

$$PE(i) = 25.4 \cdot C \cdot D^2 \cdot P(t(i))$$

$$E(i) = R(i) + \theta(PE(i) - R(i))$$

$$Q(i) = 0.0$$

$$AS(i) = 0.0$$

$$DS(i) = \theta(PE(i) - R(i))$$

$$S(i) = S(i-1) - DS(i)$$

$$F(i) = M - S(i)$$

B₃. $R(i) < PE(i), S(i-1) \leq \delta$

$$R(i) = \text{observation value}$$

$$PE(i) = 25.4 \cdot C \cdot D^2 \cdot P(t(i))$$

$$E(i) = R(i)$$

$$Q(i) = 0.0$$

$$AS(i) = 0.0$$

$$DS(i) = 0.0$$

$$S(i) = \delta$$

$$F(i) = M - S(i)$$

C. $R(i) \geq PE(i), R(i) \leq PE(i) + F(i-1)$

$$R(i) = \text{observation value}$$

$$PE(i) = 25.4 \cdot C \cdot D^2 \cdot P(t(i))$$

$$E(i) = PE(i)$$

$$Q(i) = 0.0$$

$$AS(i) = R(i) - E(i)$$

$$DS(i) = 0.0$$

$$S(i) = S(i-1) + AS(i)$$

$$F(i) = M - S(i)$$

D. $R(i) > PE(i), R(i) > PE(i) + F(i-1)$

$$R(i) = \text{observation value}$$

$$PE(i) = 25.4 \cdot C \cdot D^2 \cdot P(t(i))$$

$$E(i) = PE(i)$$

$$Q(i) = R(i) - (E(i) + F(i-1))$$

$$AS(i) = M - S(i-1)$$

$$DS(i) = 0.0$$

$$S(i) = M$$

$$F(i) = 0.0$$