

森林流域の蒸発散が 基底流出の逓減に与える影響

矢部 和弘*

(平成 16 年 2 月 26 日受付/平成 16 年 6 月 11 日受理)

要約: 本研究では, 森林の蒸発散が基底流出に与える影響について検討した。基底流出の逓減は被圧逓減, 不圧逓減に大別され, それぞれ指数関数, 分数関数で表現することができる。これらを実験に適用した結果, 双方の関数ともかなりよい適合を示した。基底流出の逓減を表す関数は従来, 蒸発散を考慮しないことが前提であったが, 本研究の結果, 季節変化を示し, 蒸発散との関連があることを示唆した。

逓減係数の季節変化は樹木の肥大成長, 樹液流量の季節変化と同じ傾向を示しており, 基底流出には蒸発散量が大きく関与していることが明らかとなった。大洞沢の場合, 季節ごとの逓減係数は樹木成長の休止期を 1 とすると成長期には 2.4 倍, 成熟期には 1.8 倍に増大した。また, 各逓減係数と蒸発散量との間には強い相関が見られた。

キーワード: 基底流出, 逓減係数, 蒸発散

はじめに

本研究は, 長年にわたり蓄積されてきた大洞沢の流量データを用い, 基底流出の逓減特性およびその季節変化を解析することにより, 森林の蒸発散が基底流出の逓減に与える影響を確認することを目的とした。

河川における基底流出の逓減は, 地下水の貯留状況により決定されることが知られている。水平な不透水層上の飽和地下水流出は被圧条件下では指数関数, 不圧条件下では分数関数で表現できる¹⁾。山地流域においては分数関数がよく適合し, その逓減は流域内地質に大きく左右される²⁾。また, 被圧逓減係数は地下水の貯留状況が影響し, 初期流量との相関があるという結果も得られている³⁾。しかし, これらの考え方には蒸発散による損失が考慮されていない。

塚本⁴⁾は東京大学愛知演習林東山流域において昭和 4 年から連続測定されている流量データを用いて, 無降雨時の逓減曲線を月毎に整理した。その結果, 逓減曲線の勾配は年間を通して, 暦周期とほぼ一致したサイクルを作り, 樹木の着葉期と落葉期では逓減の傾向が著しく異なることを示した。石井⁵⁾も同様に, 愛知演習林東山流域と白坂流域の 2 流域を対象に 5 年間のデータを解析した結果, 低水流出の逓減係数は, 蒸発散量に影響を受けて季節変動することを確認した。また, 鈴木⁶⁾は斜面上の表土層における不飽和浸透を無視することなく表現した飽和・不飽和地中流によって逓減が説明できるとし, 風化花崗岩山地にある三つの小流域の観測記録を用い, 基底流出逓減について飽和・不飽和地中流の理論式と被圧逓減係数とを比較した。その結

果, 実測における被圧逓減係数と流量との関係が, 蒸発強度をパラメータとした飽和・不飽和地中流の理論式によってよく説明できたとしている。したがって, 基底流出の逓減には蒸発散量が大きく影響を及ぼしているものと考えられる。

試験地概要^{7,8)}

(1) 自然環境

大洞沢 (標高 435~878 m) は, 丹沢山地東部にある宮が瀬ダムの上流約 7 km に位置している。大洞沢の流域面積は 48 ha, 流域内水系は樹枝状に広がり, 形状比 0.75 と比較的円形に近い流域である (図 1)。流域の平均傾斜は 36 度と急峻である。地質は, 新第三期層丹沢層群大山亜層群に属している。丹沢山地は富士山の火山灰の影響を強く受けており, 表層付近の土壌は関東ロームが厚く堆積している。

植生は, 流域面積の約 60% がスギ・ヒノキの人工林である。流域源頭部には, 一部モミ・ツガの原生林, 谷筋には広葉樹林が見られる。

(2) 降水特性

大洞沢の月降水量分布は全国的な傾向に似て, 夏期に多く, 冬期に少ない。特に, 梅雨期と台風期に多い。この降雨特性を丹沢山麓に位置する海老名市のアメダス (標高 18 m) のデータと月降水量で比較すると冬期はほぼ同量であるが夏期は 2 倍近い降水量を観測している。年平均降水量は 2,800 mm である。

* 東京農業大学地域環境科学部森林総合科学科

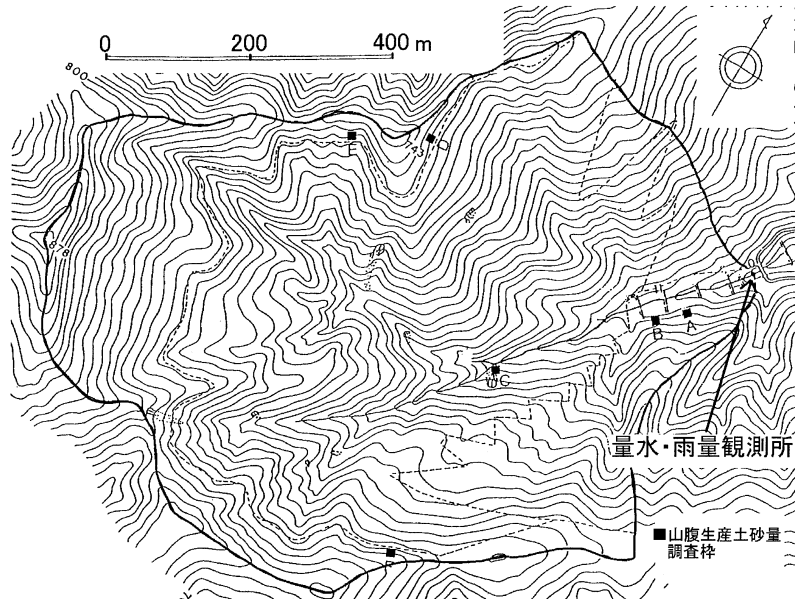


図1 大洞沢流域地形図

方 法

(1) 量水観測

大洞沢では1983年から1996年まで矩形刃型縮流堰によって量水観測が行われてきた。それ以降は、堰の形状を三角広頂堰に改造し、1997年より今日まで継続して観測されている。水位は量水堰左岸に設置されたフロート式自記録計および水圧式水位計により記録されている。降水量は、量水堰の左岸に設置された転倒桁形雨量計により観測されている。本研究では、1983年から1996年までの流量および降水量のデータを採用した。

(2) 基底流出の逓減曲線

本研究では、基底流出の逓減特性および季節変化を解析するため、逓減を関数式により表現し、その係数の変化をみた。

一般に基底流出の逓減は地下水の被圧成分と不圧成分から表現され、前者は指数関数的逓減、後者は分数関数的逓減を示す¹⁾。さらに高橋ら²⁾は、山地河川の基底流出の逓減曲線として、不圧逓減曲線の方が被圧逓減曲線に比べて適合性に優れることを明らかにしている。

被圧逓減曲線は、ある時間 t (day) での流量 Q_t (mm/day) が流域貯留量 S_t (mm) に比例すると仮定し、その比例定数 (被圧逓減係数) を A_c (day⁻¹) とすると、

$$Q_t = \frac{dS_t}{dt} = A_c S_t \quad \dots(1)$$

これを解いて被圧逓減曲線

$$Q_t = Q_0 e^{-A_c t} \quad \dots(2)$$

が得られる。

一方、不圧逓減曲線は、同様にある時刻 t (day) での流量 Q_t (mm/day) が流域貯留量 S_t (mm) の2乗に比例

し、その比例定数 (不圧逓減係数) を A_u^2 (mm⁻¹ day⁻¹) とすると、

$$Q_t = \frac{dS_t}{dt} = A_u^2 S_t^2 \quad \dots(3)$$

これを解いて不圧逓減曲線

$$Q_t = \frac{Q_0}{(A_u \sqrt{Q_0} t + 1)^2} \quad \dots(4)$$

が得られる。

ここで(2)、(4)式を変形すると(5)、(6)式のように逓減係数を傾きとする時系列の一次関数で表現できる。

$$\log_n \left(\frac{Q_t}{Q_0} \right) = -A_c t$$

$$\therefore Y_c = -A_c t \quad \dots(5)$$

$$\frac{1}{\sqrt{Q_t}} - \frac{1}{\sqrt{Q_0}} = A_u t$$

$$\therefore Y_u = A_u t \quad \dots(6)$$

本研究では、大洞沢の流量データをもとに降水後に無降雨日が5日以上続く例を月別に抽出し、直接流出が終了した時点より(5)、(6)式によりそれぞれ逓減係数を算出し、基底流出の逓減特性を解析した。逓減曲線の一例とその例をもとにした逓減係数の算出方法を図2、図3に示した。

(3) 蒸発散量の推定

基底流出の逓減特性と蒸発散量とのかかわりについて解析するため、流域からの蒸発散量の推定を試みた。蒸発散量の推定には様々な方法があるが、大洞沢においては詳細な気象観測が行われていないため、降水量と流量から推定可能な短期水収支法を用いた。

$$\sum_{i=1}^n P_i + S_1 = \sum_{i=1}^n Q_i + S_2 + \sum_{i=1}^n E_i \quad \dots(7)$$

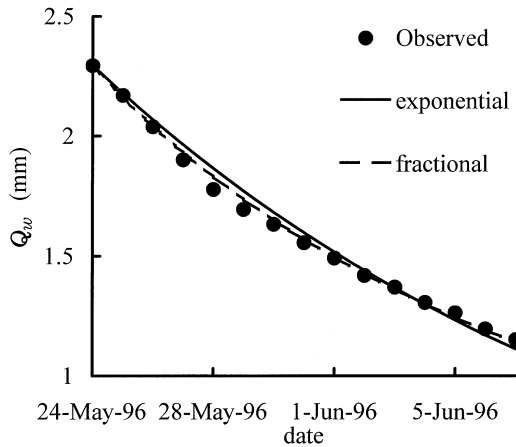


図2 基底流出の透減曲線の一例

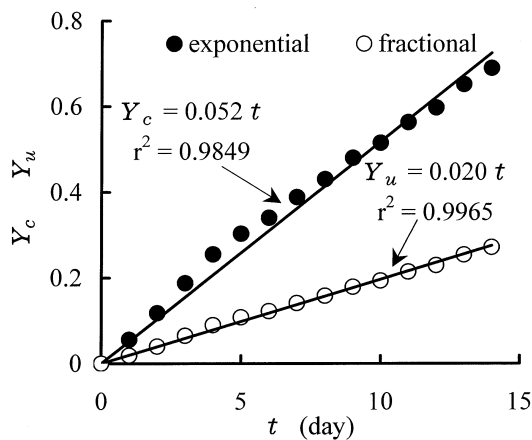


図3 透減係数の算出法の一例

ただし、 P_t : 日降水量 (mm/day), Q_t : 日流量 (mm/day), E_t : 日蒸発散量 (mm/day), S_1, S_2 : 流域内貯留量 (mm)。

水収支期間は単独降雨前後で流量が等しくなる期間とし、その始点と終点の水貯留状態が等しいもの ($S_1=S_2$) とみなした。また、(7) 式の消失量をその期間の蒸発散量とし、期間日数 (n 日) で除すことにより日蒸発散量を算出した。

結果と考察

(1) 基底流出の透減と季節変化

基底流出の透減は、降雨後に5日以上無降雨日が続く事例を100例取り出し、各事例について直接流出が終了した時点からの透減について解析した。抽出したすべての事例における透減係数の平均値およびその回帰直線の決定係数の平均値を表1に示す。その結果、不圧透減曲線の方が若干ではあるがよい適合を示した。しかし、表1に示した通り、決定係数を見ると被圧透減曲線の適合が悪いわけではなく、すべての場合において不圧透減曲線と同様により適合性を示した。

月別の透減係数の推移をそれぞれ図4, 5に示した。被圧

表1 透減係数の平均値と決定係数

	A_c	A_u
Max.	0.066	0.020
Ave.	0.038	0.015
Min.	0.024	0.011
r^2	0.9724**	0.9771**

注) ** 1%有意

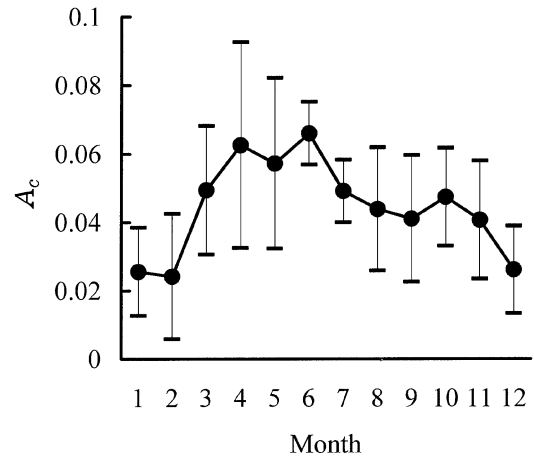


図4 被圧透減係数の季節変化

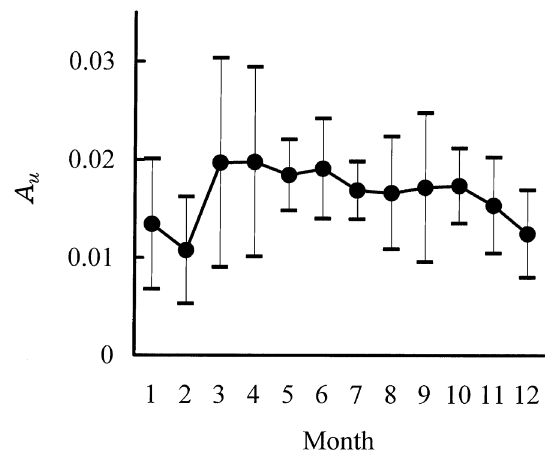


図5 不圧透減係数の季節変化

透減係数は、0.024 (2月)~0.066 (6月) に、不圧透減係数は、0.011 (2月)~0.020 (4月) に推移し、平均はそれぞれ、0.038, 0.015 となった。

高橋ら²⁾ は地質別に不圧透減係数を求めており、第四紀火山岩類流域で0.006~0.014, 花崗岩類流域で0.010~0.017, 第三紀火山岩流域で0.014~0.022, 古生層流域で0.015~0.023, 第三紀層流域で0.019~0.025, 中生層流域で0.023~0.038 との結果を示している。大洞沢流域は、新第三紀層に属していることからこれらの結果と比較すると若干低めの値が示された。この原因として流域内にはかなり厚いロームが堆積していることが一因であると考えられ

る。

次に、それぞれの透減係数の季節変化について分散分析を行った。その結果、被圧透減係数は、12~2月、3~6月、7~11月の3区分、不圧透減係数は12~2月とそれ以外の月の2区分に分類された。不圧透減係数については、分散分析の結果は2区分であったが、平均値は3~6月について被圧透減係数と同様に高く現れている。すなわち、双方に同様の季節変化が現れた。

基底流出の透減に蒸発散が影響しているならば各透減係数の季節変化は、植物の生理現象と密接に関係していると考えられる。樹木を例にとると、3~6月は成長期、7~11月は成熟期、12~2月は休止期（休眠期）にあたる。

今川ら⁹⁾によると日本産主要樹種23種132本の肥大成長は、4月下旬から5月上旬に開始し、典型的なシグモイド型成長曲線を描き、8月中にはほぼ終了するという結果を得ている。

形成層活動について着目すると、東京地区のスギでは4月中旬に分裂を開始し、5月が分裂のピークであり、9月に終了する。また、晩材の細胞は7月から8月に生じる¹⁰⁾。

スギの樹液流量の経年変化を追跡した例によると2月下旬から3月に流量の増加が見られ、3月中旬から4月にかけて急激に上昇し、7月から傾斜が徐々に緩となり、12月~2月には極小流量となる¹¹⁾。

これらの研究成果と本研究の解析結果は傾向がほぼ一致した。すなわち、樹木の蒸散量が基底流出の透減に大きく影響を及ぼしているものと考えられる。

塚本⁴⁾は、風化花崗岩が大半を占める東京大学愛知演習林東山流域（流域面積106.7 ha、標高347-617 m）において、月ごとに透減係数を求め、樹木の着葉期である5~9月と落葉期である10~4月に分類でき、6月に極大、12月に極小となる暦周期による規則性を得たが、本研究の結果はより一層、樹木の生理との関係が明確に現れた。

次に樹木の活動休止期、成長期、成熟期について透減係数 A_c 、 A_u を平均し、休止期を1としたときに、それぞれ何倍の値を示すか計算した。その結果、双方とも樹木の成長期は約2.4倍、成熟期は約1.8倍という結果が得られた。すなわち、どちらの透減式を用いた場合でも同様の傾向が得られたことから、その定数を大洞沢における蒸発散量の指標とすることが可能であると考えられる。

(2) 流域からの蒸発散量と透減係数との関係

本研究では1983年から1996年までの流量データを用いたが、欠測期間が多くあり、年間通して欠測のない期間は1994、1995の2年間だけであった。1994、1995年の各年の年降水量は2,400 mm および2,142 mm、それに対する年流出量は1,104 mm および1,163 mm であった。すなわち、年流出率は46% および54% であり、平均すると50% となった。単純に消失量を計算すると1,296 mm、979 mm となり、平均は1,138 mm で、すべてが蒸発散量だとすると関東地方の年平均蒸発散量600~900 mm⁴⁾を大きく上回る。しかし、短期水収支法による蒸発散量の推定結果（図6）を見ると、日平均蒸発散量は約3.25 mm となり、年蒸発散量は

1,186 mm と推定された。この値は、2年間の年消失量の平均値とほぼ一致した。すなわち、年水収支で得られた年消失量のほぼすべてが蒸発散によるものと考えて差し支えない。

次に、蒸発散量のピークに着目すると、5月に急激に増加していることがわかる。この時期は樹木の葉面積が拡大する時期と一致している。只木¹²⁾によると樹木の葉面積は落葉広葉樹の開葉期から急激に増加し、5月にピークを向かえ、緩やかに減少し、落葉期の11月に一気に減少する。この変動と照らし合わせると5月の急激な増加は葉面積の拡大による樹冠遮断蒸発量の増加が要因と考えられる。

7月、8月の蒸発散量は、一般には蒸発散量が多くなる夏期ではあるが、比較的少ない量に推移している。この原因については今後検討が必要であるが、北向き斜面で夏期の南風の影響を受けにくい場所であることなどが一因と考えられる。今後、詳しい気象観測を行い、蒸発散量の推定または実測を行っていく必要がある。

前項で基底流出の透減は樹木の生理に大きく影響されることが明らかとなった。もし、蒸発散量と透減係数に相関があり、それが気温との相関よりも強いものであれば、蒸発散全体に占める蒸散量の割合が大きいものと考えられる。そこで各透減係数 A_c 、 A_u 、月別平均気温 T と蒸発散量 E_v との相関分析を行った。相関分析の結果は表2に示す。ここで、月別平均気温は現地では観測が行われていないため、海老名アメダスのデータを気温の透減則により修正した。

その結果、各透減係数と蒸発散量の間には有意な強い相関が得られた。しかし、気温ともほぼ同様の相関を示した。したがって、透減係数により蒸発散量に占める蒸散量の割

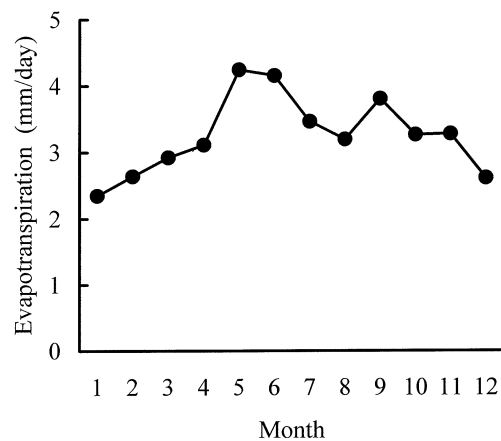


図6 蒸発散量の季節変化

表2 各透減係数、平均気温と蒸発散量との相関

	A_c	A_u	T	E_v
A_c	1.0000			
A_u	0.9215**	1.0000		
T	0.5066	0.4802	1.0000	
E_v	0.7492**	0.6355*	0.7133**	1.0000

注) ** 1%有意, * 5%有意

合を推定することは難しいものと思われる。しかし、気温と各逓減係数の間には有意な相関は認められなかったため、詳細な実測により検討を行えば、逓減係数と蒸散量との関係を明らかにできるものと考えられる。

おわりに

本研究では、大洞沢において長年蓄積された河川流量のデータを用いて、森林の蒸散量が基底流出の逓減に及ぼす影響について検討した。基底流出の逓減特性は一般に被圧逓減と不圧逓減に大別されるが、大洞沢については双方ともよく一致した。基本的に河川流量は不圧地下水の影響を受ける場合が多いので、ここでは不圧逓減曲線を採用するのが適当であると考えられる。また、被圧逓減係数および不圧逓減係数はともに同様の季節変化を示し、その変化は樹木の成長過程との強い相関が見られた。このことから、樹木の生理が基底流出の逓減に大きく影響を及ぼしていると考えられる。

流域からの蒸散量は、短期水収支法により推定した。短期水収支法はデータに欠測があっても比較的よく適合する。大洞沢の年蒸散量は1,180 mmと関東地方としては大きな結果が得られたが、実測値と比較的よく一致した。蒸散量も季節変化を示し、特に葉面積拡大期の樹冠遮断量の増大が示された。

各逓減係数と蒸散量はほぼ同様の季節変化を示しているため、その相関もきわめて強く、森林の蒸散量が基底流出の逓減に大きく影響を与えていることがわかった。しかし、樹木の生理と逓減係数が密接な関係があるとはいえず、蒸散量に占める蒸散量の割合までは逓減係数からの算出はできなかった。

また、逓減特性は塚本⁴⁾の例などからも示されたとおり、流域面積、地質、植生などの流域の特性によって違う傾向

が示されたため、より多くの事例的研究を進めるとともに、蒸散量や樹液流速などの実測による検証も進めていく必要がある。

今後、以上の研究をさらに進めていくことによって流域林分としての蒸散量あるいは蒸発散量を求める手法を開発したいと考えている。

引用文献

- 1) 高木不折, 1966. 低水流出の低減特性に関する研究. 土木学会論文報告集, 128, 1-11.
- 2) 高橋 裕・安藤義久・伊藤 孝・伊藤和央, 1983. 山地河川の低水流出の減水特性に関する研究. 土木学会論文報告集, 337, 75-82.
- 3) 近嵐弘栄, 1993. 山地小流域における無降雨日の地下水流出量の推定について. 新潟大学農学部演習林報告, 26, 29-43.
- 4) 塚本良則編, 1992. 森林水文学. 文永堂出版.
- 5) 石井正典, 1991. 低水流出の低減係数と低減曲線の求め方およびそれらの季節変化. 日林誌, 73 (4), 270-275.
- 6) 鈴木雅一, 1984. 山地小流域の基底流出逓減特性Ⅱ—蒸散量が流出逓減に与える影響—. 日林誌, 66 (6), 211-218.
- 7) 神奈川県森林研究所・(財)水利科学研究所, 1997. 平成8年度森林水環境総合整備事業調査委託報告書.
- 8) 矢部和弘・中嶋伸行・西尾邦彦, 2002. 短期水収支法による森林地帯の蒸散量の季節変化. 東農大農学集報, 46 (4), 229-234.
- 9) 今川一志・松崎智徳, 2000. 主要樹種の肥大成長経過. 森林総合研究所北海道支所年報, 55.
- 10) 深澤和三, 1997. 樹体の解剖—しくみから働きを探る—. 海青社, 48.
- 11) 荒木高宏・中井毅尚・中尾哲也, 2002. スギ生立木の成長量に及ぼす水分通導量の影響. 日本木材学会大会研究発表要旨集, 53.
- 12) 只木良也, 1976. 森林の現存量—特にわが国の森林の葉量について—. 日林誌, 58 (11), 416-423.

The Influence of Evapotranspiration on Depletion Curves of Base Runoff in a Forested Watershed

By

Kazuhiro Y_{ABE}*

(Received February 26, 2004/Accepted June 11, 2004)

Summary : This study investigated and analyzed the influence of evapotranspiration of forest on base runoff. Depletion of runoff can be classified as pressure depletion and non-pressure depletion according to various depletion coefficients. Generally, pressure depletion follows an exponential function, while non-pressure depletion follows a fractional function. Depletion of base runoff of the Ohora watershed fits an exponential as well as a fractional function very well. Generally, although depletion coefficients of the function do not take evapotranspiration into consideration, each depletion coefficient indicates the impact of seasonal variation on base runoff, and relationship with evapotranspiration is suggested.

Seasonal variation of the depletion coefficients accords with seasonal variation of the growth and sap flow of trees. Therefore it becomes clear that there exists very significant relationship between evapotranspiration and base runoff. In addition, when a depletion coefficient associated with the resting stage of tree growth is assumed to be 1, that for the growing stage becomes 2.4 times and that for the maturation stage 1.8 times. By analyzing the relationship between depletion coefficients and evapotranspiration very significant relationship is found between them.

Key Words : Base runoff, Depletion coefficients, Evapotranspiration

* Department of Forest Science, Faculty of Regional Environment Science, Tokyo University of Agriculture