

# 微気象学的方法と水収支解析による 山地流域の蒸発散量の推定

鈴木 雅一・福 嶋 義 宏

Estimation of Evapotranspiration from Hilly Catchment Using  
Micrometeorological- and Water balance-Analysis

Masakazu SUZUKI and Yoshihiro FUKUSHIMA

## 目 次

要 旨	125	よる蒸発散量推定	131
はじめに	125	1. 水収支項の測定法	
第1章 試験流域の概要	126	2. 水収支表	
第2章 熱収支法による蒸発散量測定	127	3. 純放射量と蒸発散量	
1. 微気象測定		4. 月蒸発散量	
2. 微気象記録の検討		5. まとめ	
3. 熱収支法による蒸発散量		引用文献	134
4. 日蒸発散量		Résumé	135
第3章 試験流域の水収支と水収支法に			

## 要 旨

1. 本研究は、マツ、ヒノキ混交林の成立している山地流域において、蒸発散量を推定し、検討したものである。桐生試験流域において、1975年7月23日から29日までの微気象観測の記録から熱収支法によって日蒸発散量を求めた。また、同流域における水収支観測から、年間と各月の蒸発散量を推定し、両者の関係を検討した。

2. 日蒸発散量は1.7~6.9mmであり、昼間の純放射量との比は0.31~0.94であった。これは、蒸発散が活発な日と、少ない日があることを示している。晴天が続いた時と降雨翌日に蒸発散量が減少する傾向が見られた。

3. 試験流域の水収支は、1970年から1975年の6年平均で、降水量1793.2mm、流出量1265.9mm、消失量527.3mm、流出率71%であった。消失量が流域からの蒸発散量であるとする、純放射量の測定から蒸発散量  $E$  と年純放射量  $R_N^*$  (正の期間の合計) との間に、

$$lE = 0.488R_N^* \quad (ly/year)$$

$l$ : 蒸発潜熱

という関係が得られた。昼間の純放射量の約半分が蒸発散潜熱となっているという結果である。

## はじめに

山地における蒸発散量の推定は、森林水文学の旧来よりの課題であると同時に、森林生態系の

物質循環の中で果たす水移動の役割を把握する上でも重要である。そして、山地における蒸発散研究の現在の課題は、蒸発現象がどのように流出機構や物質循環に関わっているかという問題としてたてられるであろう。

近年、微気象学の進展にともなって、熱収支的手法や空気力学的手法による蒸発散量の推定が行なわれているが、森林における測定例は、わが国では井上ら(1968)<sup>1)</sup>ほか2~3例が見られるだけであり、水田、牧草地等の耕作地に比べて未だ少ない。また、従来から行なわれてきた流域水文試験による蒸発散量との比較もほとんど行なわれていない。

筆者らは山地流域での水収支観測を続けており、上記の見地から、この流域の森林で微気象測定を同時に行なうことによって、蒸発散量を微気象学および水収支的解析から推定した。

なお本報告中の日射量のデータは滋賀短大における測定値を、同短大種田教授の御好意で用いさせていただいた。また砂防学研究室武居教授をはじめとする多くの方の御指導と、多くの林学科学院生諸君の協力に厚い感謝の意を表する次第である。

## 第1章 試験流域の概要

Table 1. Factors at Kiryu Catchment

Catchment area		5.99 ha
Location	N. latitude	34°58′
	E. longitude	136°00′
Average altitude		234 m
Average air temperature Apr. 1968–Mar. 1971		12.2°C

本研究の対象とした流域は、滋賀県大津市桐生町の国有林内に位置する桐生水文試験地である。位置、流域面積等の流域諸元を表1に示す。この流域についての詳細は、概に報告されている<sup>2)</sup>が、その概略は次のようである。

本流域は、琵琶湖東南部、標高400~600mの花崗岩山地の一端に位置し、琵琶湖へ流入する草津川の上流域である。流域全般は粗粒花崗岩の風化地帯で、古くから砂防工事が行なわれてきたところである。

年降水量は1970年1月~1975年12月の6年間平均で1793mmである。冬期の積雪は1~2月に数回見られるが、数日以内に消え、流出量に積雪の影響はほとんど見られない。

試験流域においては、流域下端の量水堰で流出量が測定され、流域中央部の露場で気象観測が続けられている。

観測用鉄塔による微気象観測が行なわれた地点は、筆者らがすでに報告した山腹斜面の表層流出試験用ライシメーターのうちの一つ、No. 4ライシメーターの側方である。(図1)ここは、試験流域上流部で、平均傾斜16°、斜面方位N40°Eの斜面中部に位置している。周辺の林分は、アカマツ、ヒノキの混交林であるが相観的にはほぼアカマツ林で、1974年の植生調査の結果では、現存量はアカマツ63.5ton/ha、ヒノキ16.2ton/haとアカマツが多くを占めている。アカマツ上層木の樹高

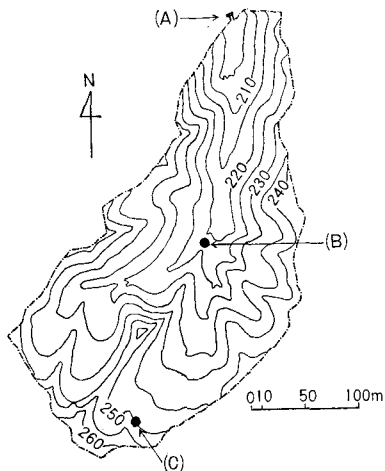


Fig. 1. Map of Kiryu Experimental Catchment

- (A) measuring weir
- (B) observation field
- (C) Micrometeorological observation tower

は、1975年7月に10~10.5mで上層木の樹高は比較的そろっている。また、樹冠は完全に閉鎖しており、アカマツの平均生枝下高4.3mと下枝の枯上りが始まっている。なお、この周辺のアカマツは植栽後17年経過している。

## 第2章 熱収支法による蒸発散量推定

熱収支法は、地表に到達する純放射エネルギーが、蒸発散潜熱、大気の気温上昇、地中への貯熱に配分され、それが熱エネルギー収支としてバランスするという関係から、

$$\beta = 0.673 \frac{T_2 - T_1}{e_2 - e_1}$$

$$LE = \frac{R_N - \Delta S}{1 + \beta}$$

$\beta$ : ボーエン比,  $LE$ : 蒸発散潜熱量 (ly/min),  $R_N$ : 純放射量 (ly/min),

$\Delta S$ : 貯熱変化量 (ly/min),  $T_i, e_i$ : 高さ  $i$  の気温 (°C) と水蒸気圧 (mb) という関係を導き、植被面上2高度での温湿度差と純放射量から蒸発散量を求める方法である。これは、水田等の蒸発散量推定に多く用いられている。

前述の微気象観測地点の観測用鉄塔における測定について以下述べていく。

### 1. 微気象測定

熱収支法の解析は、樹冠上2高度の気温湿度、樹冠上の純放射量、林内の気温、湿度、地温が必要である。本実験では各気象要素を次の方法で測定した。

#### a. 気温、湿度(水蒸気圧)

モーターによる通風装置をつけた円筒中にサミスター測温体を2本組み込み、一方にガーゼを巻いて給水するようにした通風乾湿計を自作し、これを樹冠上から林床まで6地点に設置した。記録は、塔から約15m離れた地点においた0-10mV記録計で自記録した。測器の設置高さは、地上13.5m, 11.0m, 9.5m, 5.0m, 1.2m, 0.2mの各点であった。

湿度は、記録された乾湿球温度により、Sprung公式によって相対湿度、水蒸気圧を求める。熱収支法を用いるには、樹冠上の温度勾配が正確に求められる必要があるので、樹冠上に設置するサミスター温度計の較正には十分注意を払い、測定前に恒温槽を用いて検定を行なうようにした。

#### b. 純放射量

純放射計を地上11.0mに設置して、樹冠上の純放射量を測定した。また、林内の純放射も適宜測定した。どちらの記録とも0-10mV記録計で自記録した。

#### c. 地温

観測塔わきの林床に、曲管温度計を埋設し、地表下1cm, 10cm, 30cmの地温を測定した。

#### d. 蒸発計

蒸発パンと簡易蒸発計を用いて、蒸発計蒸発量を測定した。簡易蒸発計は、目盛付試験管の口に直径5cmのNo.2 沓紙を付けて倒立し、試験管内の水面の低下によって蒸発量を求めるものである。

### 2. 微気象記録の検討

これらの測器によって、1974年、1975年の両年にわたり数回観測を行なった。

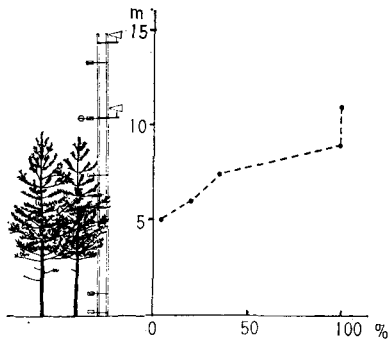


Fig. 2. Profile of net radiation

ここでは、1975年7月23日から29日の7日間の記録について検討した。

まず、快晴日の純放射量の垂直分布は図2のようになった。これは日射による純放射エネルギーの大部分が、地上8~9mの樹冠層上方で、蒸発散潜熱、気温上昇をもたらす顕熱、林内空気地面への貯熱等に交換され、地上5mでは、樹冠上の4%のエネルギーしか到達しないことを示している。アカマツの生枝下高が4.3mであるのは、この結果と対応していると考えてよいだろう。また、このような純放射量の垂直分布から、地上8~9mの樹冠層がこの森林における熱収支的な植被面としての役割を果たしていると判断された。図3に

示した気温、水蒸気圧の Isopleths (7月26日の例を掲げた) によっても、8~9m が林内と樹冠上の環境を分ける境界となっていることが示される。

また、この図3-下では、地上9m以上においては、だいたい等温で、日中は林床へ向って低温になっていくことが示されている。記録を細かく見ると、日中最も高温になる層は、この森林においては、純放射が最も吸収される9~8mよりも上方で、上層木の樹高である10~10.5mから、その上方1mあたりであると判断された。

水蒸気圧図4-上は、林床が高く、樹冠へ向かって次第に減少していく。樹冠上においても、上方にいくにつれ、わずかずつ低下しているという結果である。

地上13.5mと11mの気温、水蒸気圧を、熱収支法に用いる樹冠上の記録として用いることに

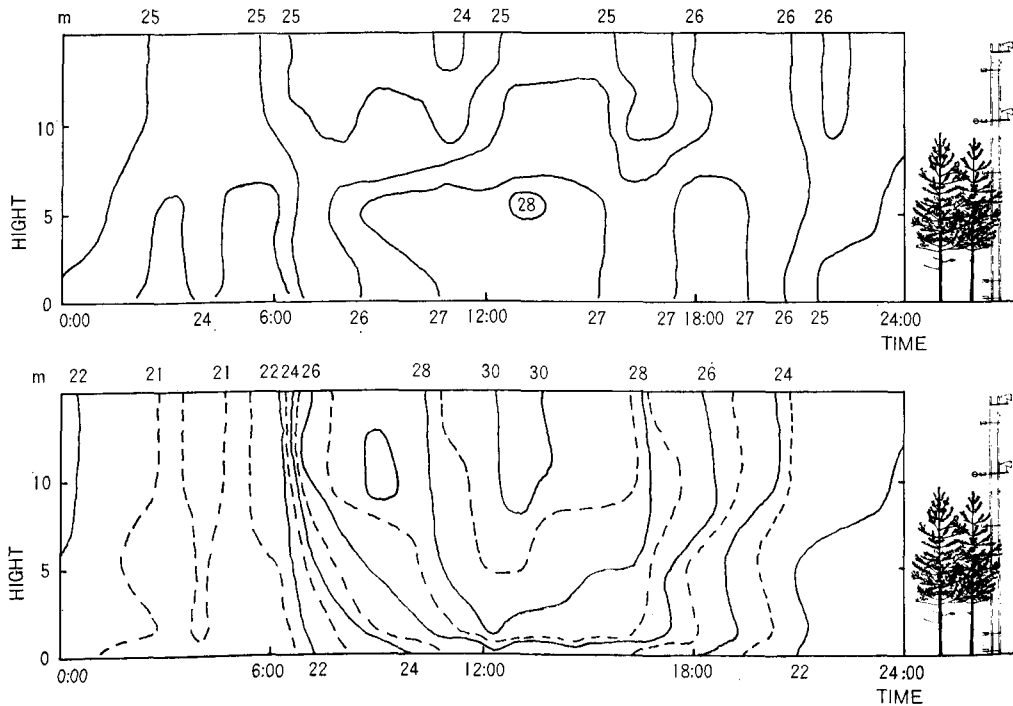


Fig. 3. Isopleths of air temperature (upper) and water-vapor pressure on 26 July

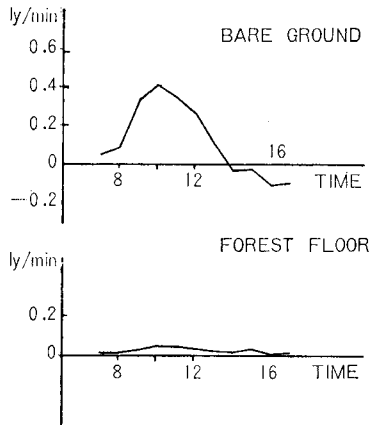


Fig. 4. Diurnal variation of increment of heat stored in soil, July 28, 1975

した。

また、樹冠層下の貯熱変化量を林内気温、地温等の記録から算出した。図4に7月28日の流域内の裸地と林地の地面の貯熱変化量を示した。森林の貯留熱量は地面の貯熱量のほかに、林内の空気と樹体に貯留される熱量がある。これらの変化量を図4の地面の貯熱変化量に加えたものが森林の貯熱変化量であるが、これらは地面の変化量より更に小さい値となった。

この結果、純放射量の小さい日出、日没時や林床での熱収支を解析する場合以外では、ほとんど無視しうる値と考えられる。今回の検討では、貯熱変化量は全て無視することとした。

### 3. 熱収支法による蒸発散量

これまで述べてのように、地上 13.5m と、11m の気温、水蒸気圧と、地上 11m の純放射の値から、蒸発散量を算出することにした。純放射量、気温、水蒸気圧とも一分毎の記録値は変動する値である。比較的安定していると思われた7月26日12時~12時30分までの記録を全て読みとり、一分毎に計算したところ、図5-Aのような結果を得た。この方法は、作業量が多い上に乱流によるランダムな影響が出ていると思われたので、一分間隔で読みとった記録の10分平均値によって計算を行なった。(図5-B) この結果、10分平均値によって蒸発散量を計算することとし、各時刻の0分から9分まで、一分間隔の記録を読みとり、この平均値によって各時刻の値を求めた。

図6は、このようにして算出した7月23日から29日の蒸発散に用いられたエネルギーの日変化である。24日は、通風乾湿計の湿球ガーゼが乾燥する等して、正午前後が欠測であり除外した。蒸発潜熱量が負の値として算出されることが何回かあったが、この場合は、0と記されている。

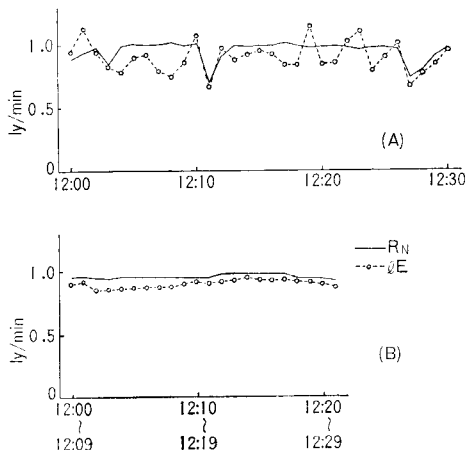


Fig. 5. Evapotranspiration rate  
(A) calculate by the data of each minutes  
(B) calculate by the data of 10 minutes average

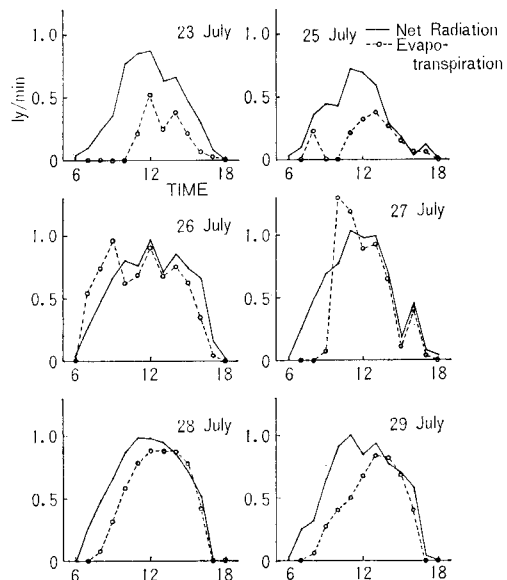


Fig. 6. Diurnal variation of evapo-transpiration

また、短時間の欠測は前後の値から推定してある。

蒸発潜熱量が負の値として算出されたのは、いずれも午前10時までの場合であった。これらの場合は、ボーエン比  $\beta$  を求める際の樹冠上2点間での温度差、湿度差が小さく、それぞれの値が0を中心に正負に小さく変動する結果、このような数値になったものと考えられる。したがって、これら負の潜熱量を結露による負の蒸発量と考えるより0と推定するほうが妥当と思われる。

McNAUGHTON, K. G. et al (1973) においても日出、日没前後に、今回10時頃までに算出されたような極端な値が幾つか記されている。

7月26日9時のように、純放射より蒸発散量が多い場合も時折現われている。一般に、この現象は移流の影響によると説明されている。この測定値は、森林が連続して広がっているので、前記の説明がただちに当てはまると考え難い面もあるが、斜面の向きや尾根の影響による水平方向の放射状態の不均一によって移流が起きているのかもしれない。

図7に、ボーエン比の値の日変化を示した。10時以前のボーエン比は大きな変化であるが、これは前述の理由によっていると思われる。

各時刻における純放射量と蒸発散量を対比させたものが図8である。

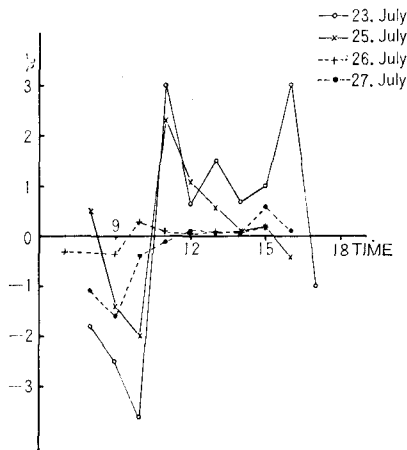


Fig. 7. Bowen ratio  $\beta$

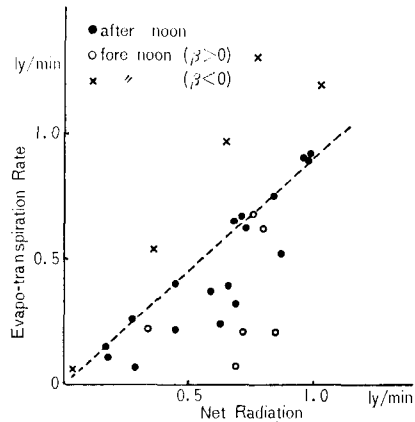


Fig. 8. Relation between Net radiation and Evapotranspiration

午前中の記録には、 $\beta < 0$  による純放射量より大きな値があり、バラツキが大きい。図中に書き入れた点線は、水面における蒸発量と純放射量の関係として成立するといわれる、

$$LE = 0.9 R_N$$

を示している。午後のデータは、この直線に近い点も多いが、その下方にも点がちらばっている。これは、森林では水面からの蒸発にくらべて、蒸発散が抑制される場合が存在していることを示している。

#### 4. 日蒸発散量

表2に日蒸発散量の推定値を掲げた。純放射量が正の値である期間を昼間と考え、昼間の各時の値を合計したものである。同表には、純放射量の日総量  $R_N$  (負の期間も合計したもの) と昼間の合計  $R_N^*$ 、そして露場における蒸発パンの値も記した。右欄は、 $R_N^*$  と蒸発散量の比であり、純放射のうちで、蒸発散潜熱に用いられたエネルギーの割合である。

夜間の蒸発散、及び結露は計算されていないが、その量は昼間の蒸発散量に比べて小さいと思

Table 2. Daily net radiation and evapotranspiration

Date	Net radiation $R_n$		Net radiation sum of $R_n > 0$ $R_n^*$		Evapotranspiration $IE$		Pan $E$ mm	$IE/R_n^*$
	ly/day	mm	ly/day	mm	ly/day	mm		
1975. 7. 23	307.2	5.3	330.3	5.7	100.8	1.7	4.0	0.31
" 7. 24	273.0	4.7	288.0	4.9	—	—	3.0	—
" 7. 25	267.0	4.6	281.1	4.8	101.4	1.7	3.0	0.36
" 7. 26	409.2	7.0	439.5	7.5	411.6	6.9	5.0	0.94
" 7. 27	391.8	6.7	426.0	7.3	335.4	5.6	5.0	0.79
" 7. 28	394.5	6.8	436.8	7.5	334.2	5.6	5.5	0.77
" 7. 29	398.4	6.7	448.5	7.7	280.8	4.7	5.0	0.63

われる。そのため、先に述べた比の分母として昼間の純放射量合計を用いた。

この期間の気象状態は次のようである。

7月17日に雷雨があった後、連日晴天。24日夜4.5mmの雷雨。25日から再び連日晴天が続いた。放射の値が示すように、全日とも快晴といってよく、特に26日から4日間は快々晴とでもいふべき好天であった。

表2から次のことが読みとれる。

- ① 純放射量と蒸発パンの間には、

$$P_{an}E = 0.75R_n^* - 0.45 \quad (\text{mm})$$

という直線関係の対応が成りたつ。

- ② 純放射量と日蒸発散量の比は、0.31~0.94と日によって変わっており、純放射量に比べて蒸発散量の割合が少ない日がある。

ここで、②の結果についてもう少し検討してみよう。

蒸発散量が純放射量に比べて特に少ないのは、23日と25日である。しかし、23日は降雨前で比較的乾燥した状態であり、25日は降雨翌日であって、両日の水分状態は異なるので、別々の理由によって蒸発散量が少なくなっていると思われる。

まず23日の場合は、連続した晴天によって何らかの水分不足が生じ、蒸発散が抑制されたと考えられる。この説明は、26日から29日まで次第に  $IE/R_n^*$  の値が減少することにもあてはまる。この場合、蒸発散の抑制は、土壌の水分減少と、樹木の気孔抵抗等によっていると思われるが、詳しいことはわからない。

また、25日の場合には、前夜の降雨の影響と見ることができる。25日のボーエン比の変化を見ると(図-7)、午前10時以降、次第に値が小さくなり、26日以降の日中の値へ近づいていく。この変化は、25日昼すぎまで林床が濡れていたという測定時の観察と対応を示しており興味深い。これらのことについては今後の測定によって更に検討することが必要である。

### 第3章 試験流域の水収支と水収支法による蒸発散量推定

一流域において、一定期間他流域からの水の流入がなく、また流域外への漏水もないとすれば、次の水収支式が成立する。

$$P = D + E + \Delta S$$

$P$ : 降水量,  $D$ : 流出量,  $E$ : 蒸発散量,  $\Delta S$ : 流域貯留量変化  
水収支期間を一年とすれば,  $\Delta S = 0$  とみなして,

$$P = D + E$$

この式によって、年間の  $P, D$  を実測すれば、 $E$  を求めることができる。

### 1. 水収支項の測定法

使用した雨量は、流域中央にある露場の自記雨量計のものである。また、試験流域中では、流量観測点と、微気象観測塔の近くにおいても雨量の連続記録をしているが、いずれも露場の値とほとんど異なる。欠測の場合は、これらの値を用いる。

流出量の測定は、量水堰の直角ノッチを越流する水位を自記水位計で記録し、別に求めた水位—流量の関係式から1時間毎の流量を求め、積算して日流出量、月流出量とする。

週一回、ポイントゲージで水位の検定を行なう他、毎年数回、零水位をポイントゲージで測定しなおす等、水位測定に正確を期している。停電等による欠測の場合は、雨量の記録によって、欠測推定用に作成したタンクモデルを用いて推定流量を算出した。欠測中に降雨がない場合は、前後の水位から欠測中の水位を推定している。

### 2. 水収支表

以上のように求めた1970年1月～1975年12月の月別雨量、流出量の測定値と流出率及び水収支式による年蒸発散量を表3に示した。

Table 3. Annual water balance

(mm)

Period	Precipitation $P$	Discharge $D$	Loss $P-D$	Run off ratio
1970. 1~12	1989.0	1202.1	786.9	0.60
1971. 1~12	1803.0	1388.4	414.6	0.77
1972. 1~12	1909.5	1437.7	471.8	0.75
1973. 1~12	1468.0	1049.8	418.2	0.72
1974. 1~12	1802.0	1318.6	483.4	0.73
1975. 1~12	1787.5	1198.9	588.6	0.66
Average	1793.2	1265.9	527.3	0.71

この6年間の平均値を求めると、降雨量 1793.2mm, 流出量 1265.9mm, 消失量 527.3mm, 流出率 0.706 となった。樫根 (1973)<sup>5)</sup> にまとめられている、わが国の実験流域の水収支の表によって、他の試験流域と比較すると、消失量、流出率とも、これら他地域の値のほぼ中間に位置する値である。消失量、流失率は各流域で様々に異なった値であるが、雨量がほぼ等しい岩手大演習林、東大愛知演習林と比較すると、桐生の方が流出率が10～20%大きく、流失量が100～150mm 少なくなっている。

### 3. 純放射量と水収支による蒸発散量

第2章で述べたように、流域からの蒸発散のエネルギー源は、その流域における純放射である。水収支における消失量を、前述のように蒸発散によるものとすれば、年間の純放射量と蒸発散量から、年間の純放射量に対する蒸発潜熱量の比の年平均値が求められる。

この流域における純放射量測定は、流域中央の露場において、1975年7月から開始された。1975年一年間の記録について解析するために、8km 以内の距離にある草津の滋賀短大における日射量の測定値を用いて、1975年1月～6月を推定した。すなわち、草津の日日射量と、桐生の純放射量の正の値の積算値の関係式は、



$$R_N^* = 0.735Q$$

$R_N^*$ : 純放射  $Q$ : 草津日射量

で良好に現わされたので、これを用いたのである。

純放射量の積算値 (正の値の合計) は、表 4 のようになった。1975年の年積算値は 72,323.4 ly, 水高に換算して 1206.5mm である。

Table 4. Monthly data of precipitation, discharge, netradiation and evapotranspiration mm

1975						
Jan.	51.5	43.6	65.2	3	31.8	2.5
Feb.	69.0	49.9	66.8	4	32.6	3.4
Mar.	74.5	57.7	121.2	13	59.1	11.0
Apr.	133.0	72.5	104.7	45	51.1	38.2
May	99.5	68.8	149.2	69	72.8	58.5
Jun.	200.5	78.9	118.5	102	57.8	86.5
Jul.	232.5	171.4	154.9	138	75.6	117.0
Aug.	253.5	125.4	146.5	139	71.5	117.9
Sep.	262.0	130.5	125.2	98	61.1	83.1
Oct.	238.0	191.5	73.6	50	35.7	42.4
Nov.	95.0	97.6	49.2	23	24.0	19.5
Dec.	78.5	90.1	31.5	10	15.4	8.5
Year	1787.5	1177.7	1206.5	694	588.6	588.6
	$P$	$D$	$R_N^*$	$P.E.$	$E^{(1)}$	$E^{(2)}$

$P$ : precipitation,  $D$ : discharge,  $Rn$ : Net radiation,  $P.E.$ : potential evaporation,  $E$ : evapotranspiration, (1), (2): calculated for each month by the following equations,

$$(1) E = (P - D) \times Rn_i^* / Rn^*, (2) E' = (P - D) \times P.E.i / P.E.$$

水収支式による蒸発散量は 588.6mm であるから、

$$LE = 0.488 R_N^* \dots \dots \dots (*)$$

となっている。つまり、一年間をならすと、純放射量のほぼ半分が蒸発散に用いられたことになる。

#### 4. 月蒸発散量の推定

水収支法のみによって、月蒸発散量を求めることは、各月の流域貯留量の推定が加わるので困難である。ここでは年単位の収支から得られた消失量を、全て蒸発散によるものと考えて、これを各月に配分するという方法によって推定を行なった。

前項で求められた (\*) 式の関係が、年間を通して一定であれば、 $i$ 月の蒸発散量  $E_i$  は、

$$E_i = (P - D) \times \frac{R_{N_i}^*}{R_N^*}$$

$P$ : 年降水量,  $D$ : 年流出量,  $R_N^*$ : 年純放射量,  $R_{N_i}^*$ :  $i$ 月の純放射量として推定できる。

THORNTHWAITE 法による蒸発散量の推定がなされた例が多いので、同法による試算も行なった。蒸発散位  $P.E.$  を求めると、年 694mm となり、流域の消失量より大きい値であった。そこで、次式を用いて各月の蒸発散位から消失量を配分することにした。

$$E_i' = (P - D) \times \frac{P.E.i}{P.E.}$$

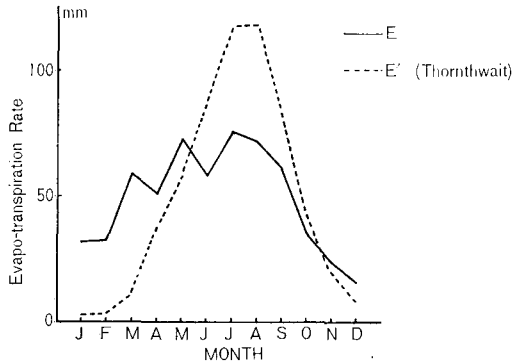


Fig. 9. Monthly distribution of estimated evapo-transpiration (1975)

## 5. まとめ

第3章で述べたように、平均的に見れば昼間の純放射の約半分が蒸発散に用いられるということは、森林においては水面に比較して、蒸発散が抑制されていることを意味する。また、日蒸発散量と純放射量の比は、夏の晴天日において0.31~0.94と変化する値で、蒸発パンのように、純放射とはっきり対応した変化を示さないというのが桐生における結果である。

塚本 (1966)<sup>6)</sup>は東大愛知演習林における水収支と純放射の解析から、蒸発散は年総量について、純放射のほぼ90%という値を報告している。これは、極端な水分欠乏が生じない流域では、森林からの蒸発散が、水面からの蒸発、或は葉面が常に水の膜で覆われていると考える時の蒸発と同じように行なわれることを意味しており、桐生の場合と相当に異なる結果である。

薄井 (1974)<sup>7)</sup>の報告では、トドマツ疎林で熱収支法によって日蒸発散量を測定し、

$$IE = 0.636 R_N + 10.1 \quad (ly/day)$$

という結果を得ている。この関係式において、定数項は相対的に小さい値であるから、蒸発散量は純放射量の約6割と考えることができる。

McNAUGHTON, K. G. et al (1973)<sup>4)</sup>のダグラスファー林での測定例では、各時刻における蒸発散量は純放射量と独立であるが、日蒸発散量は純放射量とよく対応する関係を示すことが報告されている。測定された18日間について、この報告に付された表から  $IE/R_N$  の比を計算すると、0.6~0.99の値となり、0.6~0.7となる日が多い。

これら熱収支法による測定結果と、桐生での水収支から得られた関係に、大きな矛盾はないと思われる。また、桐生の熱収支法による結果で、これらの報告と異なる点は、 $IE/R_N$  が0.3と小さな値となる日があったこと、この比の値が極端な水分不足がないと思われるのに、降雨や暗天の連続という水分状態と関連して変化する傾向が認められたことの2点である。これらの点については、今後の測定によって、更に検討を加えたい。

## 引用文献

- 1) 井上栄一・久保裕雄・内島善兵衛ほか：河川流域における水収支機構に関する総合研究：科学技術庁 (1968)
- 2) 福嶋義宏・加藤博之・松本 潔・西村武二：花崗岩山地の2つの小流域について (地形・植生・水収支・流出減水曲線からみた特性)：京大演報, 43, 193-226, (1972)
- 3) 加藤博之・福嶋義宏・鈴木雅一：山腹斜面の流出機構について(1) (ライシメーターと表層流出量につ

- いて)：京大演報, 47, 74-85, (1975)
- 4) McNAUGHTON, K. G., and T. A. BLACK: A Study of evapotranspiration from a Douglas-fir forest using the energy balance approach: water Resour. Res., 9(6), 1579-1590, (1973)
  - 5) 梶根 勇：水文学講座, 3, 水の循環：共立出版 (1973)
  - 6) 塚本良則：山地流域内に起る水文現象の解析：東京農工大演報, 6, 1-79, (1966)
  - 7) 薄井五郎：熱収支法によるトドマツ疎林からの蒸発散量：第85回日林講, 93-94 (1974)

### Résumé

1. This study was done to estimate the evapotranspiration from hilly small catchment. The observation was performed in Kiryu Experimental Catchment, where was covered by *Pinus densiflora* and *Chamaecyparis obtusa* mixed stand and located in Otsu city, Shiga Prefecture. Heat balance measurements of evapotranspiration are reported for a period of 7 days in July 1975, and water balance measurements for a period of 6 years from 1970 to 1975.

2. The results of micrometeorological measurements and the diurnal variation of evapotranspiration are shown Fig. 1~8. The diurnal evapotranspiration was 1.7~6.9 mm on 7 days in July, and the ratio of diurnal evapotranspiration and net radiation was 0.31~0.94, that was, there were the days having active evapotranspiration and not so active one. This ratio diminished on consecutive clear days or on the day after rainy day.

3. Water balance in this catchment was determined as follows; Precipitation, Discharge, Loss and Run off ratio were 1793.2 mm, 1265.9 mm, 527.3 mm, 71% (Average of 6 years), respectively. Since the loss means evapotranspiration from this catchment, the relation between annual evapotranspiration  $E$  and net radiation  $R_N^*$  (sum of the period of  $R_N > 0$ ) is

$$LE = 0.488R_N^* \quad (l; \text{latent heat})$$

This equation means half amount of net radiation is used by evapotranspiration in this catchment.