

森林蒸発散の熱収支的研究

服部重昭

名古屋大学図書

和

1003092

目 次

緒 言	1
第 1 章 森林蒸発散研究の現状	5
第 2 章 試験地の概況、観測装置および蒸発散推定法	14
第 1 節 試験地の概況	15
1. 試験林分	15
2. 気象概況	19
3. 土壌	24
第 2 節 観測装置	26
1. 微気象観測装置	26
2. 樹冠による降雨遮断量測定装置	30
3. 地面蒸発量測定装置	33
第 3 節 放射収支式と蒸発散量推定式	37
1. 放射収支式	37

2.	蒸発散量推定式	39
1)	熱収支・ボーエン比法	39
2)	Penman-Monteith 法	41

第3章 森林の放射収支 44

第1節 放射量の変化特性 46

1. 放射量の日変化 46

2. 放射量の季節変化 50

第2節 森林のアルベド 54

1. アルベドの定義 55

2. アルベドの日変化 56

3. アルベドの季節変化 62

第3節 純放射と全短波放射の回帰 分析 68

1. 瞬時値による R_n と Q の回帰 分析 68

2. 日量を用いた R_n と Q の回帰 分析 73

3. 日量を用いた R_n^* と Q の回帰 分析 77

第4節 放射収支の季節変化 81

第4章 樹冠遮断の熱収支解析 89

第1節 樹冠遮断量の推定 90

1. 樹冠通過雨量、樹幹流下量 および樹冠遮断量と降雨量 の関係 90

2. 樹冠遮断量の季節変化 95

3. 飽和付着水分量 98

4. 直達雨量率 102

第2節 樹冠遮断の熱収支特性 103

1. 樹冠遮断を支配する微気象 因子 103

2. 樹冠遮断量予測モデル 111

1) 樹冠遮断量予測モデルの 構築 111

2) パラメータの決定 114

3) 予測モデルの検証 119

3. 遮断蒸発強度の分布と季節 変化 122

1) 遮断蒸発強度の分布	123
2) 遮断蒸発強度の季節変化	125
4. 遮断蒸発の熱収支特性	128

第5章 地面蒸発の熱収支解析 135

第1節 地面蒸発量の季節変化 136

1. A_0 層の保持水量 136

2. 地面蒸発量の季節変化 140

第2節 地面蒸発の熱収支特性 148

1. 林内の熱および土壌水分環境 148

2. 地面蒸発量と有効放射量の関係 150

第6章 森林蒸発散の熱収支解析 157

第1節 蒸発散量の経時変化 158

1. 蒸発散量の日変化 158

2. 蒸発散量の季節変化 165

第2節 森林蒸発散の熱収支特性 170

1. 蒸発散量と有効放射量の関

係	170
2. 生育期の熱収支	176
3. 蒸発散量の内訳	182
第7章 総括	189
謝 辞	199
引用文献	201
附表(記号表)	214

緒 言

水文学の研究は、「水収支に始まり、水収支に終る」といわれる。この見解に基本的に賛成である。この論文は森林と水のかかわり合いを水収支を通して知るため、その一項目である蒸発散を研究したものである。

森林における降雨から流出までの過程を一つのシステムに置換すると、蒸発散はサブシステムとして位置づけられる。このサブシステムは、森林における水の流れと収支に大きな影響を及ぼす。このことは、世界各地の流域試験の結果から知ることができる。すなわち、流域の植生、土地利用の改変に伴う流出量の変化は、流域の蒸発散量の変化に起因することが実証されている(5, 33, 64)。そのため、蒸発散に関する研究は、森林の水源涵養機能の解明や流域の植生、土地利用の変化が、水収支と水循環に及ぼす影響予察などに不可欠である。

森林、流域からの蒸発散量を推定する方法

は、これまで種々提案されている。それらは、(a)水収支法、(b)熱収支法、(c)空気力学法、(d)組合せ法〔(b) + (c)〕、(e)渦相關法、に大別できる(28)。我国の森林や流域からの蒸発散推定は、おもに水収支法に依存してきた。その他の方法はほとんど利用されていない。しかし、水収支法は短時間の推定が困難なこと、ときとして、水収支における他項の誤差や流域の漏水の影響を内包すること、が問題となる。そのため、蓄積されている蒸発散の成果は、時間的、空間的な制約を受けているのが実情である。

したがって、蒸発散量は水収支式の残余項というような消極的な位置づけではなく、その解析には前記した(b)から(e)の手法も積極的に試みる必要がある。とくに、(b)から(e)は物理則を基礎とするため、森林からの蒸発散のメカニズムや特性を解明するのに有効である。このことは、森林蒸発散量の予測法の確立に寄与すると考える。

本論文は、ヒノキ人工林の蒸発散を長期にわたり測定し、それを熱収支に基づいて解析したものである。とくに、蒸発散を蒸散、樹冠遮断、地面蒸発の三つの成分に分離して測定することにより、各成分の実態と熱収支的特性を解明することに重点を置いた。そのため、本論文はつぎのように構成される。

第1章では、森林蒸発散研究の現状を成果と問題点に絞って説明し、第2章では、研究を実施した試験林分、使用した装置および蒸発散推定式について述べる。第3章では、蒸発散の熱源である太陽放射の挙動を通して、森林の放射特性と収支を明らかにする。第4章では、樹冠遮断の実態調査と予測モデルによる解析から、樹冠遮断の熱収支特性を、引き続き第5章では、地面蒸発の季節変化とその熱収支特性を解明する。第6章では、蒸発散量の日変化、季節変化の実態と、蒸発散量を構成する蒸散量、樹冠遮断量、地面蒸発量の内訳を明らかにする。

森林からの蒸発散は、森林および気象条件に強く依存するので、前述した蒸発散のサブシステムを普遍的なものにするには、さらに多くの条件下で調査・研究を積み重ねなければならない。本論文が、我国における森林蒸発散研究の発展の足掛かりになればと願う次第である。

第1章 森林蒸発散研究の現状

森林からの蒸発散は、植物からの蒸散、樹冠や林床植生などに遮断された雨水の蒸発、地表面および自由水面からの蒸発で構成される。蒸発散に占めるこれら4成分の割合は、森林条件、気象条件で変化するため、種々の条件下での実態解明が必要である。しかし、従来の蒸発散研究では4成分が分離されず、一括して測定されることが多かった。たとえば、森林流域からの蒸発散推定法として現在も利用されている水収支法は、その代表であり、4成分の内訳を知ることはできない。森林からの蒸発散量の推定、植生変化が流出量に及ぼす影響の予測には、これら4成分の把握が不可欠であると考えらる。

森林からの蒸発散を成分ごとに知るには、個々の現象を物理則に依拠して解析しなければならない。そのため、1960年代以降、熱収支理論、空気力学理論などを基礎とする蒸発

散研究がさかんに展開された。その結果、森林蒸発散の機構、特性はもちろん、前述した4成分に関する知見、情報は増大した。しかし、研究が行われた林分は気象条件、森林条件からみて偏在しており、蒸発散を統一的に理解するまでには至っていない。そのため、今後も条件の異なる森林での物理的、実証的研究が必要である。この点で、気象条件、森林条件の違う我国の研究は、蒸発散研究に貢献するところが大きいと認識される。

そこで、森林蒸発散研究の成果と問題点を整理する。最初に、蒸発散の熱源となる太陽放射と森林に関する研究、つぎに蒸散、樹冠による遮断蒸発、最後に林床からの蒸発に関する研究について、順次、論述する。なお、本論文では自由水面からの蒸発を取扱わないので、その説明は省略する。

森林蒸発散を物理則を基礎に推定する場合、放射因子は主因の一つとして取り上げられる。それは太陽からの放射量とくに純放射量が、

蒸発散の熱源になるからである。

森林に吸収される純放射量は、ほかの植物群落より多く、それは森林の反射率が小さいためであることが指摘されている(27, 85)。また、純放射量は全短波放射量(日射量)と高い相関を示すことも報告されている(31, 41)。しかし、これらは、観測期間や観測因子が限定される場合が多いため、断片的な成果にとどまっている。したがって、森林における放射研究では、各種放射因子を通年的に観測し、その上に立って、放射特性と放射収支の実態を明らかにすることが、第1の要件である。このことは、森林の蒸発散を規定する純放射の動態解明と、予測法の開発にもつながると考えられる。

世界各地で測定された森林の蒸散量は、夏季には $0.15 \sim 0.45 \text{ mm/hr}$ の範囲にあることが報告されている(54)。また、純放射量に対する蒸散量の割合は $20 \sim 50\%$ 程度であり、ボーエン比は $0.5 \sim 4.0$ の間に分布することが指摘さ

れている(54)。

上記の数値からわかるように、森林の蒸散量は、ほかの植物群落からの蒸散量と比較し、大差ないことが実証されている。むしろ、草地、農耕地より小さいとするデータも提出されている(54)。このように、森林からの蒸散量については、その概数や熱収支特性が明らかにされつつある。しかし、これまでの解析は、生育期の一定期間に限定される場合がほとんどで、蒸散量とその熱収支特性の季節変化については不明な点が多い。そのため、長期間の微気象観測にもとづく、蒸発散量の実態解析が必要である。

一方、蒸散を支配する因子の検索は、抵抗則を導入した Penman-Monteith 式の提唱とともに、大きく前進した。その結果、森林の空気力学的抵抗は、その群落抵抗より1桁程度小さいことが実証された(24、53、57、90)。これが森林の蒸散を特徴づけていることが見出された。そのため、群落抵抗と放射量、気温、

湿度、 CO_2 濃度、土壌水分などの環境因子との関係解析が行われた。そして、群落抵抗は飽差に敏感なことが確認された(76、94)。また、群落抵抗の日変化や季節変化についても測定された(8、83)。

以上のことから、森林の蒸散は群落抵抗、飽差に依存すること、純放射の影響は小さいことが考証される。しかし、これらの成果は、この推定法の適用範囲が限定されているため、事例報告の段階にあるのが実情である。したがって、種々の森林条件下での蒸散測定を行い、各種因子の影響度を実証的に解析する必要がある。同時に、Penman-Monteith式の適用範囲を拡大するため、群落抵抗および空気力学的抵抗と森林条件の関係を体系的に整理しなければならない。

森林で生起する雨水の遮断は場所により、樹冠遮断、林床植物遮断、地被物遮断に区別される。森林では樹冠遮断が多いので、これを中心に論述する。

樹冠遮断量は、森林に降った雨と林床に到達した雨の差に等しい。前者は一般に林外雨量、後者は林床への経路で区分し、それぞれ樹冠通過雨量、樹幹流下量と呼ばれる。従来、この3要素から樹冠遮断量は推定されてきた。これにより、世界各地の森林の樹冠遮断量の実態解明は大きく前進した。

樹冠遮断量は降雨条件に依存するので、研究の重点は降雨量との回帰分析に置かれた。その結果、各地の森林について、樹冠遮断量と降雨量の直線回帰式や遮断率などが明らかになった。しかし、この方法は、任意の森林の樹冠遮断量予測には不都合であった。一つには、森林に関する要因が解析に組み込まれていないためである。さらに、樹冠遮断のメカニズム解明が不足しているからである。このような問題意識に立って、樹冠遮断を蒸発現象として物理的に解明する研究が1960年代から始った。

1963年 Rutter (78) は、樹冠遮断量が Penman

式で計算される可能蒸発散量より大きいこと、しかもそれは、森林に吸収される純放射量をしのぐことを指摘した。同様の結果(33、48、70)があいつぎ発表されるに至り、1970年代以降、樹冠遮断の微気象学的研究とそのモデル化が一つの流れを形成した。その結果、樹冠で遮断された雨水の蒸発強度は蒸散強度より大きく、しばしば純放射量を上回ることが実証された。そして、純放射量を越えた分の熱エネルギーは、移流(9、60、81、84)もしくは森林内の貯留熱(58)により供給されるとする意見が提唱された。これらは現在、仮説の域を出ず、今後の理論的、実証的研究の進展が望まれる。

我国の場合、樹冠遮断の実態解析は多いが、微気象学的研究は乏しい(25、29)。諸外国と森林条件および気象条件が異なる我国での研究は、樹冠遮断の物理的解明に寄与するところは大きいと考える。

林床からの蒸発すなわち地面蒸発に関する

研究は、蒸散や樹冠遮断の研究に比較し、非常に少ない。まして、林内における地面蒸発を収支の観点から解析した研究となると、ほとんどないのが実状である。しかし、いろいろな林分において、小型蒸発計による林内蒸発量の測定はすでに実施されている。その結果、林内の水面蒸発量は $147.5 \text{ mm/年} \sim 448.4 \text{ mm/年}$ の範囲にあることが報告されている(26)。確かに、地面蒸発量は上記の水面蒸発量ほどに大きくなりえないであろう。だが、水面蒸発量の大きさは、地面蒸発量が測定対象となる収支項であることを示唆していると考えられる。

地面蒸発は落葉・落枝などの有機物層からの蒸発と鉱物質土壌からの蒸発で構成される。しかし、両者を区別して測定することは技術的に困難である。ここでは前記した地被物遮断、すなわち有機物層からの蒸発を地面蒸発のなかで取扱う。その際、地被物遮断量が年間約 50 mm という Helvey ら(32)の結果から判断

し、有機物の堆積状態は地面蒸発に大きな影響を及ぼすと考えられる。これが林分における地面蒸発の特徴と考える。

したがって、地面蒸発については、林分で測定を行い、その実態を解明することが第1要件である。あわせて、蒸散や樹冠遮断の解析と同様、地面蒸発を熱収支の観点から解明しなければならない。

以上を総括すると、森林蒸発散の研究は、熱収支理論や空気力学的理論を基礎とした物理的解析が主流となり、それがいろいろな森林へ適用されている段階である。そのため、種々の林分、気象および地形条件下で、蒸散、樹冠遮断、地面蒸発を物理的かつ総合的に究明する必要がある。その際、今日までの蒸発散研究の蓄積をそこに組込まねばならない。樹冠遮断研究などの蓄積の多い我国では、森林蒸発散の物理的研究への期待は大きいとともに、これが今後の研究方向であると考えらる。

第2章 試験地の概況、観測装置および蒸発散推定法

試験地は、茨城県西茨城郡岩瀬町の天岳良国有林38林班に小班で、北緯 $36^{\circ}19'$ 、東経 $140^{\circ}09'$ に位置する。当地は筑波山塊の加波山北東斜面で、標高 $220\text{ m} \sim 350\text{ m}$ にある。

本試験地は、(1)針葉樹の閉鎖林分であること、(2)林冠は一樣で、十分に広いこと、(3)交流電源が得られること、を条件として選定した。結果的には、(1)と(3)の条件は満たされたが、(2)も満足させることはできなかった。この点については、第1節の試験林分のところで具体的に記述する。

観測装置は、林分内に建てられた観測鉄塔上の微気象観測装置、樹冠遮断量推定のための測定装置および地面蒸発量の測定装置に区別される。これら装置の詳細は第2節で述べるが、前記した(3)の交流電源は、微気象観測装置の稼動に用いる。

第3節では、熱収支・ボーイン比法と Penman-Monteith 法について説明する。両推定法は、接
地境界層における物質とエネルギーの輸送理
論を基礎とするもので、蒸発散を物理的に理
解するのに適する。両式は種々の植物群落に
おける使用実績(24, 53, 83, 84, 91)から、
我国の森林への適用も可能であると判断され
た。ここでは、両式の誘導過程と適用上の問
題について記述する。なお、観測は1980年と
1981年を中心に行ったが、気象露場における
気象観測と地面蒸発量測定は1982年も実施し
た。

第1節 試験地の概況

1. 試験林分

試験林分は、観測を開始した1980年現在で
27年生のヒノキ人工林である。林分面積は約
4.4ha、平均樹高11m、平均胸高直径16.1cm、
地位指数18である。林分現存量は表2-1のと
おりである(15)。これは1982年10月の伐倒

Table 2-1 Biomass of the hinoki stand (ton/ha)

stem	branch	leaf	corn	total
122.9	14.9	12.7	0.6	151.2

調査（供試木10本）とリタートラップ（1982年6月～1983年4月）による調査から算出した。

これによると、地上部現存量は 15.2 ton/ha で、葉面積は 5.70 ha/ha 、幹材積は $259.2 \text{ m}^3/\text{ha}$ と推定された。この結果と、1983年8月に実施された地下部調査の結果から、林分の年純生産量は 20.2 ton/ha で、地上部に 15.7 ton/ha 、地下部に 4.5 ton/ha が配分されることかわかった（44）。

一方、立木密度は 1750 本/ha で、最多密度の65%に相当した。そして、林冠は完全に閉鎖しているので、林床植生は非常に乏しく、ヒサカキ、クロモジ、ヤマツツジ、コミネカエデなどが散在する程度である。

林分は図2-1に示したように、北東～南西方向に細長い形状をしている。傾斜は下部で11度、上部で25度である。斜面方位は $N 60^\circ E$ である。

本章の冒頭で述べたように、本林分の面積は接地境界層における物質とエネルギーを取

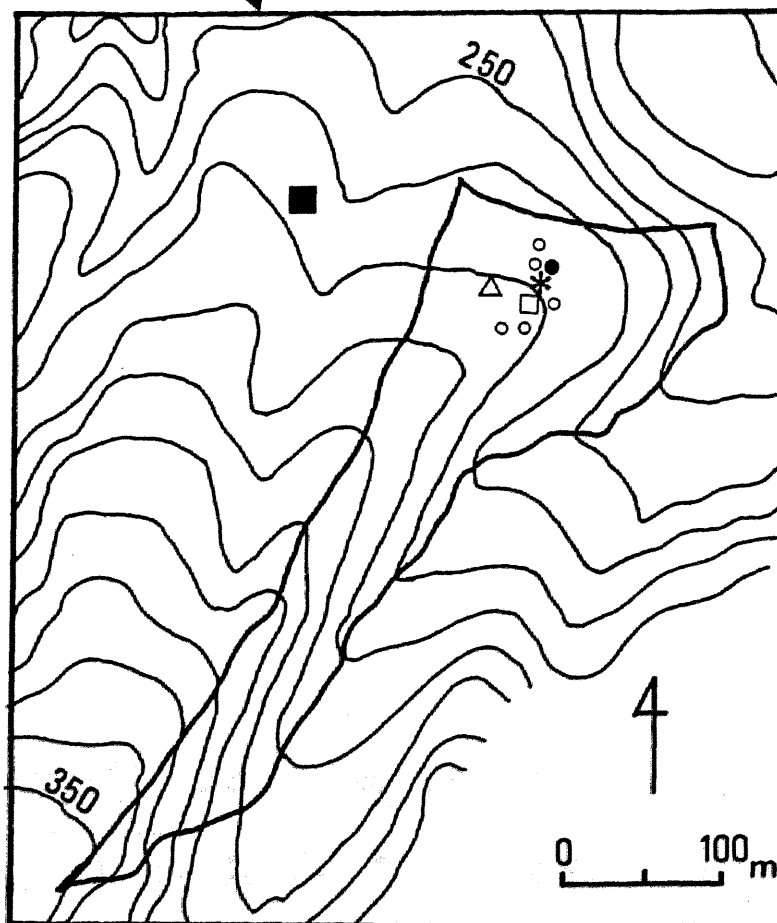
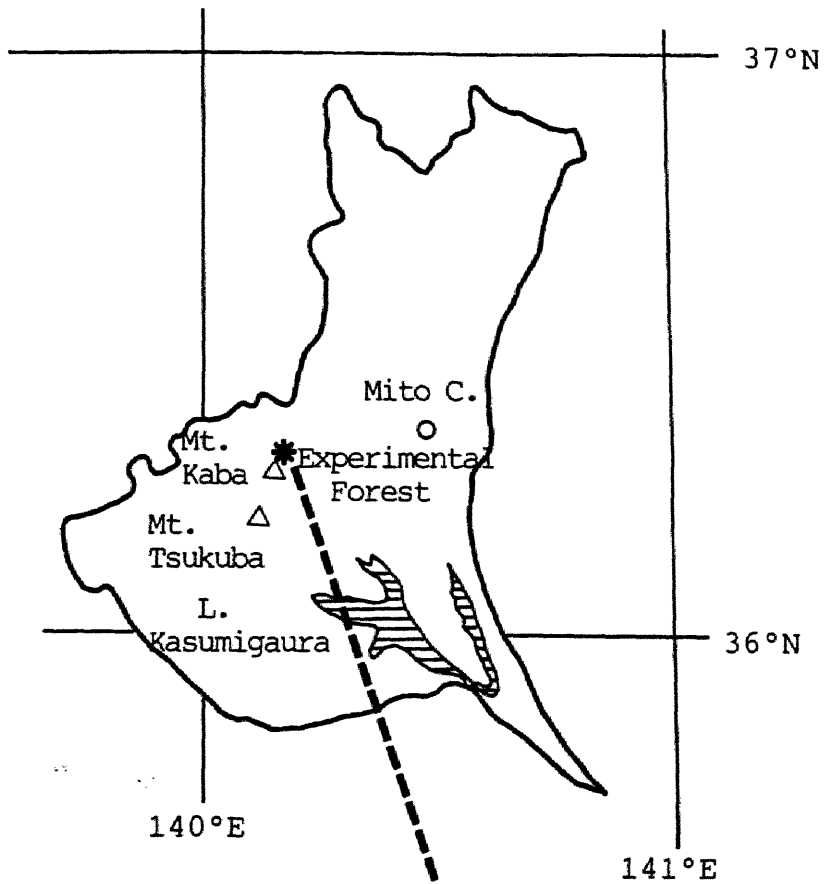


Figure 2-1 Location and map of the experimental forest

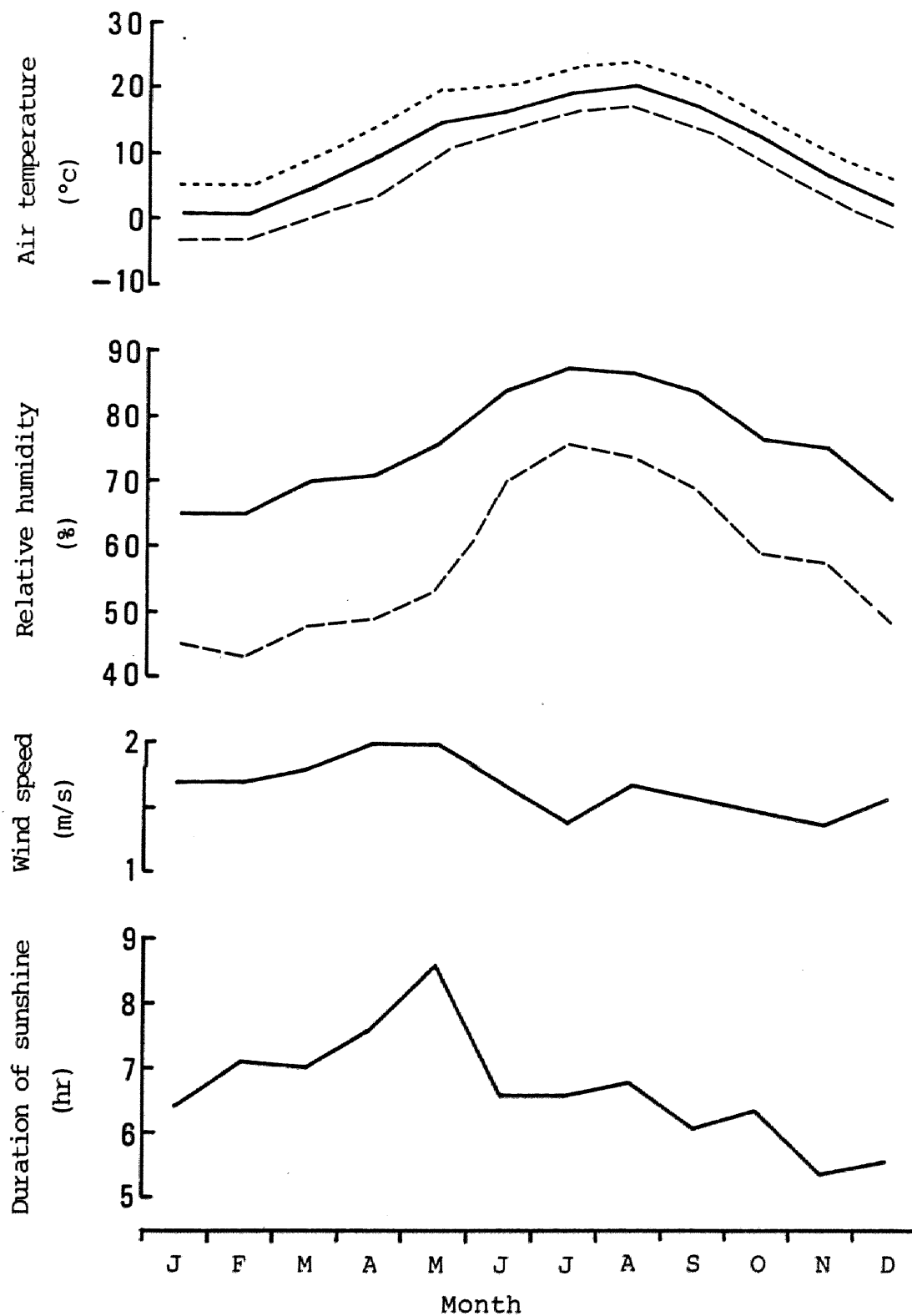
- *: observation tower, □: interception plot,
 ■: weather station, ○: soil evaporimeter,
 ●: PAN evaporimeter, △: tensiometer

扱う際に必要とされる広さより小さい。対象とする群落の吹走距離は、風上方向に測器設置最高高度の100倍以上あることが理想とされる(12)。いま、微気象観測鉄塔から東西南北方向の林縁までの水平距離を算出すると、それぞれ143 m、71 m、114 m、43 mとなる。一方、微気象観測塔上の乾・湿球温度計の最高高度は14 mである。したがって、吹走距離の長い東方向で、設置最高高度に対する倍率は約10倍である。ただし、吹走距離が最長(約500 m)である南西方向の倍率は約36倍に相当する。

このように、前記した基準からすると、本林分は小さな林分と判定される。

2. 気象概況

本林分の北西約100 mの地点にある気象観測露場(図2-1)において、1980～1982年に得られた資料(図2-2)から、気象概況を説明する。なお、露場の各種測器は表2-2のと



Figure' 2-2 Meteorological conditions of the experimental site(1980-1982)

-----Maximum, ————Mean, - - - - -Minimum

Table 2-2 Instruments in weather station

Factor	Type	Specification
Wind direction	wind vane	16 directions
Wind speed	three-cup and wind-run anemometer	one pulse : 300m wind-run
Temperature	bimetal thermometer	accuracy : $\pm 1.0^{\circ}\text{C}$
Relative humidity	hair hygrometer	accuracy : $\pm 5\%$
Duration of sunshine	bimetal heliograph	sensitivity : 0.4 cal/min cm^2
Rainfall	tipping-bucket raingage	one pulse : 0.5mm

おりである。

気温は8月に最大で、2月に最小となる季節変化を示し、年平均では11.3℃である。期間中の月最高気温は25.9℃、月最低気温は-4.4℃を記録した。相対湿度は梅雨期の7月に最大で、厳冬期の2月に最小となり、年平均では75.9%を示す。平均風速は1.4~2.0 m/secの範囲にあり、夏から秋にかけて弱い傾向がある。また、風向は図2-3に示した風向分布から読み取れるように、4月~10月は南もしくは南西が、その他の月では北西もしくは南西が卓越する。そのため、樹木の生育期である4月~10月には、吹走距離の長い南~南西の風が主風向になることがわかる。

日照時数は5月に最大で8.6時間、11月に最小で5.4時間となり、年平均では6.7時間に達する。降水量は梅雨期と台風期に多く、年降水量は1504.1 mmである。降雪は1月と2月を中心に4~5回程度みられるが、量的には微小である。なお、降水量は自記雨量計と貯水型

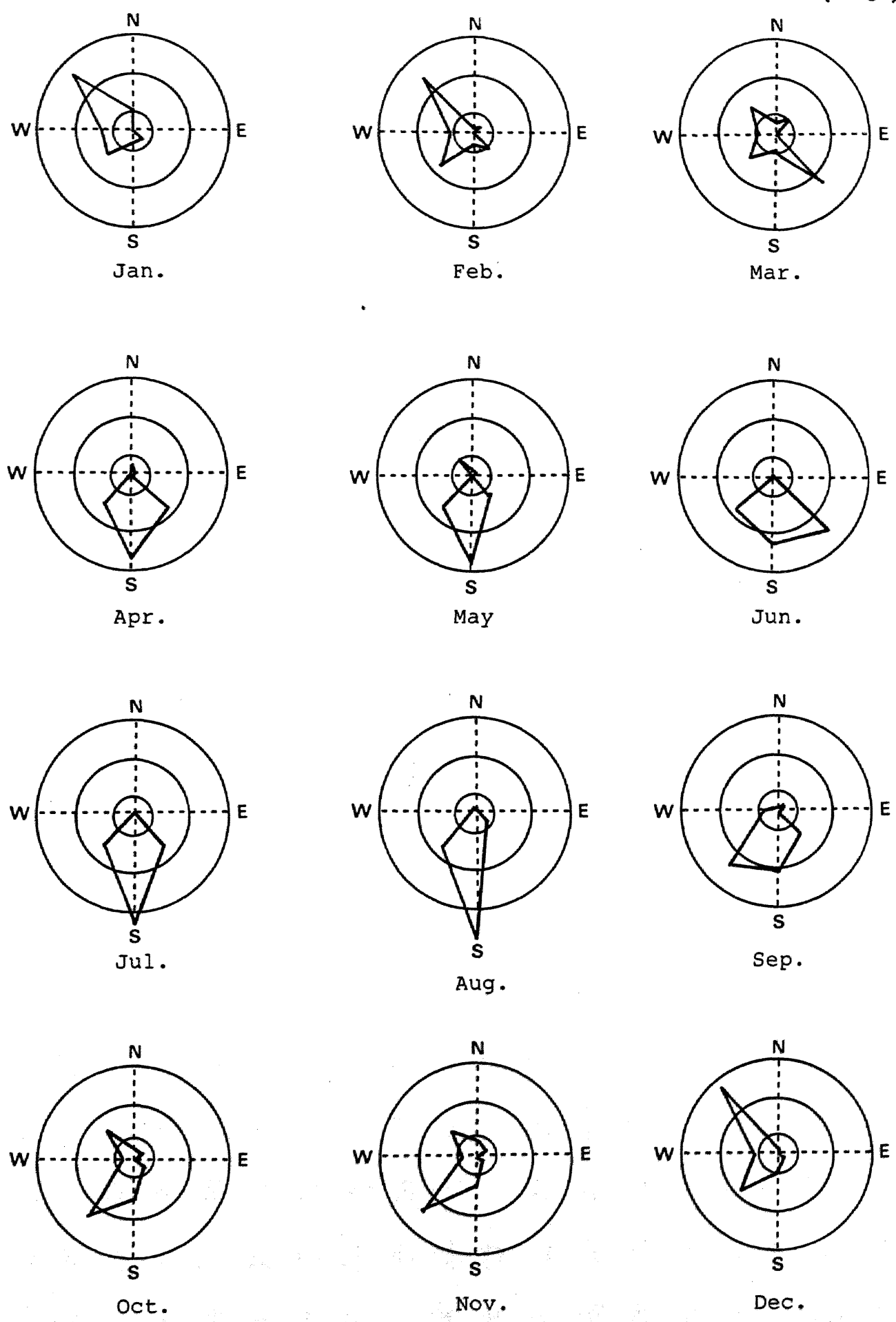


Figure 2-3 Seasonal variation of wind direction

雨量計で測定し、後者を基準にして自記雨量計の時間雨量を補正した。

各年の気象の特徴は、1980年は8月の気温が低く冷夏といわれたこと、1981年は5月と6月の気温が低いこと、梅雨期の降雨量が少く、空梅雨気味であったことが挙げられる。1982年は前2年に比較し、8月と9月の降水量が多いことが目立つ。

3. 土壌

表層地質は第三紀初期の花崗岩で、土壌型はBa、土性はロームである。土壌の理學性は表2-3の通りである。これは、国有林野土壌調査方法にもとづく土壌断面調査と理學性試験の結果である。土壌層位はA₀層が約1cm、A層が約30cmで、以下B、C層が数mに及ぶ。土壌の間隙率は約83%で、粗孔隙は表面に近いほど多い。飽和透水係数は深さ0~4cmで 10^{-2} cm/secのオーダー、それ以深では 10^{-3} cm/secのオーダーへ移る。

Table 2-3 Physical properties of the soil layer

Depth (cm)	Horizon	Color	Texture	Structure	Coarse porosity (%)	Fine porosity (%)	Total porosity (%)	Water max. (%)	Air min. (%)	Saturated conductivity (cm/s)
0- 4	A ₁	7.5YR2/1	L	Gr	46.4	39.8	86.2	80.6	5.6	1.5×10^{-2}
10-14	A ₂	7.5YR2/2	L	Gr	42.2	39.3	81.5	78.7	2.8	7.0×10^{-3}
20-24	A ₂	7.5YR2/3	L	Gr	41.8	39.8	81.6	76.7	4.9	3.3×10^{-3}
30-34	B	7.5YR4/3	L	Bk	37.9	43.9	81.8	77.9	3.9	4.1×10^{-3}
40-44	B	7.5YR4/4	L	Bk	36.7	46.5	83.2	77.0	6.2	6.9×10^{-3}

根系は表面から深さ 10 cm の範囲に密生し、深さとともに減少する。そして、深さ 80 cm を越えるとほとんど見られなくなる。また、細根は表層付近に集中する。

第 2 節 観測装置

1. 微気象観測装置

蒸発散および放射環境の解析に必要な放射量、乾・湿球温度、風速は、林内に建てられた気象観測塔で測定した。観測塔は三段伸縮式の鉄塔で、先端部には各種測器を取付ける鋼製ポールが、また地上高 7 m のところには観測用の踊場がある。各種測器の配置と仕様は、それぞれ図 2-4、表 2-4 に示す。

全短波および反射短波放射は全天日射計（設置高度 14.8 m）で、純放射は示差放射計（設置高度 1 m と 13.5 m）で測定した。乾・湿球温度の測定は通風式乾・湿球温度計（設置高度 8、10、11、14 m）で、風速は三杯式風速計（設置高度 11、13 m）で行った。林冠上

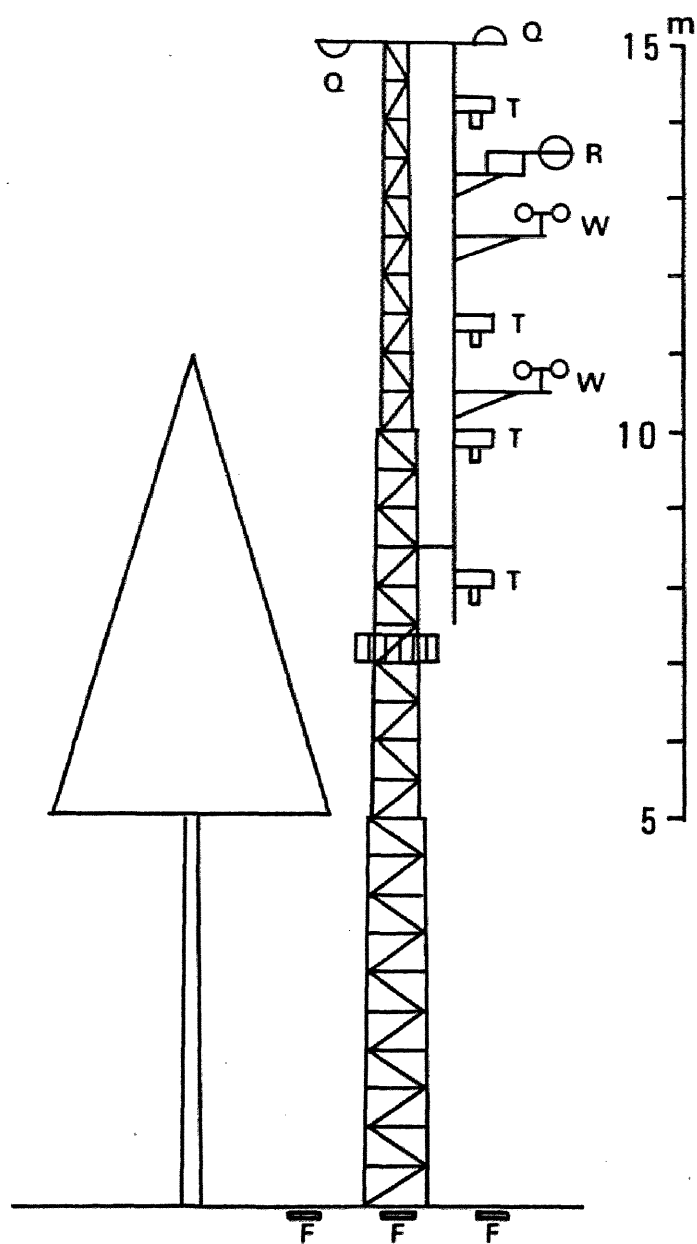


Figure 2-4 Schematic diagram showing installation of sensors

Q: pyranometer, R: net radiometer,

T: wet- and dry-bulb thermometer,

W: anemometer, F: heat flux plate

Table 2-4 Instruments for micrometeorological measurement

Instrument	Specification
Anemometer	three-cup generated type, range of sensitivity: 2-60m/s, accuracy: ± 0.5 m/s (below 10m/s)
Pyranometer	spectral range: 0.29-3.0 μ m, sensitivity: 6.8mV/cal. \cdot cm ² min, response time: 3.8 sec, accuracy: below ± 2.5 %, thermocouple: copper-constantan
Net radiometer	spectral range: 0.3-30 μ m, response time: 12 sec, sensitivity: about 30mV/kw \cdot m ² , accuracy: ± 5 %, thermocouple: copper-constantan
Wet- and dry-bulb psychrometer	ventilated type, sensor: Pt-resistance, range: -10 $^{\circ}$ C - +40 $^{\circ}$ C, 20 - 100 % R.H., accuracy: ± 0.3 $^{\circ}$ C, ± 2.5 % R.H.
Heat flux plate	range: 10 - 10 ³ Kcal/m ² \cdot h, sensitivity: 0.02 mV/Kcal \cdot m ² \cdot h, internal resistance: 300 Ω , thermal conductivity: 0.0075 $^{\circ}$ C \cdot m ² h/Kcal, size: 80mm (L) x 20mm (W) x 1.5mm (H)

の乾・湿球温度計の高度は、2高度間の温度差にもとづき試行錯誤で決定した。その際、既往の設置例(4, 17, 38, 92)をも参考にした。

測器の点検と保守はつぎのように行った。全天日射計のガラスドームの掃除は週1回行い、またシリカゲルは変色具合から判断し、適宜交換した。示差放射計のポリエチレンドームの交換は月1回を目途とした。乾・湿球温度計の精度は、アスマン通風乾湿計により検定し、その差が $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ 以下になるよう調整した。湿球温度計の水補給は週1回、ガーゼ交換は月1回行った。

各測器からの信号は、地下ケーブルで観測小屋内に送信され、データ集録装置で変換、処理される。微気象データは2分間隔でサンプリングされ、30分ごとに平均値もしくは積算値として印字される。さらに、24時間で日量が出力される。同時に、後述する熱収支・ボーエン比法による蒸発散量の計算値も打ち

出される。

2. 樹冠による降雨遮断量測定装置

樹冠による降雨遮断量は、林外雨量から樹冠通過雨量と樹幹流下量を差引いて求められる。そこで、平均的な立木密度とみなせる地点を選び、 $6.5\text{ m} \times 4.5\text{ m}$ の樹冠遮断量試験区を設定した(図2-1, 5)。樹冠通過雨量は幅 20 cm 、長さ 512 cm の樋型雨量計3本を樹冠の疎密を考慮して配置し、測定した。なお、その受水面積は樹冠遮断量試験区の約11%に相当する。

一方、樹幹流下量は、試験区内の全木(6本)に集水装置(図2-6)を取付け測定した。この集水装置は内径 20 mm のシリコンホースを背割りにし、それを地上高 1.2 m で幹にカウー状に巻き付け、幹とホースのすき間に樹脂製の充填材を詰めたものである。

樋型雨量計と樹幹流集水装置からの雨水は、ビニールホースで自動量水器に導かれる。自

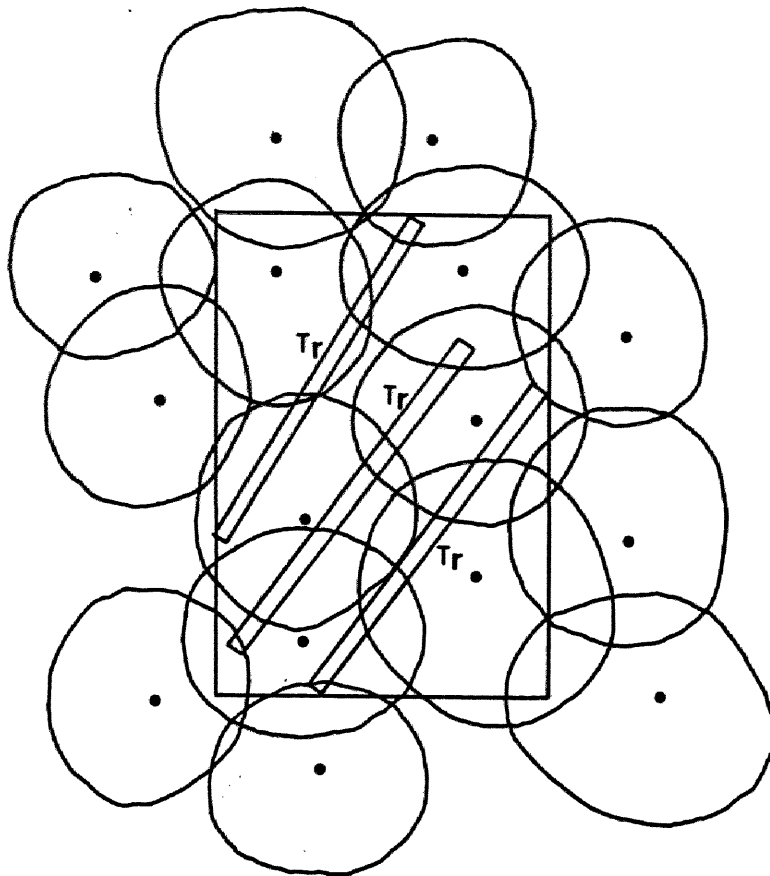


Figure 2-5 Crown cover map of the interception plot and the arrangement of throughfall troughs

T_r : throughfall trough

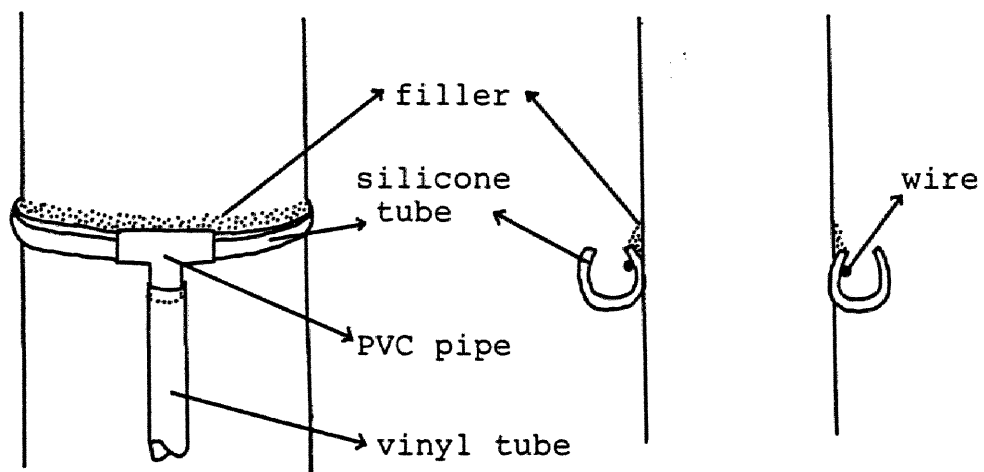


Figure 2-6 Device to measure stem flow

動量水器は自動排水装置付きのタンク（11）とフロート式の自記水位計で構成される。したがって、流量はタンクの水位変化から計算される。なお、タンク容量は120 L、排水速度は100 L/minである。

樹幹流下量の水高換算に当っては、本林分が単純一斉林であり、樹冠の大きさが比較的均一であることから、樹冠遮断量試験区内外の樹冠の張出しは、面積的に相殺されると判断した。そのため、単位面積当りの水高は、樹幹流下量を試験区の面積で割って求めた。

3. 地面蒸発量測定装置

地面蒸発量は林冠の疎密度を考慮して、林内5ヶ所（図2-1）に配置した地面蒸発計を用いて測定した。地面蒸発計は図2-7のように、外径172 mm、高さ220 mmの硬質ポリエチレン製の容器である。この中に砂およびフィルターを詰め、その上に現地で切り取った不かく乱の土壌柱を入れる。地表面の挿入孔に

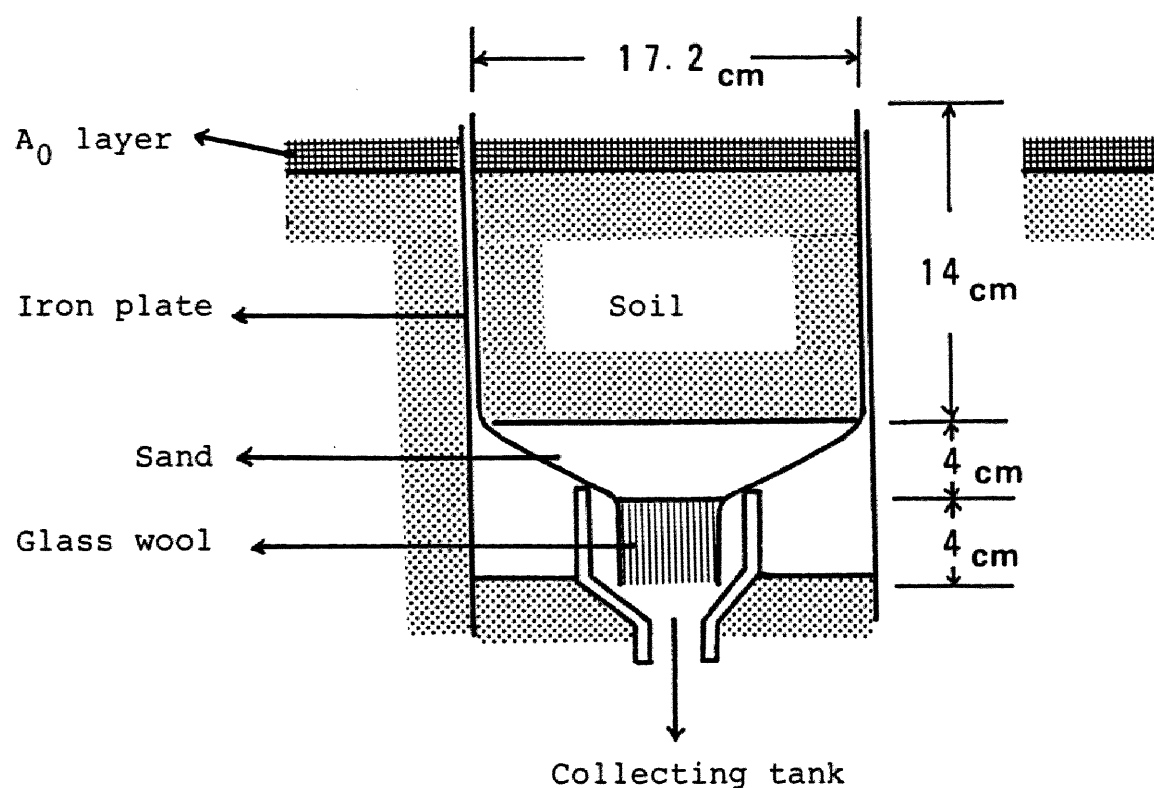


Figure 2-7 Diagram of soil evaporimeter installed on the forest floor

は、地面蒸発計の出し入れの際に、周囲土壌が崩れるのを防止するため、鉄板がはめ込まれている。地面蒸発計からの浸透水は、ロート状の受水部を通り、ビニールホースで貯水タンクに導かれる。

地面蒸発量は、(2-1)式の水収支式右边の各項を一定期間ごとに測定し求める。

$$E_s = P - R \pm \Delta S \quad (2-1)$$

ここで、 E_s ：地面蒸発量、 P ：地面蒸発計に入る降水量、 R ：浸透量、 ΔS ：地面蒸発計内の水分変化量。

R は貯水タンクの水量を、 ΔS は地面蒸発計の全重量を天秤で計量して求めた。天秤の感度 0.5 g は地面蒸発計の単位面積当りの水高に直すと、 0.02 mm に相当する。また P は地点によるバラツキが大きいので、以下の手順で各地面蒸発計の P を推定した。

地面蒸発計の設置地点に同径の貯水型雨量計を置き、これより約 50 cm 離れた地点に配置した 20 cm 口径の貯水型雨量計との間で、降雨

量の比較を行う。そして、あらかじめ両者の回帰式を各地点ごとに決定する。したがって、地面蒸発量の観測期間においては、併置した20 cm口径の雨量を回帰式に代入し、地面蒸発計へのPを推定する。

(2-1) 式の水収支各項の測定は1週間ごとに行った。その際、地面蒸発計への落葉落枝、球果の混入は誤差の原因となるので、色の違いなどにもとづき、できる限り除去した。

地面蒸発はA₀層の状態と土壌の水分状態が影響するので、A₀層重とその水分保持特性および土壌水分量をあわせて測定した。A₀層の水分保持特性は30 cm × 30 cmのA₀層資料を16個採取し、室内において浸水法で調べた。土壌水分量はU字管式水銀マノメーターを使用したテンシオメーターを、地表面下5、10、20、30、50 cmの深さに埋設し(図2-1)、週1回指示値を読み取った。さらに、地面蒸発量との比較のため、林内に直径120 cm、深さ25.4 cmの大型蒸発計を設置し(図2-1)、水面蒸

発量を測定した。水面蒸発量は集録装置を介して、微気象データと同一のフォーマットで印字される。なお、大型蒸発計の精度は ± 0.5 mm である。

第 3 節 放射収支式と蒸発散量推定式

1. 放射収支式

大気層表面の単位面積に入射する太陽放射量は、太陽までの距離と方向で決まる。これは大気外太陽放射と呼ばれ、(2-2) 式で定義される。

$$Q_{ext} = \frac{Q_0}{l} (\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega) \quad (2-2)$$

1 日の Q_{ext} は (2-2) 式を日出、日入時刻の時角 ($-\omega_0 \sim +\omega_0$) で積分した (2-3) 式で与えられる。

$$Q_{ext}^* = \frac{\pi Q_0}{\pi l^2} (\omega_0 \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_0) \quad (2-3)$$

ここで、 Q_{ext} : 大気外太陽放射量、 Q_0 : 太陽常数、 l : 地球・太陽間の平均距離に対する実距離の比、 φ : 緯度、 δ : 太陽赤緯、 ω : 時角 (南中から測る)、 π : 周期、 ω_0 : 日

出、日入時刻の時角。

大気外太陽放射量は、地球の大気層を通過する際に吸収、散乱され、地表面に届く放射量は減少する。また、放射量は地表や大気の状態により、時間的、空間的に変動する。

このようにして太陽からの全短波放射（日射）は届くが、その一部は地表面で反射される。これが反射短波放射で、全短波放射に対する割合がアルベドである。一方、大気と地表からは、表面温度の4乗に比例した長波放射がそれぞれ下向き、上向きに射出される。前者は大気放射と呼ばれ、また両者の差が有効長波放射に相当する。そして、地表面が正味に受け取る純放射量は、短波放射と長波放射の収支合計になる。この関係は（2-4）式で表示される。

$$R_n = (Q - Q_{\text{ref}}) + (L_{\downarrow} - L_{\uparrow}) \quad (2-4)$$

ここで、 R_n ：純放射量、 Q ：全短波放射量、 Q_{ref} ：反射短波放射量、 L_{\downarrow} ：大気放射量、 L_{\uparrow} ：地表面からの長波放射量。

(2-4) 式が放射収支式で、 R_n が(2-4)式右辺第1項の短波放射の収支と第2項の長波放射の収支で与えられることを示す。また、 $L\uparrow$ はステファン・ボルツマン式を基礎に、次式で表示される(56)。

$$L\uparrow = \varepsilon \sigma T_o^4 + (1 - \varepsilon) L\downarrow \quad (2-5)$$

ここで、 ε ：長波放射の射出率、 σ ：ステファン・ボルツマン定数、 T_o ：表面の絶対温度。

第3章では、これらの式にもとづいて、森林における放射の出入と収支を解明する。

2. 蒸発散量推定式

1) 熱収支・ボーエン比法

熱収支・ボーエン比法は、Bowen (6) が提案したボーエン比を熱収支式(2-6)に組込んだ推定法で、一般に(2-7)式で与えられる。森林ではBとAが他の熱収支項に比較して小さいので省略した(28)。

$$R_n = \lambda E + H + G + B + A \quad (2-6)$$

$$\lambda E = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (2-7)$$

ここで、 E ：蒸発散量、 H ：顕熱伝達量、 G ：地中熱流量、 B ： CO_2 固定に利用される熱量、 A ：移流による熱輸送量、 λ ：水の蒸発潜熱（ $\lambda = 597 - 0.6T$ ）、 T ：温度、 β ：ボーエン比。

ボーエン比は次式で定義される。

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} = r \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (2-8)$$

ここで、 ΔT 、 Δe ：2高度間のそれぞれ温度差、水蒸気圧差、 r ：乾湿計定数。

本論文では、(2-8)式の水蒸気圧を消去し、乾・湿球温度から計算できる(2-9)式を用いた。

$$\lambda E = (R_n - G) \left\{ 1 - \frac{r(T_{D1} - T_{D2})}{(\Delta + r)(T_{W1} - T_{W2})} \right\} \quad (2-9)$$

ここで、 T_{D1} 、 T_{D2} ：2高度の乾球温度、 T_{W1} 、 T_{W2} ：2高度の湿球温度、 Δ ：飽和水蒸気圧曲線の勾配。

森林からの蒸発散量は、 R_n 、 G および2高

度における乾・湿球温度から計算されることがわかる。なお、(2-9)式の森林での適用においては、従来30分もしくは1時間の計算時間スケールが用いられている。

2) Penman-Monteith 法

Monteith (57) は水面蒸発量を与える Penman 式に、植物生理学的な要素を導入することにより、植物群落からの蒸発散量推定式 (2-10) を導き出した。これは植物群落における水蒸気輸送の抵抗が、群落抵抗と空気力学的抵抗の和として表現されることを物理的基礎とする。

$$\lambda E = \frac{\Delta(R_n - G)}{\Delta + r(1 + \frac{r_c}{r_a})} + \frac{\rho C_p [e^*_{T(z)} - e(z)]/r_a}{\Delta + r(1 + \frac{r_c}{r_a})} \quad (2-10)$$

ここで、 r_c : 群落抵抗、 r_a : 空気力学的抵抗、 ρ : 空気密度、 C_p : 空気の定圧比熱、 $e^*_{T(z)}$: 高度(z)の葉表面温度 $T(z)$ における飽和水蒸気圧。

r_a 、 r_c が既知の場合、蒸発散量は R_n 、 G お

よび、高度における T と e から計算できる。

なお、(2-10) 式の右辺第1項は放射項、第2項は空力項と呼ばれる。

また、対象とする植物群落が十分に濡れている場合には、群落抵抗を無視することができ。すなわち、樹体に付着した雨水の蒸発は、群落抵抗に関係なく進行する。そのため、樹冠遮断量は(2-10)式の r_c をゼロとみなした次式で推定できる。

$$\lambda E = \frac{\Delta(R_n - G)}{\Delta + r} + \frac{\rho C_p [e^*(T(z)) - e(z)] / r_a}{\Delta + r} \quad (2-11)$$

第4章では(2-11)式を用いて、樹冠遮断量の予測を行う。

熱収支・ボーエン比法を用いる場合、蒸発散の推定精度は2高度間の乾球・湿球温度差に大きく依存する。そのため、乾球・湿球温度計の配置と精度の維持がポイントになる。

一方、Penman-Monteith 法では1高度の乾球・湿球温度でよいが、 r_a 、 r_c の決定が問題となる。 r_a 、 r_c は森林ごとにあらかじめ決めなければ

ならないが、森林条件と気象条件が関与する
ため、煩雑な手順を踏む必要がある。そのた
め、 r_a 、 r_c の合理的かつ簡便な推定法を見出
すことも一つの課題である。

第3章 森林の放射収支

蒸発散には熱エネルギーの供給が必要であり、それは大部分太陽からの放射に依存することは明白である。しかし、森林に到達する全放射量が、蒸発散に利用可能な熱エネルギーにはならない。(2-4)式からわかるように、一部は反射され、また一部は長波放射として再び天空に戻る。そのため、蒸発散量の熱源として利用可能な放射量を正確に見積る必要がある。この放射量が純放射量であり、前章で説明した蒸発散量推定式には必ず含まれる。

純放射量は示差放射計で測定されるが、交流電源、保守・管理などの問題で、森林におけるデータは乏しい。とくに、長期連続データとなると皆無に等しい。そのため、森林における純放射量の実態はもとより、各種放射量の変化特性や収支については、不明な点が多いのが現状である。

したがって、本章第1節では森林における各種放射の振舞を経時的に把握し、その動態を実証的に解析する。第2節では、植物群落間の純放射量の差異がアルベドに依存することに着目して、森林のアルベドの実態を明らかにする。第3節では、純放射量と全短波放射量を時間スケールを替えて取扱い、両者の回帰式を決定するとともに、その回帰係数、定数の物理的意味を考察する。そして第4節では、森林における放射収支の実態を解明する。

なお、観測期間中に発生した落雷、停電などにより欠測した放射データは、以下の手順で補充した。

全短波放射量の補充には、本林分より約30 km離れた林業試験場の筑波森林水文試験地で測定されている全短波放射量を利用した。すなわち、両観測点における全短波放射量の関係を表わす回帰式を月ごとに作り、これに欠測日の水文試験地の測定値を代入し、欠測を

補う。また、反射短波放射量と純放射量の欠測は、月ごとに全短波放射量との回帰式を決定し、欠測日の全短波放射量から推定する。なお、解析期間は1980年～1981年である。

第1節 放射量の変化特性

1. 放射量の日変化

各種放射量の日変化を調べるため、代表日として1980年1月16日と5月23日を取り上げ、図3-1に示した。図中の L_n は有効長波放射で、次式で定義される。

$$L_n = L_{\downarrow} - L_{\uparrow} \quad (3-1)$$

ここで、 L_{\uparrow} は(2-5)式において、 $\varepsilon=1$ 、 T には地上高10mの乾球温度を代入して求めた。 L_{\downarrow} は(2-4)式から算出される L_n と、上で求めた L_{\uparrow} から計算した。

Q は日出とともに増大し、正午ごろにピークになり、午後には減少する。晴天日の日変化形は各月ともほぼ似ているが、ピーク値は夏季に大きく、冬季に小さい。 Q の最大値は

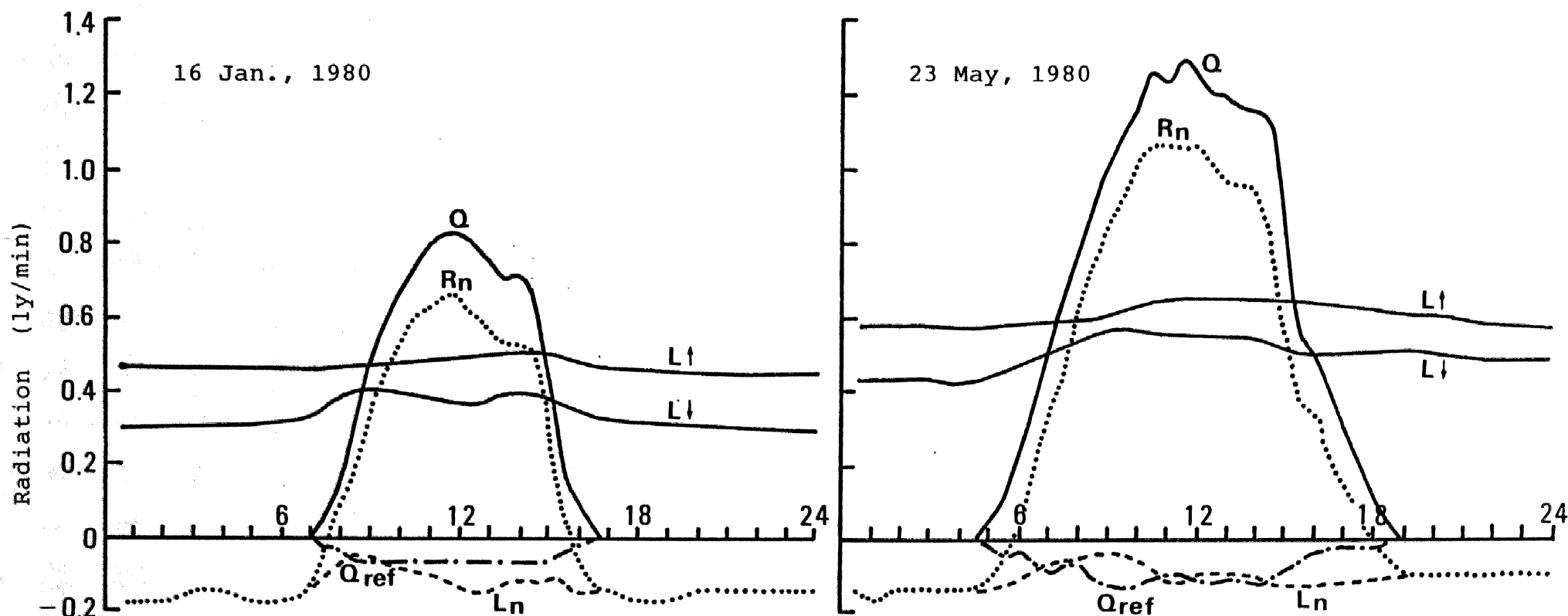


Figure 3-1 Diurnal variation of radiation balance components
over the hinoki stand

Q: total short-wave radiation, Rn: net radiation, Qref: reflected
short-wave radiation, $L\uparrow$, $L\downarrow$: upward and downward long-wave radiation,
 L_n : effective long-wave radiation

$1.36 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ で、4、6、7月に出現した。
 Q_{ref} は Q と同じ日変化を示し、正午ごろにピークを示す。その値は各月とも Q の約10%に相当する。 R_n は夜間に負値で推移するが、日出後1時間ほどで正值に転じ、日中は Q と同じ位相で変化する。そして、日入約1時間前に再び負値になる。夜間の R_n は $-0.20 \sim 0.0 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ の間にあり、この値域には季節差が認められない。しかし、天候条件すなわち快晴日と曇天日では値域が異なり、前者で $-0.20 \sim 0.0 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ であるのに対し、後者では $-0.14 \sim 0.0 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ となる。また、 R_n の最大値は8月に出現し、 Q の約95%に相当する $1.23 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ であった。

$L\downarrow$ は日中にいくぶん大きくなるが、 Q や R_n に比較すると、変化幅は小さく終日安定している。 $L\downarrow$ の変動域は $0.25 \sim 0.75 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ で、夏季に大きく、冬季に小さい季節変化を示す。また、日変化幅は曇天日より晴天日の方が大きい傾向がある。一方、 $L\uparrow$ の変化も全般的に

緩慢で、年間を通して $0.40 \sim 0.70 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ の範囲を推移する。変化幅は $L\downarrow$ より少し狭い。 $L\uparrow$ の日変化の上、下限値は夏季に大きく、冬季に小さいのは $L\downarrow$ と同じであるが、天候条件への依存度は $L\downarrow$ より小さい。

L_n は一定の日変化パターンを示すことはなく、変化は複雑である。変化範囲は $-0.20 \sim +0.06 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ であるが、正值はまれである。これはほとんどの時間帯で $L\downarrow < L\uparrow$ が成立することと符合する。 L_n の日変化における上、下限値に季節変化はみられないが、下限値は天候の影響を受け、快晴日の下限値は曇天日のそれより小さい。そのため、快晴日の変化幅は大きくなる傾向がある。

前記した L_n の正值は冬季より夏季、午後より午前に出現する頻度が高い傾向が見出されたものの、その原因は明らかにできなかった。 L_n の正值については、 Stanhill ら (85) が養魚池での放射観測において確認し、その原因として温度逆転層の存在、大気の射出率変化を

挙げている。しかし、推察の域を出ていない。

図 3-1 に示した各種放射の日変化は快晴日のものであるが、曇天日、晴天日には、天候条件おもに雲量とその変動により、種々の変化波形が出現する。また、本林分における各種放射の日変化形は、いろいろな植物群落で報告されているもの(39, 42, 56, 68)と大差ないと判断された。

2. 放射量の季節変化

各種放射量の季節変化を日単位で図 3-2 に示した。図中の斜線部分は、 L_{\downarrow} と L_{\uparrow} の差すなわち L_n の絶対値に相当する。また、 R_n^* は R_n の日変化における正值部分の積算値に等しい。

(2-3) 式中の太陽赤緯は、荒木(1)の提案した略算式から計算した。

Q は櫛歯状の変化であるが、快晴日をつなぐと、5月頃に最大で約 $650 \text{ cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 、12月頃に最小で約 $250 \text{ cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$ の季節変化が読み取れる。6, 7月の放射量の落ち込みは梅雨の影響

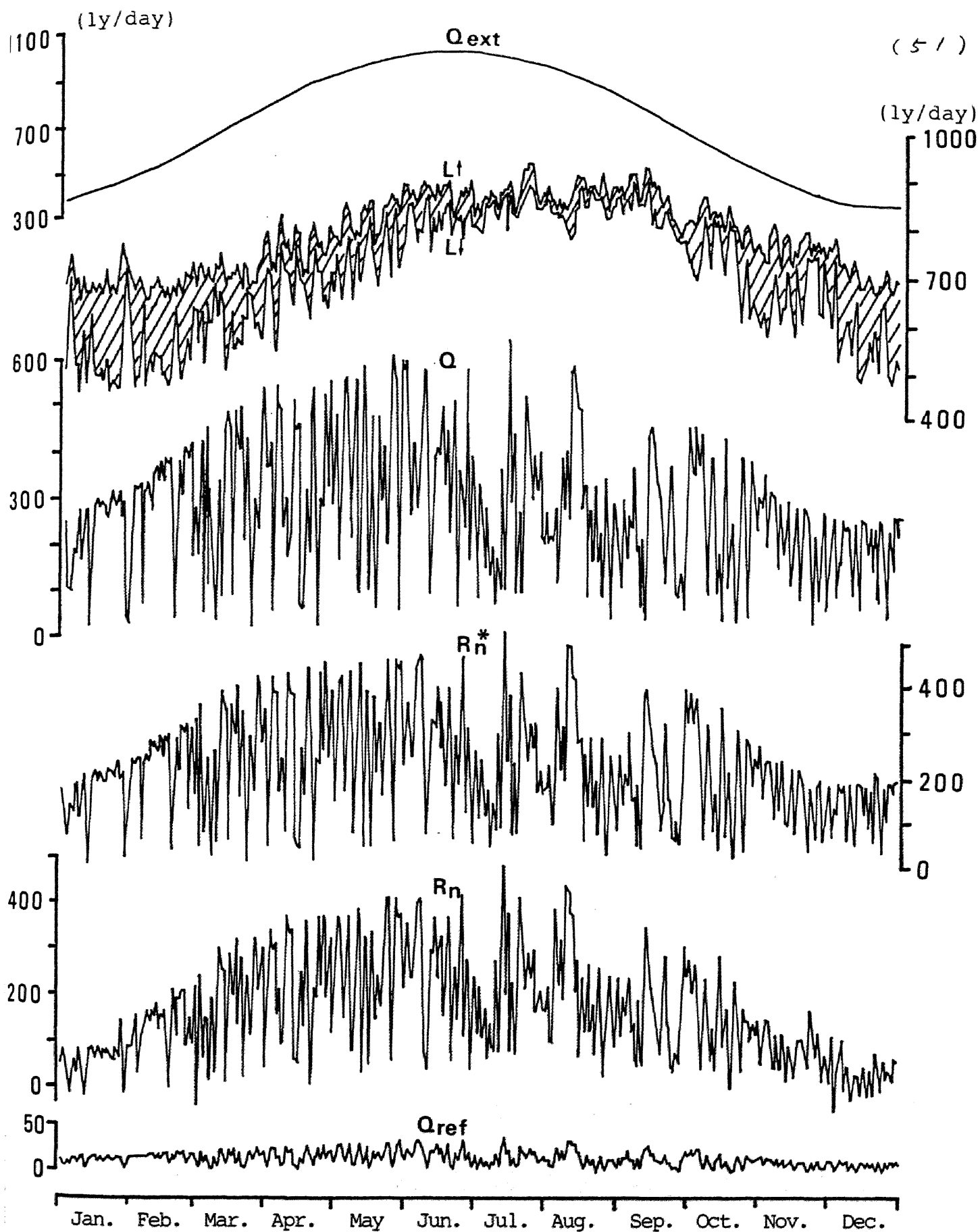


Figure 3-2 Seasonal variation of various radiation (1980)

Q_{ext} : extra-terrestrial radiation, L_{\uparrow} , L_{\downarrow} : upward and downward long-wave radiation, Q : total short-wave radiation, R_n^* : net radiation in daytime, R_n : net radiation, Q_{ref} : reflected short-wave radiation

響である。Q の Q_{ext} に対する割合を月量で求めると、図 3-3 の季節変化が現われる。この割合は 0.23 ~ 0.63 の間で変動し、夏季に小さく、冬季に大きい。これは空中湿度が低く、晴天日の多い冬季には日射の減衰割合が小さく、湿度の高い夏季にはそれが大きいことを明示している。なお、 Q_{ext} は 6 月の約 $1000 \text{ cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$ から、12 月の約 $400 \text{ cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$ の範囲で推移する。

Q_{ref} は Q と相似した季節変化を示し、夏季に大きく、冬季に小さい。期間中の Q_{ref} の最大値は、1981 年 5 月に出現した $73 \text{ cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$ であった。

R_n も Q と同じ凹凸を繰返し、夏季に大きく、冬季に小さい季節変化を呈する。冬季には負値が現われるのが特徴的である。 R_n の最大値は 7 月の $479 \text{ cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$ であり、また、 R_n の Q に対する割合の最大値は 0.88 に達した。 R_n^* の季節変化の位相は R_n と同じであるが、最大値は $522 \text{ cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$ で、 R_n の最大値を 9 % 程度上

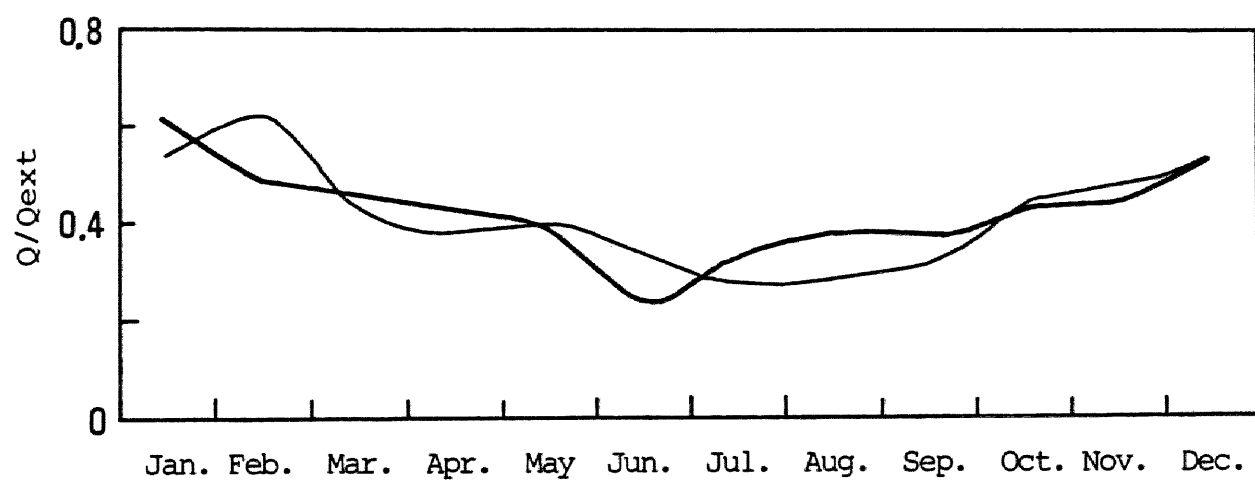


Figure 3-3 Annual course of Q/Q_{ext} in 1980 and 1981
— 1980, — 1981

回る。 R_n^*/Q は 0.4 ~ 0.9 の範囲に位置し、 R_n/Q に比較すると、その幅は狭い。

$L\downarrow$ と $L\uparrow$ はともに夏季に大きく、冬季に小さい季節変化を示すが、ピーク出現期は Q や R_n より遅れ 8 月になる。変化範囲は $L\downarrow$ が 450 ~ 950 $\text{cal cm}^{-2} \text{day}^{-1}$ 、 $L\uparrow$ が 650 ~ 950 $\text{cal cm}^{-2} \text{day}^{-1}$ で、 $L\uparrow$ の方が常に大きい。両者とも年間を通じて Q より大きく、しかも変化幅が小さい安定的な動きをするのが特徴である。 L_n はほとんどの日で $L\downarrow < L\uparrow$ が成立するため負値を示し、-210 ~ +4 $\text{cal cm}^{-2} \text{day}^{-1}$ の範囲に入り、上向きの流れを示す。その絶対値は夏季に小さく、冬季に大きい。冬季の快晴日を見ると、 Q が 250 ~ 300 $\text{cal cm}^{-2} \text{day}^{-1}$ のとき、 L_n が -200 $\text{cal cm}^{-2} \text{day}^{-1}$ にも達する。したがって、 L_n が冬季の放射収支に大きな影響を及ぼすことがわかる。逆に夏季には、 L_n の絶対値が小さいことから、放射収支への影響は小さいと判断される。

第2節 森林のアルベド

1. アルベドの定義

自然物体のアルベドは、波長別の放射強度で重みづけ平均した平均反射率を意味し、(3-2)式で与えられる(45)。

$$\bar{\alpha} = \frac{\int \alpha(\eta) Q(\eta) d\eta}{\int Q(\eta) d\eta} \quad (3-2)$$

ここで、 $\bar{\alpha}$: アルベド、 $Q(\eta)$: 波長 η の太陽放射、 $\alpha(\eta)$: 波長 η の反射率。

(3-2)式の積分は、一般に $0.4 \sim 3.0 \mu\text{m}$ の波長域について実行される。ここでは(3-2)式の分子と分母が、全天日射計で測定された放射量にそれぞれ等しいので、全波長を一括して(3-3)式で算出した。

$$\bar{\alpha} = \frac{Q_{\text{ref}}}{Q} \quad (3-3)$$

森林の反射量は、太陽放射が林冠を通過し林床に達するので、樹体と林床からの反射で構成される。また、アルベドは(2-4)式の放射収支式において、つぎのように組込まれる。

$$R_n = (1 - \bar{\alpha})Q + L_n \quad (3-4)$$

これから、アルベドが R_n を決定する一つの要因であることが理解される。なお、本論文ではアルベドを % で表示する。

2. アルベドの日変化

晴天日と曇天日におけるアルベドの日変化と太陽高度の関係を図 3-4 に示した。晴天日のアルベドは日出、日入ごろに 20 % を越えるが、太陽高度の高い日中は 10 % 前後を推移する。日変化形は非対称な凹形である。この日変化形に季節差は認められない。ヒノキ林の日変化形は、いろいろな植物群落で報告されているもの (10, 21, 56, 62, 72) と同じであった。一方、曇天日のアルベドは全体的には晴天日に似ているが、雲量やその変動に伴い複雑に推移し、日変化は晴天日ほど明瞭でない。

アルベドと太陽高度の関係は図 3-4 右図のような曲線で近似され、晴天日、曇天日とも

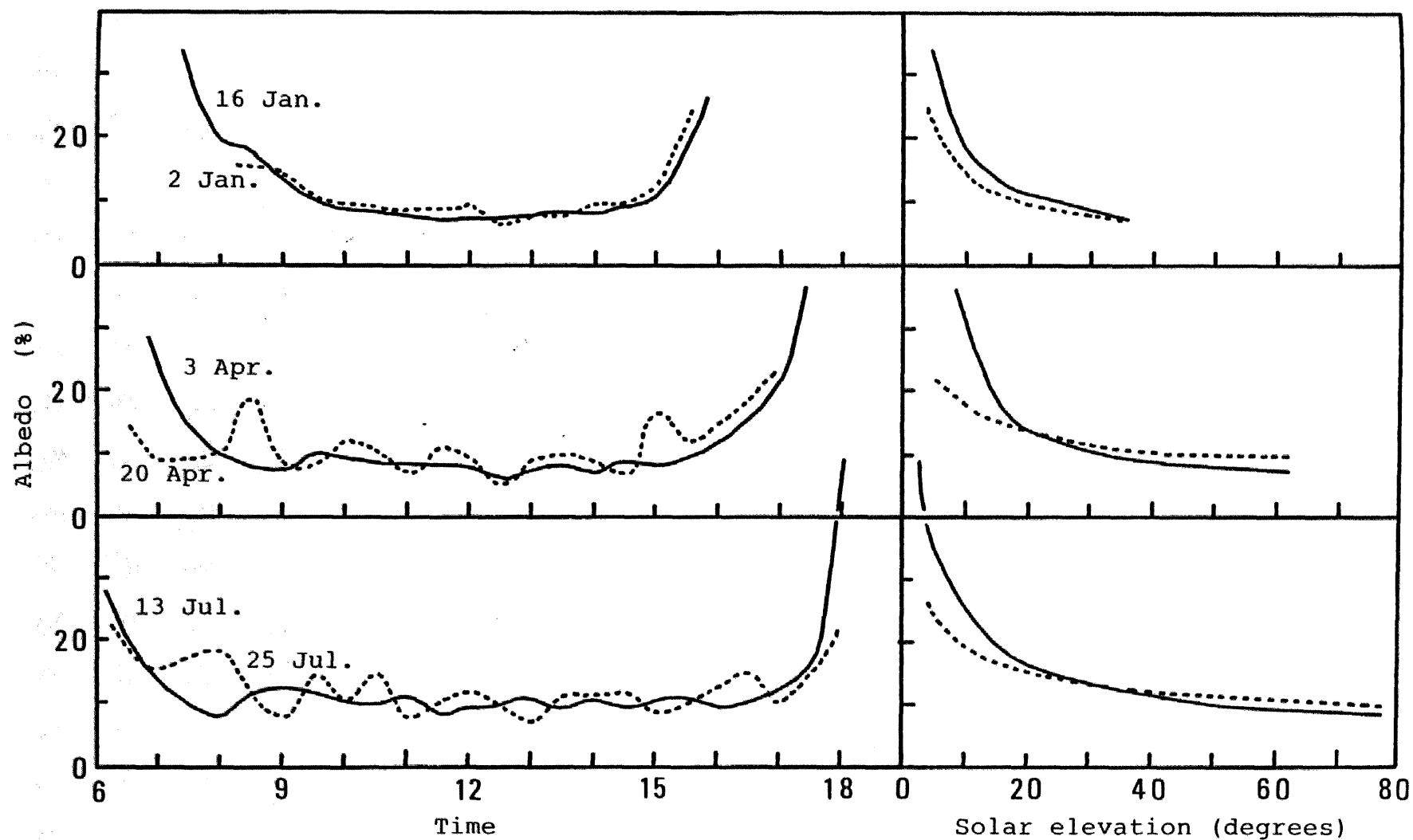


Figure 3-4 Diurnal variation of albedo and albedo as a function of the solar elevation on sunny days (1980)
 — sunny days, - - - - - overcast days

太陽高度が高くなると、アルベドは小さくなる。これは、Stewart (82) など多くの研究者に支持されている結果と一致する。また、曲線は(3-5)式で表示される。

$$\bar{\alpha} = a_0 X^{b_0} \quad (3-5)$$

ここで、 X : 太陽高度、 a_0 、 b_0 : 定数。

1980年の各月の代表日(晴天日)における a_0 、 b_0 および相関係数を表3-1に整理した。これによると、 a_0 は0.401 ~ 2.200、 b_0 は-0.861 ~ -0.442の間で変化するが、そこには季節変化が認められない。

ここで述べたアルベドの日変化の原因として、葉の反射スペクトルの変化、太陽高度の変化に伴う群落内部への入射量の変化および植物の生理的变化が指摘できる(69)。ここでは、アルベドが太陽高度に強く依存することから、上記第2番目の原因によると判断した。すなわち、太陽高度が高くなると林冠内への入射量が増加し、群落要素間での多重散乱の機会が増す。そのため、放射量の捕捉が

Table 3-1 Values of the parameters (a_0, b_0) and the correlation coefficients in Eq.(3-5) on sunny days (1980)

	Jan.16	Feb.23	Mar.11	Apr. 3	May 24	Jun. 6	Jul.13	Aug. 9	Sep.13	Oct.4	Nov. 8	Dec.28
a_0	1.059	1.394	0.842	2.200	0.750	0.845	0.811	0.581	0.701	0.853	0.561	0.401
b_0	-0.757	-0.817	-0.634	-0.861	-0.506	-0.510	-0.524	-0.442	-0.552	-0.584	-0.541	-0.480
r	-0.960	-0.730	-0.810	-0.890	-0.838	-0.778	-0.833	-0.842	-0.866	-0.833	-0.849	-0.564

ふえ、反射量は減少する。

また、アルベドの日変化は、直達放射の割合が高い晴天日の方が曇天日より明瞭である。このことから、アルベドの日変化は、散乱放射より直達放射に依存すると考察された(27)。

天候条件がアルベドに及ぼす影響は、池田ら(37)が提唱した晴れ指数を用いて解析した。晴れ指数は(3-6)式で定義される。

$$C.I. = \frac{Q}{Q_{ext}} \quad (3-6)$$

アルベドとC.I.の関係を1980年の代表月について図3-5に示した。ここでは、白れすなわち無降雨日に限定して論ずる。

各月ともC.I.の変化に対し、アルベドの変化は非常に小さい。確かに、10月に右下りの傾向が存在するが、これは落葉に伴うアルベドの変化を含んでいるためと考えられる。したがって、林分のアルベドは天候条件の影響をほとんど受けないと結論される。中川(62)

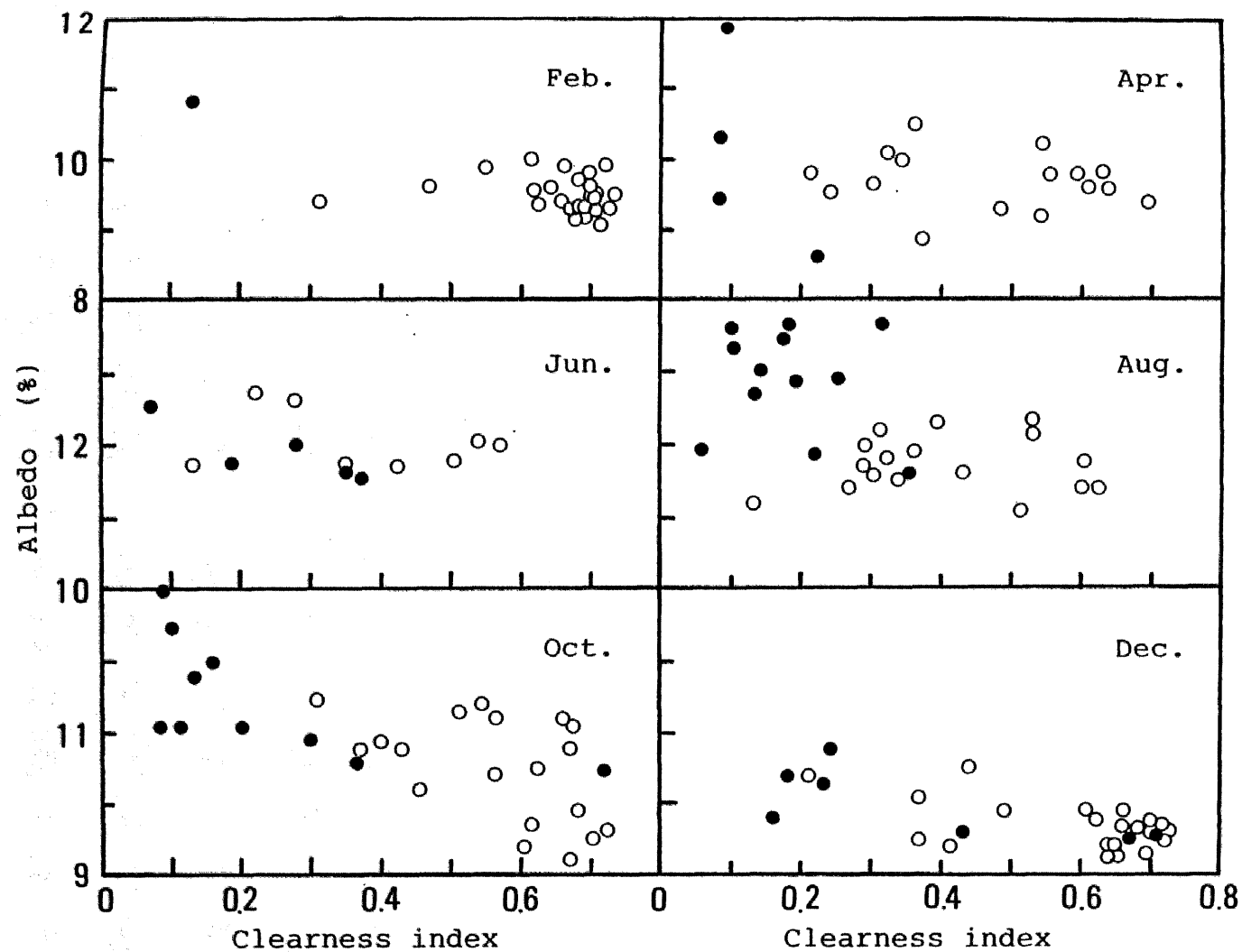


Figure 3-5 Albedo versus clearness index defined by equation (3-6)

o: rainless days, ●: rainy days

は牧草地の放射測定から、アルベドが C.I. の増加とともに大きくなることを報告している。この差異は、本林分と牧草地では群落構造が違うので、そこでの直達および散乱放射の挙動が異なることに起因すると推察された(27)。

3. アルベドの季節変化

(3-3) 式から日単位で計算されたアルベドの季節変化を図 3-6 に示す。ここでは、降雪日と終日降雨があった日を除いた。

アルベドは 8 ~ 13 % の間で変化し、夏季に大きく、冬季に小さい季節変化を示す。さらに詳細にみると、1980 年の場合、1 ~ 4 月はおおむね 9 ~ 10 % の範囲を推移するが、5 月に入ると急激に増大し、下旬には 12 % を越す。そして、6 ~ 9 月中旬までは 12 % 前後を移動し、9 月下旬以後アルベドは減少傾向をたどり、12 月下旬には 9 ~ 10 % 域に落ち着く。1981 年は、4 月に入るとアルベドが漸増傾向を示し、前年と異なるが、それ以外の変化はほ

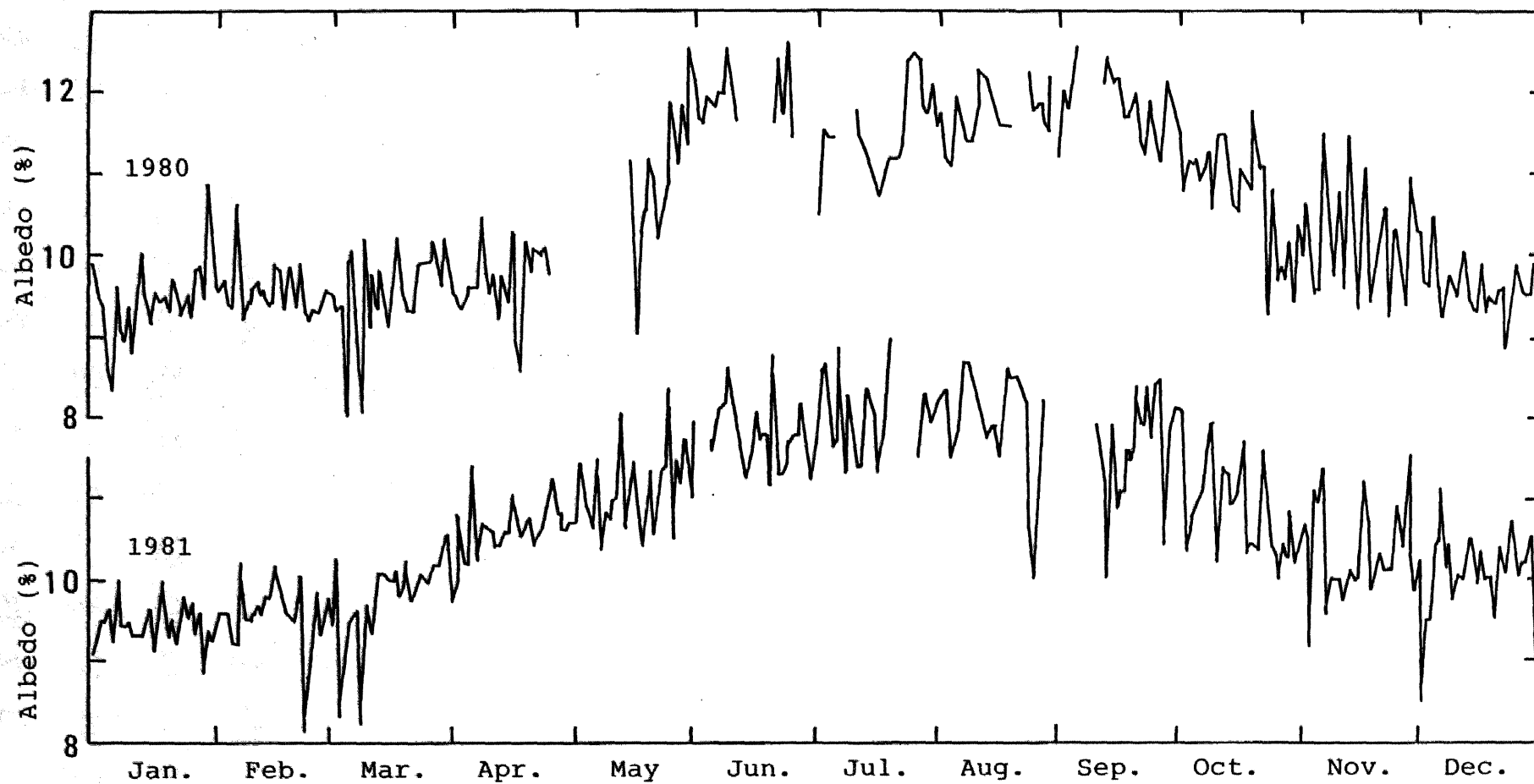


Figure 3-6 Seasonal variation of albedo over the hinoki stand

ば一致している。また、年平均アルベドは1980年、1981年それぞれ10.7%、10.8%であった。

Jarvis ら (41) は世界19地点の針葉樹林について、夏季のアルベドを整理している。それによると日平均アルベドは、*Picea abies* の5~6%から *Pinus halepensis* の14~20%の間に分布し、10%前後に集中する。我国では、井上 (38)、大櫛ら (68) がアカマツ林のアルベドをそれぞれ約10%、11~13%と報告している。松田ら (52) は、カラマツ林のアルベド (9~1月) として約12%を得ている。

このように、針葉樹林のアルベドは10%前後とみなされるので、本林分のアルベドは妥当であると判断される。また、アルベドの季節変化は、Rauner (73) が落葉樹林において、Pinker ら (72) が熱帯常緑樹林において測定した傾向とほぼ一致した。すなわち、アルベドは春季から夏季にかけて増大し、秋季に減少する。しかし、針葉樹林については通年的に

測定した事例が入手できず、その変化を比較検討することができなかった。

つぎに、アルベドの季節変化の原因を林分葉量と太陽高度に着目して解析する。

図 3-7 に月単位で算出したアルベド、林分葉量および太陽高度の季節変化を示した。前記したように、林分葉量は 1982 年～1983 年に測定した。したがって、1980 年と 1981 年の葉量ではないが、ここでは季節変化に注目しているので、年度が異っても、葉量の季節変化に大差はないと考えた。また、太陽高度は各月の初日正午の値である。

アルベドと林分葉量および太陽高度の月変化は全般的によく符合し、アルベドの季節変化には両因子が関係することがわかる。そこで、アルベドと林分葉量の関係を調べると、1～4 月を除くと、両者の増減傾向がほぼ一致する。林分葉量が増加するとアルベドは大きくなり、逆に、林分葉量が減少するとアルベドも小さくなる。同様の結果は、葉発散研

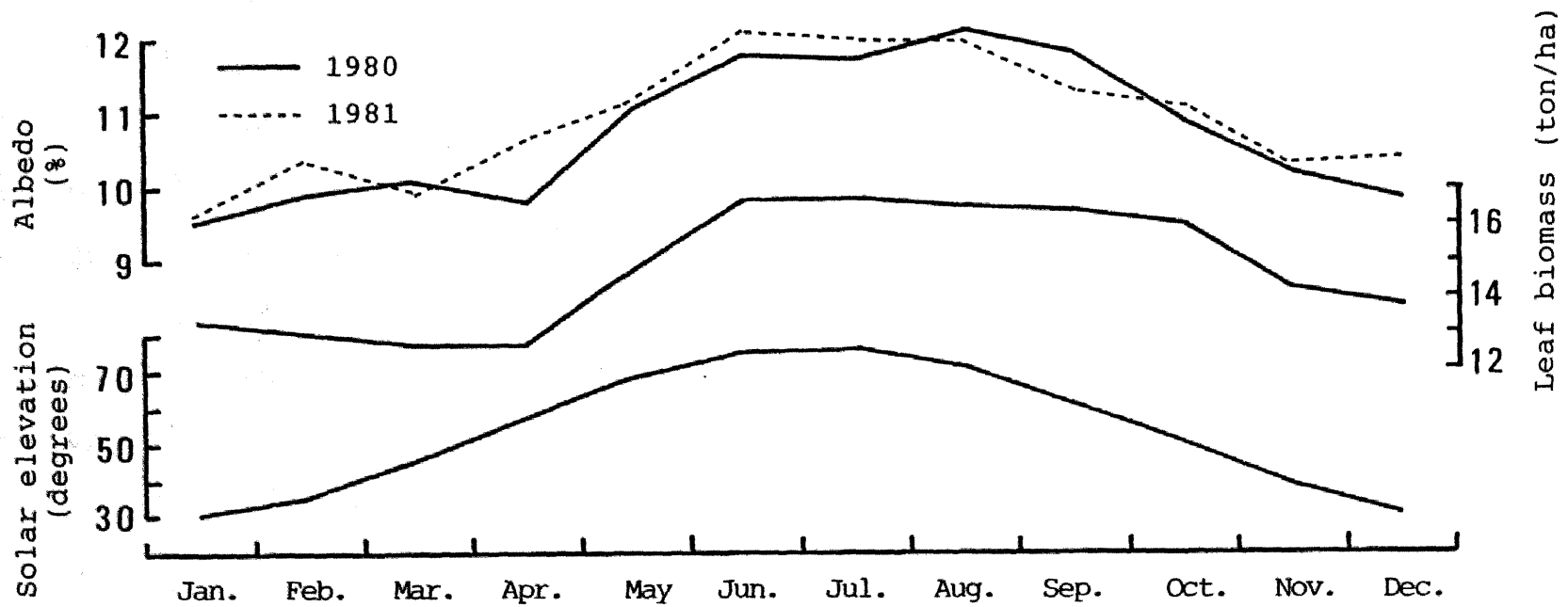


Figure 3-7 Dependence of albedo on the leaf biomass and the solar elevation

究グループ (43)、Monteith (55) がそれぞれ水稲、サトウキビ畑で見出している。このようなアルベドと林分葉量の関係は、林分葉量が増加すると、林冠表面での反射量がふえるためと考察される (27)。

アルベドと太陽高度については、太陽高度は冬季に低く、夏季に高いので、図3-4の結果、すなわち太陽高度が高くなるほどアルベドは小さくなるという事実と突き合わせると、アルベドは冬季に大きく、夏季に小さくなるはずである。実際、このようなアルベドの季節変化は、芝生での観測において報告されている (16、37)。しかし、本ヒノキ林のアルベドの季節変化はこれと逆になった。したがって、太陽高度は太陽放射の林分への入射角を規定するので、アルベドに影響を及ぼす因子であるが、森林の場合、その影響程度は林分葉量より相対的に小さいと結論された。

このように、アルベドの季節変化は林分葉量の変化に依存することが判明した。しかし、

図3-7の1~4月のアルベドの変化は、林分葉量と太陽高度だけでは説明しにくい。そのため、他の因子についても検討する余地がある。葉の色調がアルベドに影響するとする報告(41, 73, 74)もあるので、たとえば、個葉の反射率変化も考慮しなければならない。

第3節 純放射と全短波放射の回帰分析

1. 瞬時値による R_n と Q の回帰分析

晴天日(上段)と曇天日(下段)の R_n と Q の関係を図3-8に示した。図中の白丸と黒丸はそれぞれ午前と午後を区別している。

晴天日の3例は季節を問わず、 R_n と Q に高い相関が認められる。また、午前と午後を較べると、8月には午後のほうが午前の方下に位置しており、ヒステリシスが確認できる。この傾向は、1月と3月ではあまりはっきりしない。

一方、曇天日は晴天日に較べると、バラツキが大きく、 R_n と Q の相関は少し低くなる。

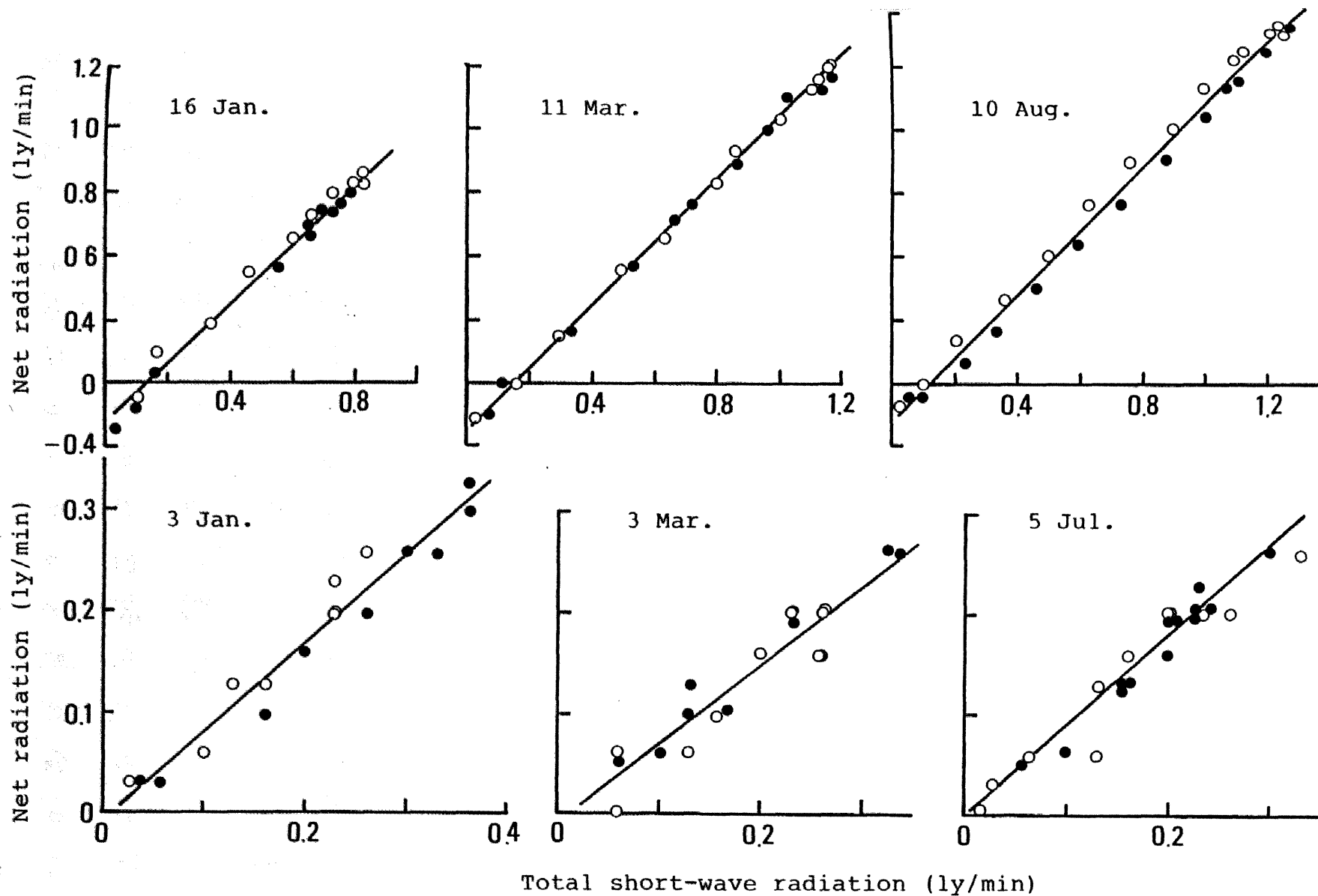


Figure 3-8 Net radiation versus total short-wave radiation on sunny (upper) and overcast (lower) days
 ○ A.M., ● P.M.

回帰式の勾配は晴天日と大差ないが、切片は大きくなる傾向がある。また、 R_n の変化には例ともヒステリシスが存在しない。

以上の結果から、瞬時値による R_n と Q の関係は直線式で近似されるが、天候条件に依存すること、夏季の晴天日にはヒステリシスが起り易いことが明らかになった。ヒステリシス現象については、Monteith ら (56)、Stanhill ら (85)、大槲 ら (68)、伊藤 ら (39) により報告されている。それによると、ヒステリシスの原因は、午前と午後の地表温度や葉温などの違いに帰結する。本林分では葉温を測定していないので断定できないが、ヒステリシスが夏季の晴天日に目立って生起することから、前述した原因と同様、午前と午後の林分の温度が異なることに起因すると推論した。

つぎに、天候条件が回帰式に及ぼす影響を調べる。1980年の1月と8月の全日について、(3-7)式で表わされる R_n と Q の回帰式を求め、 a_1 、 b_1 と先に述べた晴れ指数の関係を検

討した。

$$R_n = a_1 Q + b_1 \quad (3-7)$$

なお、相関係数は無降雨日がすべて 0.98 以上、降雨日でもほとんど 0.89 を上回り、高い相関を示した。ここで降雨日は、自記雨量計に降雨記録があった日とする。 a_1 、 b_1 と晴れ指数の関係を図 3-9 に示した。 a_1 は大部分が 0.85 ~ 1.05 の間に分布し、晴れ指数に伴う変化が非常に小さい。季節による違いも存在しない。したがって、降雨日を除くと、回歸式の勾配は天候の影響をほとんど受けないことがわかる。一方、 b_1 はバラツキが大きい。 $-0.18 \sim 0.01 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ の範囲で変動し、晴れ指数の増大すなわち天気がよいほど小さいことが読み取れる。また、季節による差異は認められない。同様の結果は、Jarvis ら (41)、大槲ら (68) によっても指摘されている。したがって、 b_1 は天候に依存し、晴天日は曇天日より小さくなることがわかった。

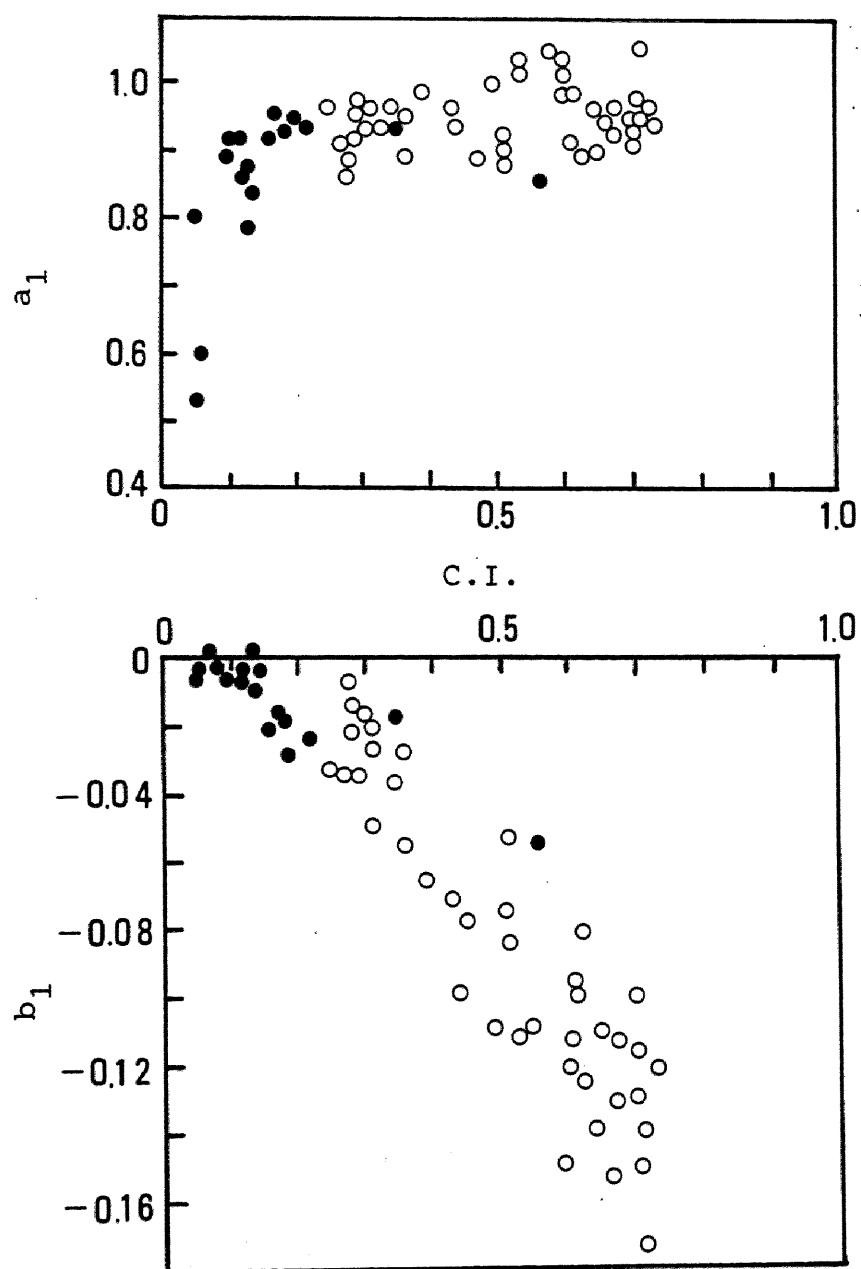


Figure 3-9 Effects of weather conditions (C.I.)
on the constants of regression equation (3-7)

o: rainless days, ●: rainy days

2. 日量を用いた R_n と Q の回帰分析

1980年1、3、8月の R_n と Q の関係を日量で図3-10に示した。回帰式のバラツキは1月が一番大きく、つぎに3月で、一番小さいのが8月である。このように、回帰式は各月で異なることがわかる。そこで、1980年の各月の直線回帰式を求めると、回帰係数 a_2 、回帰定数 b_2 および相関係数は、表3-2のようにまとめられる。表中の $\bar{\alpha}$ はアルベドの月平均値を意味する。

a_2 は12月の0.216から7月の0.764の間に入り、冬季に小さく、夏季に大きい季節変化を示す。しかし、 b_2 には一定の傾向が見い出されず、-29.84から8.94の間で変動する。両者の相関は1、2、11、12月で低く、そのなかでも1月と12月は目立って低い。逆に、相関が高いのは7月と8月で、相関係数は0.99を越える。これらのことから、 R_n と Q の関係は年間を通して1本の回帰式で表現できず、月ごとに決めなければならないこと、冬季には両者の相

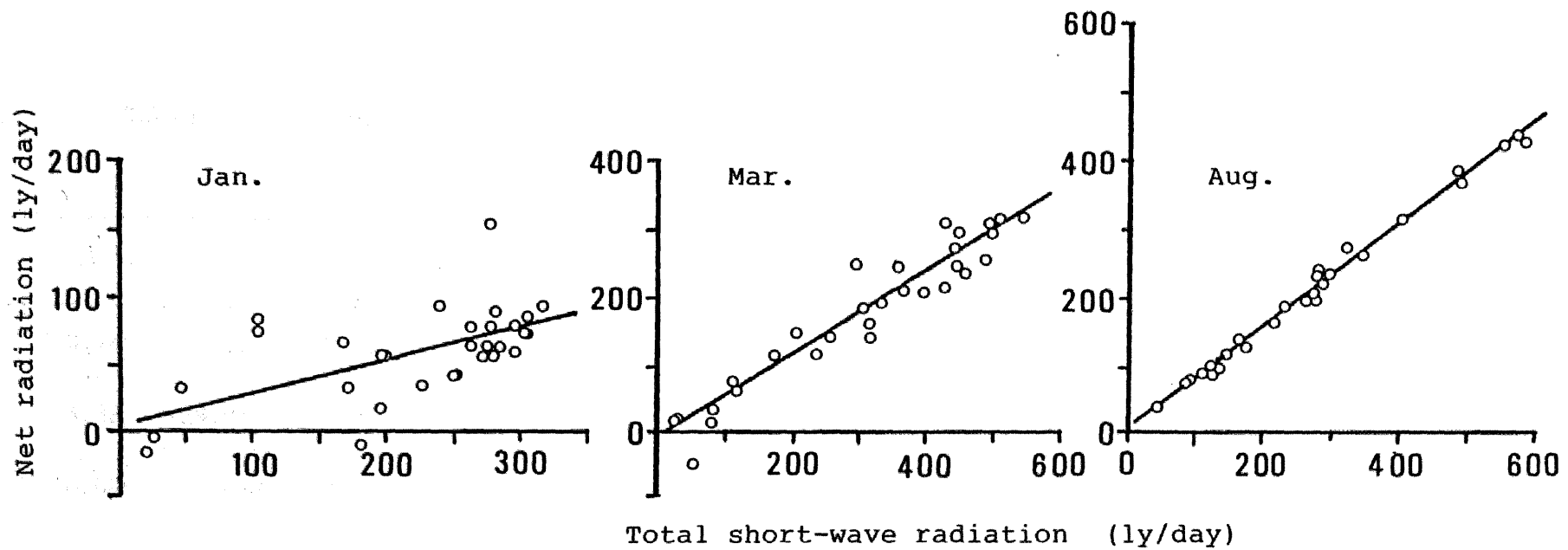


Figure 3-10 Relationship between net radiation and total short-wave radiation on daily basis (1980)

Table 3-2 Regression analysis between Rn and Q in daily base (1980)

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun	Jul.	Aug.	Sep.	Oct	Nov.	Dec.
a_2	0.240	0.527	0.607	0.668	0.648	0.762	0.764	0.752	0.716	0.557	0.395	0.216
b_2	4.38	-29.84	-6.94	1.22	6.17	-12.22	5.02	8.94	-1.30	6.60	-0.28	-2.83
r	0.600	0.832	0.963	0.980	0.978	0.955	0.990	0.995	0.973	0.921	0.791	0.551
$1-\bar{\alpha}$	0.905	0.901	0.900	0.903	0.890	0.883	0.885	0.880	0.883	0.893	0.900	0.903

a_2, b_2 : constants, r : correlation coefficients, $\bar{\alpha}$: monthly mean albedo

関が低いので、直線回帰式を用いて Q から R_n を推定するのは無理であることが知られた。

また、中山ら(66)は天候条件により回帰式が異なることを指摘している。しかし、本林分の場合、すくなくとも夏季には、回帰式に天候条件を考慮する必要がないと判断した。

a_2 の大きさとその季節変化には、(3-4)式と(3-7)式の対比から理解できるように、 $\bar{\alpha}$ と L_n が関与すると考察できるので、以下に両因子の影響度を解析する。

表 3-2 中の a_2 と $1-\bar{\alpha}$ を比較すると、常に $a_2 < 1-\bar{\alpha}$ が成立し、夏季には両値が接近するが、冬季には $1-\bar{\alpha}$ のほうが圧倒的に大きくなる。この傾向から、 $\bar{\alpha}$ の a_2 に及ぼす影響は夏季に相対的に大きく、冬季に小さいことが推察される。逆に L_n の影響は、夏季に相対的に小さいが、冬季に大きいことが知られる。この L_n の影響度は前述したように、放射収支における L_n の影響が夏季に小さく、冬季に大きいことと符合する。したがって、 R_n と Q の回帰式

の係数 a_2 は、 $\bar{\alpha}$ と L_n に依存するが、 $\bar{\alpha}$ の季節変化は小さく安定していることから、季節変化の主因は L_n にあると考察される。そして、 a_2 に及ぼす $\bar{\alpha}$ と L_n の影響度は、夏季には近似するが、冬季には L_n のほうが大きいと結論される。さらに、Stanhill ら (85) が論じているように、植物群落間での L_n の差が僅少であると仮定すると、森林の a_2 は $\bar{\alpha}$ が小さい分だけ他群落より大きくなることが推察される。

一方、 b_2 は $Q=0$ の場合の L_n に相当するが、それを決定づける因子とその影響度を明らかにすることはできなかった。ただし、 b_2 は原点付近に集中するので、 R_n への影響度は小さいと判断された。

3. 日量を用いた R_n^* と Q の回帰分析

R_n^* と Q の回帰関係を日量単位で調べるため、1980年の1、3、8、11月を取り出し、両者の関係を図3-11に示した。 R_n と Q の場合と異なり、各月とも非常に高い相関を示し、直線

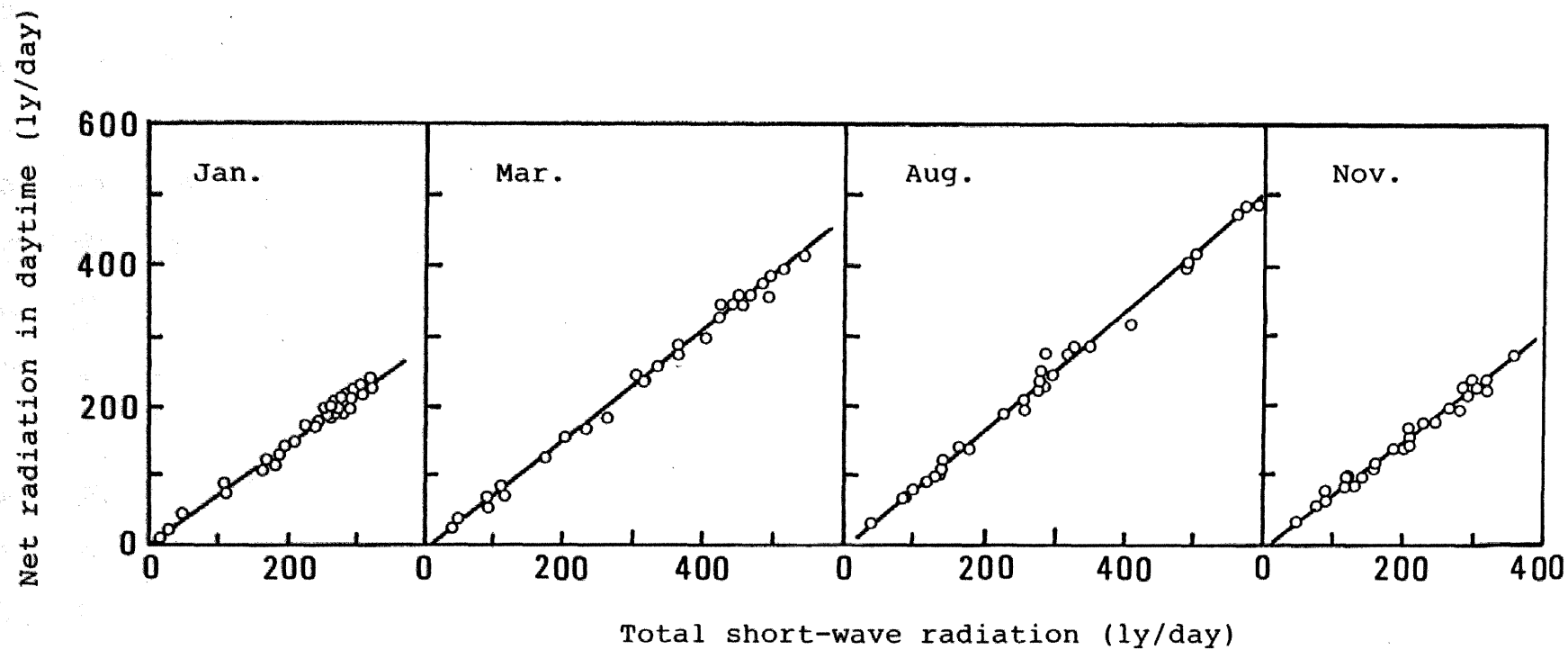


Figure 3-11 Relationship between net radiation in daytime and total short-wave radiation on daily basis (1980)

回帰式で表わされる。そこで、各月ごとに回帰式を決定し、回帰係数 a_3 、回帰定数 b_3 、相関係数 r および $1-\bar{\alpha}$ を表 3-3 に整理した。なお、 $\bar{\alpha}$ は表 3-2 と同じで、月平均のアルベドである。

a_3 は冬季に小さく、夏季に大きい季節変化を呈し、その変化域は $0.717 \sim 0.886$ である。 b_3 には季節変化が認められないが、その変化域は $-12.42 \sim -0.44$ で、すべての月で負値をとる共通点がある。さらに特徴的なことは、冬季を含め、全月で相関係数が 0.99 を上回ることである。この理由は R_n^* が日中の正值であるため、この時間帯においては L_n が相対的に小さいことにある。したがって、 R_n^* は年間を通して Q から推定できる。ただし、回帰式は月ごとに決める必要がある。

森林からの蒸発散は、晴天日においてはほとんど日中に生起する。そのため、 R_n^* が Q から簡便かつ正確に予測できることは、熱収支・ボ-イン比法や Penman-Monteith 法の適用拡大に

Table 3-3 Regression analysis between R_n^* and Q in daily base (1980)

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
a_3	0.717	0.775	0.791	0.811	0.774	0.840	0.830	0.859	0.886	0.825	0.764	0.753
b_3	-0.44	-5.58	-4.95	-0.79	-0.71	-4.15	-1.99	-5.36	-12.42	-5.52	-0.74	-3.36
r	0.993	0.996	0.998	0.997	0.994	0.997	0.998	0.996	0.998	0.995	0.995	0.995
$1-\bar{\alpha}$	0.905	0.901	0.900	0.903	0.890	0.883	0.885	0.880	0.883	0.893	0.900	0.903

a_3, b_3 : constants, r : correlation coefficient, $\bar{\alpha}$: monthly mean albedo

つながると考えられる。

Q_3 の季節変化は、 Q_2 の場合と同様に $\bar{\alpha}$ と L_n に依存するが、表3-3の Q_3 と $1-\bar{\alpha}$ を比較してわかるように、 L_n の影響度は全体的に小さくなっている。とくに夏季には、 Q_3 と $1-\bar{\alpha}$ が近似しており、 Q_3 が $\bar{\alpha}$ によりほぼ決まると考えられる。しかし、冬季には L_n の影響が依然として強い。

一方 b_3 は、そこに規則性がないため、それを決定する因子を見出せなかった。しかし、数値自体が小さいので、たとえば晴天日の R_n^* を日量で推定する場合、全月の平均値を用いても大きな推定誤差を生ずることはないと判断した。

第4節 放射収支の季節変化

本林分の1980年と1981年の放射収支を月単位に整理したのが表3-4である。

Q の最大値は両年とも5月に現われ、約 $12 \text{ Kcal cm}^{-2} \text{ month}^{-1}$ であり、最小値は11月もしくは12

Table 3-4 Radiation balance over a hinoki stand ($\text{Kcal cm}^{-2} \text{ month}^{-1}$)

1980													
	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Total
Q	6.96	9.35	9.21	9.66	11.95	10.20	8.33	8.34	7.18	7.97	6.28	6.11	101.54
Qref	0.66	0.93	0.92	0.94	1.32	1.19	0.96	1.00	0.84	0.85	0.63	0.59	10.83
Qabs	6.30	8.42	8.29	8.72	10.63	9.01	7.37	7.34	6.34	7.12	5.65	5.52	90.71
Rn	1.81	4.11	5.32	6.48	7.93	7.40	6.52	6.52	5.11	4.64	2.47	1.03	59.34
Rn*	4.96	7.13	7.21	7.75	9.19	8.26	6.85	7.00	5.99	6.40	4.78	4.51	80.03
Ln	-4.49	-4.31	-2.97	-2.24	-2.70	-1.61	-0.85	-0.82	-1.23	-2.48	-3.18	-4.49	-31.37
L↓	16.95	15.44	18.36	20.76	23.18	24.83	26.62	26.56	25.07	23.02	19.90	17.47	258.16
L↑	21.44	19.75	21.33	23.00	25.88	26.44	27.47	27.38	26.30	25.50	23.08	21.96	289.53
1981													
	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Total
Q	7.84	7.26	9.88	11.22	12.17	7.07	10.77	11.00	8.59	7.96	5.68	6.13	105.57
Qref	0.75	0.75	0.98	1.19	1.35	0.85	1.28	1.31	0.96	0.85	0.58	0.63	11.48
Qabs	7.09	6.51	8.90	10.03	10.82	6.22	9.49	9.69	7.63	7.11	5.10	5.50	94.09
Rn	2.21	3.19	5.61	6.68	8.21	5.42	7.94	7.68	5.62	4.35	1.99	1.07	59.97
Rn*	5.96	5.43	7.54	8.60	9.28	5.68	8.43	8.53	6.56	6.22	4.21	4.52	80.96
Ln	-4.88	-3.32	-3.29	-3.35	-2.61	-0.80	-1.55	-2.01	-2.01	-2.76	-3.11	-4.43	-34.12
L↓	15.48	15.34	18.55	19.36	22.17	24.00	26.52	26.03	23.68	22.21	18.65	17.17	249.16
L↑	20.36	18.66	21.84	22.71	24.78	24.80	28.07	28.04	25.69	24.97	21.76	21.60	283.28

Q : total short-wave radiation, Qref : reflected short-wave radiation, Qabs : absorbed short-wave radiation,

Rn : net radiation, Rn* : net radiation in daytime, Ln : effective long-wave radiation, L↓ : downward long-wave radiation, L↑ : upward long-wave radiation

月の約 $6 \text{ Kcal cm}^{-2} \text{ month}^{-1}$ で、5月のちょうど $\frac{1}{2}$ に相当する。 Q_{ref} の季節変化も Q とほぼ同じで、ピークは5月で $1.3 \sim 1.4 \text{ Kcal cm}^{-2} \text{ month}^{-1}$ 、最小は11月から12月で約 $0.6 \text{ Kcal cm}^{-2} \text{ month}^{-1}$ である。 Q_{ref} は Q の $9.5 \sim 12.0 \%$ にあたる。 Q_{abs} も Q と同じ位相を示し、 Q_{abs}/Q は $88.0 \sim 90.5 \%$ の狭い範囲を推移する。

R_n は1981年5月に最大値 $8.21 \text{ Kcal cm}^{-2} \text{ month}^{-1}$ 、1980年12月に最小値 $1.07 \text{ Kcal cm}^{-2} \text{ month}^{-1}$ をとり、その季節変化はほとんど Q と同じである。 Q と異なるのは、 R_n の最大値と最小値では約8倍の開きがあることである。また、 R_n/Q の割合を調べると、1980年7月に 78.3% で最大、同年12月に 16.9% で最小となり、大きな季節変化を示す。しかも、図3-12の L_n/Q のときと同様、左回りのループを描く。

L_n は $-4.88 \sim -0.80 \text{ Kcal cm}^{-2} \text{ month}^{-1}$ の範囲で変化し、夏季に大きく、冬季に小さい。 L_n は負記号が表わすように、常に林分から大気に向かって放出される。そして、図3-12に示すように、 L_n/Q

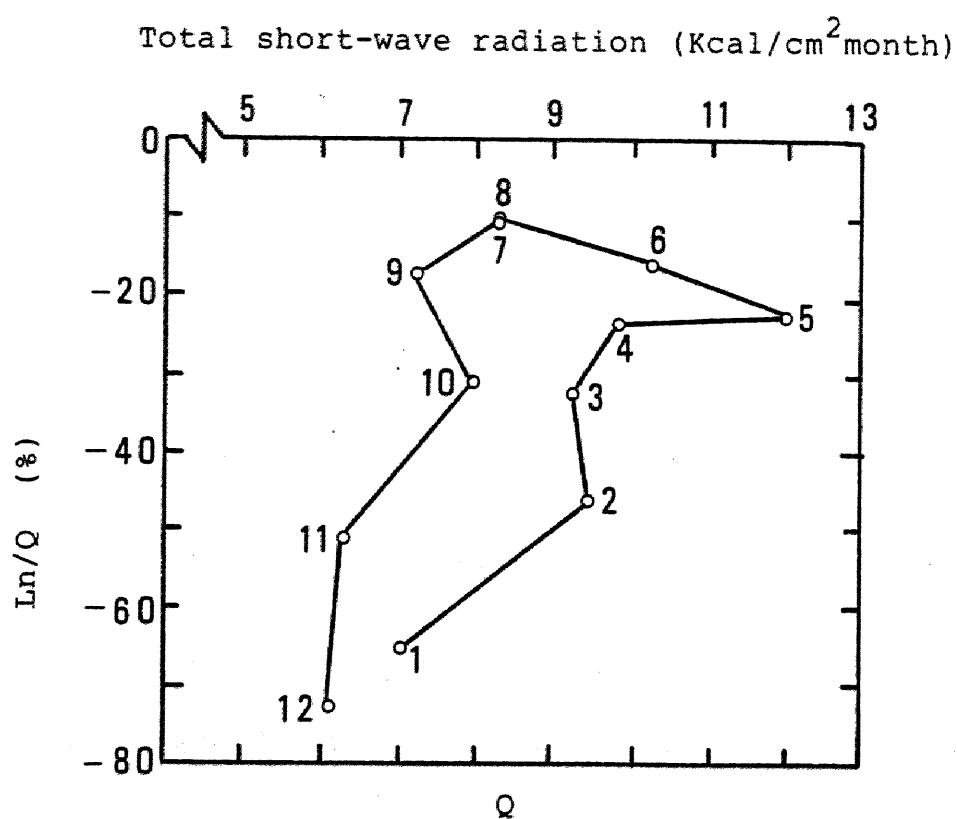


Figure 3-12 Seasonal variation of Ln/Q (1980)

Q: total short-wave radiation,

Ln: effective long-wave radiation,

Numbers in the figure represent month.

は8月に最大で -9.8% 、12月に最小で -73.4% となり、季節により著しく異なる。そして、図3-12に見られるように、 L_n/Q はループを描く。したがって、 L_n の季節変化が、 R_n の季節変化の原因であることが推察される。

$L\downarrow$ 、 $L\uparrow$ は R_n 、 L_n に比較して、季節変化の幅が小さい。たとえば1980年をみると、 $L\downarrow$ は $15.44 \sim 26.62 \text{ kcal cm}^{-2} \text{ month}^{-1}$ 、 $L\uparrow$ は $19.75 \sim 27.47 \text{ kcal cm}^{-2} \text{ month}^{-1}$ の範囲で変化する。ここで、 $L\downarrow$ と $L\uparrow$ の下限値の差は上限値の差より大きい。そのため、夏季に $L\downarrow$ と $L\uparrow$ の差が縮まり、冬季にその差が拡大することになる。これが L_n の季節変化に相当する。このような L_n の季節変化は、大気中の水蒸気量に依存することが知られている(7、23、61、89)。

以上の結果から、森林に吸収される R_n は、 Q_{ref} が年間を通して Q の約 10% と小さいことから、 L_n に依存して変動することがわかった。すなわち、 R_n/Q は夏季には約 80% にも達するが、冬季には 20% 以下というように、著しい季節

変化を示す。井上ら(38)は、マツ林における8月下旬から3月中旬の R_n/Q を約70%と見積るとともに、本林分と同じ R_n/Q の季節変化を指摘した。水田では6月26日～10月5日の R_n/Q が61.9%であると報告されている(42)。また草地では、 R_n/Q の季節変化が明示されているが、各月とも本林分より20%前後小さい結果である(46)。

これらの成果を総括すると、森林の R_n の季節変化傾向はほかの植物群落と一致すること、森林の R_n/Q は年間を通してほかの植物群落より大きいことが明らかになった(31)。

年間の放射収支を Q に対する百分率で表わすと、 Q_{ref} 、 Q_{abs} がそれぞれ10.8%、89.2%、 R_n 、 R_n^* がそれぞれ57.6%、77.8%、 L_n は-31.6%に相当する。そこで、植物群落間の R_n/Q の割合を比較するため、アルベドと R_n/Q の関係を図3-13に示した。なお、ここでは年間放射収支が得られている植物群落と地表面を扱っている。この図から、閉鎖した森林の R_n/Q は

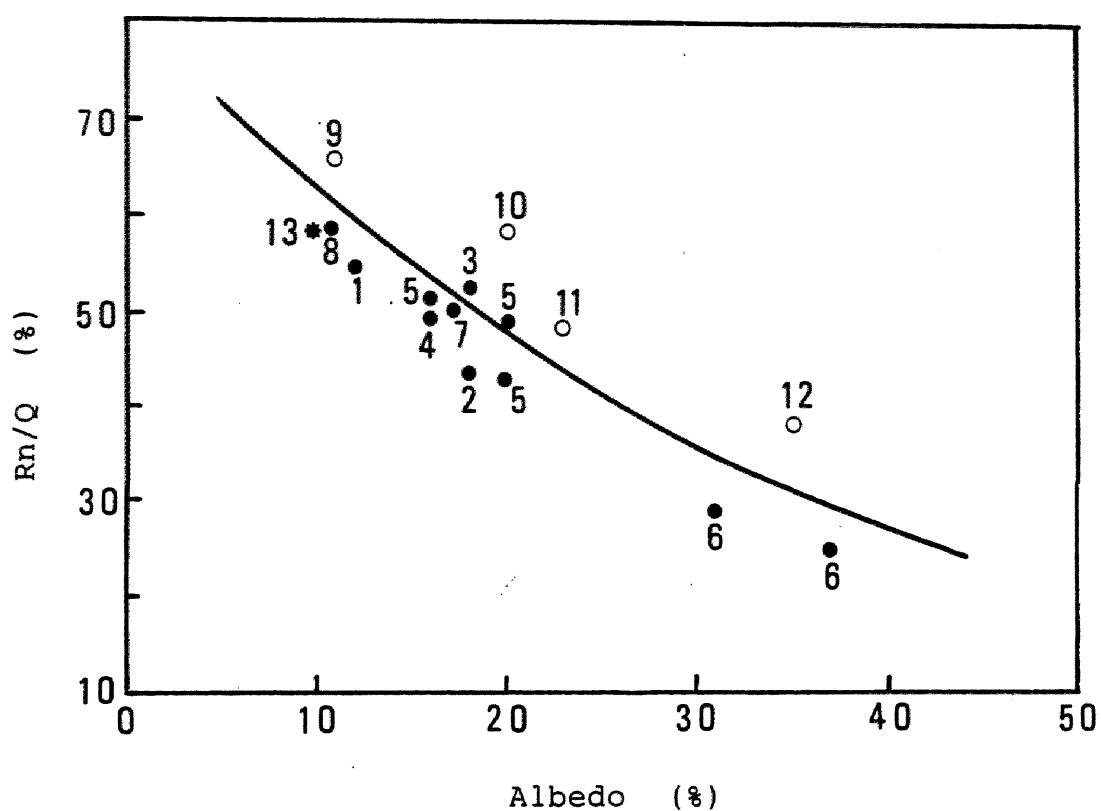


Figure 3-13 Effect of albedo on net radiation absorbed into plant communities

1: pine forest, 2: woodland on sand-dunes,
 3: open oak-forest, 4: evergreen maquis-scrub,
 5: herbaceous perennial, 6: desert, 7: orange
 orchard, 8: fish pond, 9: coniferous forest,
 10: arable land, 11: grass land, 12: bare land,
 13: hinoki forest

o: Baumgartner(2), ●: Stanhill and others(85),
 *: Hattori(27)

ほかの植物群落より大きく、60~70%に及ぶことがわかる。そして、植物群落間の L_n/Q の差異は僅少であるとする (2, 85)、 R_n の年間量の差異はアルベドに依存すると結論される (31)。このことは、アルベドが太陽高度の影響を受けるので、ほぼ同一の緯度帯で成立する。

第4章 樹冠遮断の熱収支解析

我国における樹冠遮断量の測定は、森林測候所において、森林内外の気象条件の比較調査の一環として行われたのが最初である。その後、いろいろな森林、気象条件下での測定が進められ、本邦の森林の樹冠遮断量はしだいに明らかになった。現在、我国の森林の年樹冠遮断率は15～20%程度と見積られている(30、65)。この割合はほかの植物群落よりずっと大きく、これが森林からの蒸発散の特徴の一つであると認識されている。

このように、樹冠遮断の実態解析は着々と進んだが、その物理的解析すなわち樹冠遮断を蒸発現象として把握する研究は出遅れている。

このような背景に立脚して、本章第1節では、ヒノキ人工林の樹冠通過雨量と樹幹流下量の測定にもとづき、樹冠遮断の実態を解明する。第2節では、樹冠遮断を支配する微気

象因子について考察し、あわせて、樹冠遮断量の予測モデルを提案する。さらに、予測結果にもとづき、樹冠遮断を熱収支の観点から解析し、その特性を明らかにする。

第1節 樹冠遮断量の推定

1. 樹冠通過雨量、樹幹流下量および樹冠遮断量と降雨量の関係

第2章第2節で述べた樹冠遮断量試験区において測定された樹冠通過雨量、樹幹流下量および樹冠遮断量と降雨量の関係を解析する。解析は一降雨を単位とするので、まず一降雨量を定義する。

任意の降雨で濡れた樹体が完全に乾くまでに次の降雨がなければ、その降雨は一降雨とみなされる。これは樹体に付着した雨水の消失時間と、降雨の中断時間の大小関係により決まる。しかし、雨水の消失は降雨終了後の気象条件に依存するので、その時間を降雨量、樹冠通過雨量、樹幹流下量から知ることは困

難である。したがって、ここでは降雨の中断時間を目安とした。具体的には、自記雨量計の記録紙に最後の降雨が記録され、その後5時間以内に降雨がみられない場合、その降雨は終了したと判定し、これを一降雨と定義した(25)。5時間という基準は藤井(14)の報告にあるように、ヒノキ樹体の付着水分量が1 mm程度であること、付着水分の蒸発速度が 0.2 mm hr^{-1} 程度(24, 84)であること、を考慮して決定した。なお、一降雨量には気象露場の降雨量を用いた。これは林外雨量と等値であり、以下ではこれを降雨量と呼ぶ。解析期間は1980年と1981年であるが、降雪は除外した。

樹冠通過雨量、樹幹流下量および樹冠遮断量と降雨量の関係を1980年について図4-1に示す。各量とも降雨量と高い相関を示し、つぎのような直線回帰式が成立する。

$$1980 \text{ 年} \quad P_T = 0.690 P_G - 0.221 \quad (4-1)$$

$$P_S = 0.147 P_G - 0.700 \quad (4-2)$$

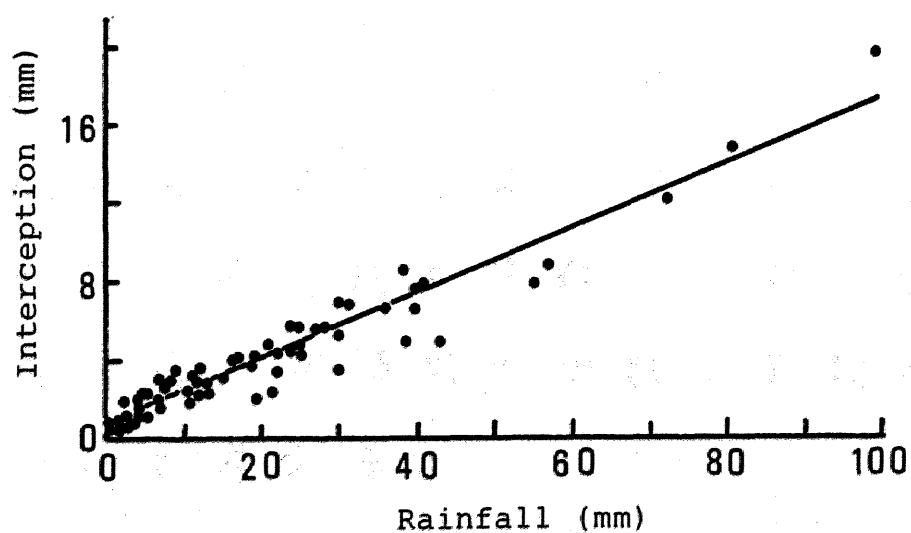
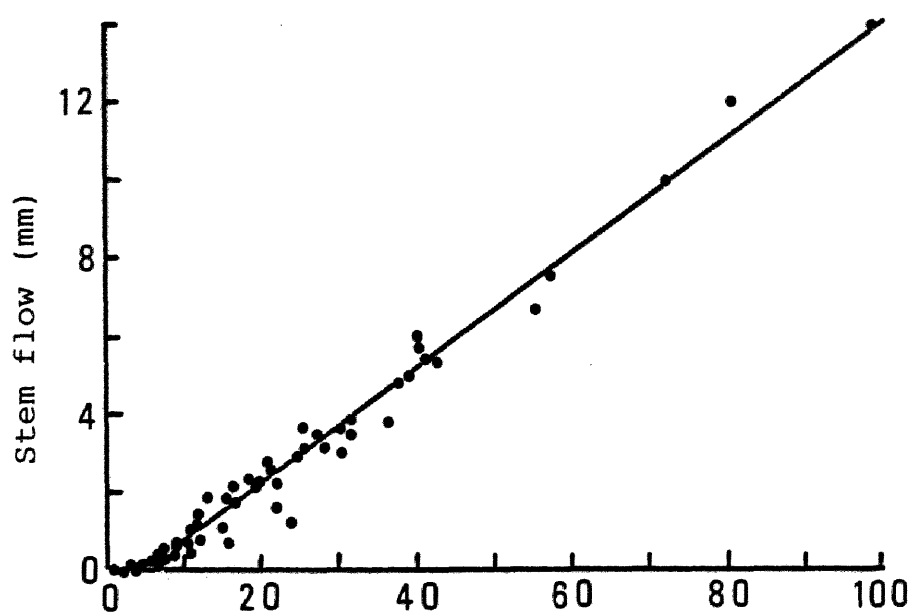
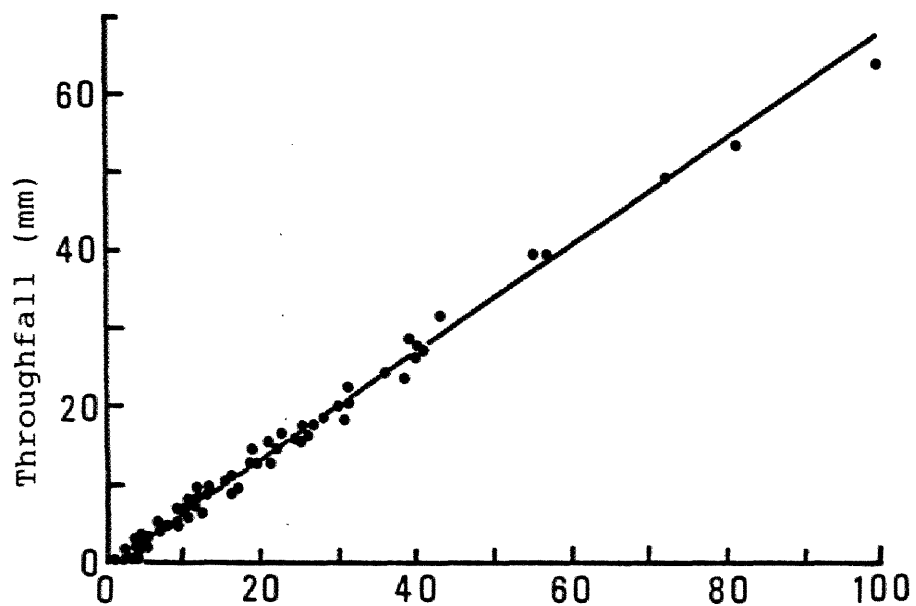


Figure 4-1 The relations between rainfall and throughfall, stem flow and interception

$$P_I = 0.163 P_G + 0.921 \quad (4-3)$$

$$1981 \text{ 年} \quad P_T = 0.683 P_G - 0.501 \quad (4-4)$$

$$P_S = 0.145 P_G - 0.326 \quad (4-5)$$

$$P_I = 0.172 P_G + 0.827 \quad (4-6)$$

ここで、 P_G : 降雨量、 P_T : 樹冠通過雨量、
 P_S : 樹幹流下量、 P_I : 樹冠遮断量。

P_G と P_T 、 P_S の回帰式は最小二乗法で決定したが、 P_G と P_I の回帰式は、 $P_I = P_G - (P_T - P_S)$ から算出した。なお、 $P_T + P_S$ は林内雨量と呼ぶ。降雨量と各量の回帰式は、両年ともほぼ等しいとみなすことができる。閉鎖した林分では、1年間の林分生長が樹冠遮断に及ぼす影響は非常に小さいことがわかる。また、 P_G と P_T 、 P_S 、 P_I の線形関係は、既往の報告(59、86、97)と一致する。もちろん、林分と気象条件が異なるので、回帰式の係数、定数は違う。そこで、 P_I と P_G の回帰式の係数と定数の物理的意味について考える。

Horton (35) は P_I を次式で表わした。

$$P_I = \left(\frac{K \cdot E_0 \cdot TM}{P_G} \right) P_G + S. \quad (4-7)$$

ここで、 K ：樹冠投影面積に対する蒸発に関与する樹体表面積の比、 E_0 ：降雨中の蒸発強度、 TM ：降雨継続時間、 S_0 ：付着水分量。

この式の右辺第1項が降雨中の蒸発量を表わし、第2項が降雨後における樹体付着水分の蒸発量に相当する。 P_I は降雨中と降雨後の蒸発量の和であることを示す。いま、(4-3)、(4-6)式の結果をふまえ、 P_I を(4-8)式のように書き直すと、(4-7)式との比較から、回帰係数と回帰定数について(4-9)、(4-10)の関係が導かれる。

$$P_I = a_I P_G + b_I \quad (4-8)$$

$$a_I = \frac{K \cdot E_0 \cdot TM}{P_G} \quad (4-9)$$

$$b_I = S_0 \quad (4-10)$$

このことから、(4-3)式、(4-6)式の回帰係数は降雨中の蒸発に関与し、回帰定数は樹体付着水分量に相当することが理解される。

鈴木ら(87)は桐生試験地での樹冠遮断量測定にもとづいて、(4-9)式と(4-10)式

から $K \cdot E_0 = 0.16 \text{ mm hr}^{-1}$ 、 $S_0 = 1.92 \text{ mm}$ を得ている。本林分の $K \cdot E_0$ と S_0 を計算すると、それぞれ 0.40 mm hr^{-1} 、 0.92 mm となり、 $K \cdot E_0$ は鈴木らの 2.5 倍と大きく、逆に S_0 は約 0.5 倍と小さい。このことは、林分条件、気象条件により $K \cdot E_0$ と S_0 が変化することを示唆している。しかし、 $K \cdot E_0$ や S_0 が林分条件や気象条件でどのように変化するかは予測できず、回帰式による P_I の推定には限界がある。そのため、林冠での微気象データに基づく遮断解析が必要である。

そこで第 2 節では、微気象データにもとづいて、樹冠遮断を解析する。

2. 樹冠遮断量の季節変化

P_T 、 P_S および P_I を月ごとに取りまとめたのが表 4-1 である。 P_T 、 P_S 、 P_I は降雨量に依存するため、月降雨量の多い月ほど大きい。両年における最大値は 1981 年 10 月に出現し、 P_T が 204.1 mm 、 P_S が 40.0 mm 、 P_I が 49.4 mm であった。これらが少ないのは冬季で、1、2、12 月に

Table 4-1 Monthly variation of interception and percentage interception

1980													
	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Total
(1) Rainfall (mm)	68.1	13.7	157.6	112.4	173.8	189.0	239.3	118.1	167.3	151.8	110.0	41.4	1542.5
(2) Throughfall (mm)	45.3	5.5	111.9	83.5	118.1	128.1	170.8	78.5	108.5	101.7	68.7	23.6	1044.2
(3) Stem flow (mm)	5.2	0.0	16.8	11.9	18.1	20.7	25.1	12.4	20.3	20.1	14.4	4.4	169.4
(4) Interception (mm)	17.6	8.2	28.9	17.0	37.6	40.2	43.4	27.2	38.5	30.0	26.9	13.4	328.9
(5) (2)/(1) (%)	66.5	40.1	71.0	74.3	68.0	67.8	71.4	66.5	64.9	67.0	62.5	57.0	67.7
(6) (3)/(1) (%)	7.6	0.0	10.7	10.6	10.4	11.0	10.5	10.5	12.1	13.2	13.1	10.6	11.0
(7) (4)/(1) (%)	25.9	59.9	18.3	15.1	21.6	21.2	18.1	23.0	23.0	19.8	24.4	32.4	21.3
1981													
	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Total
(1) Rainfall (mm)	3.1	35.9	110.2	168.4	169.5	106.1	117.9	138.8	127.3	293.5	62.7	3.0	1336.4
(2) Throughfall (mm)	0.3	20.4	73.7	116.2	108.4	57.0	76.4	80.0	83.1	204.1	40.9	1.5	862.0
(3) Stem flow	0.0	1.0	13.8	24.4	24.9	10.4	9.2	17.9	12.4	40.0	7.5	0.0	161.5
(4) Interception (mm)	2.8	14.5	22.7	27.8	36.2	38.7	32.3	40.9	31.8	49.4	14.3	1.5	312.9
(5) (2)/(1) (%)	9.7	56.8	66.9	69.0	64.0	53.7	64.8	57.6	65.3	69.6	65.2	50.0	64.5
(6) (3)/(1) (%)	0.0	2.8	12.5	14.5	14.7	9.8	7.8	12.9	9.7	13.6	12.0	0.0	12.1
(7) (4)/(1) (%)	90.3	40.4	20.6	16.5	21.3	36.5	27.4	29.5	25.0	16.8	22.8	50.0	23.4

集中する。したがって、 P_T 、 P_S 、 P_I の季節変化は月降雨量の変化と密接に関係し、おおまかにみて、夏季から秋季に大きく、冬季に小さいといえる。

冬季の P_I は夏季に比較し小さいが、たとえば1980年1月のように、 P_I が17.6 mmに達する場合、月蒸発散に占める P_I のウェイトは相当大きいと推察される。同様に、前に述べた1981年10月の49.4 mmも、月蒸発散量の中で大きなウェイトを占めるであろう。したがって、降雨量の多い月は季節を問わず、樹冠遮断量が月蒸発散に占める割合は大きいと考察された。

P_T 、 P_S および P_I の P_G に対する割合を調べると、 P_T/P_G は10～70%、 P_S/P_G は0～15%、 P_I/P_G は15～90%の範囲にある。 P_I/P_G の変化をみると、冬季に極端に大きくなるが、その他の季節ではおおむね15～30%とみなせる。冬季に P_I/P_G が大きいのは、降雨量や降雨強度が小さいことに起因する。

さらに、 P_T 、 P_S 、 P_E の P_G に対する年平均割合を求めると、それぞれ66.1%、11.6%および22.3%となる。本林分の年間樹冠遮断量は降雨量の22.3%に及ぶことになる。なお、1980年と1981年では、年樹冠遮断率が1981年の方が2.1%大きい結果であった。これは主として両年の降雨条件の違いに起因すると推察された。

以上の解析から、樹冠遮断量の季節変化は、降雨量の変化に強く依存することが知られたが、林分条件の影響については明らかにできなかった。雨水の貯留場所として、樹冠遮断との関連が予想される葉量は、図3-7のような季節変化を示す。しかし、本林分ではその影響が降雨に比較して小さいと推察される。樹体に付着貯留される雨水量は、樹冠遮断を規定する因子として重要であると考えため、つぎに飽和付着水分量を推定する。

3. 飽和付着水分量

飽和付着水分量を Rutter ら (79) の定義を援用し、樹体全表面を濡らすのに必要な最小限の水量とした。この量に関して、Horton (35) は storage capacity、Rutter ら (79) は canopy storage capacity、Leyton ら (48) と Jackson (40) は canopy saturation value というように、種々の用語があげられている。

飽和付着水分量の推定は、Leyton ら (48) が考案した方法に準拠する。いま、降雨中に全く蒸発が起らないと仮定すると、降雨量とそれに対応する林内雨量の間には (4-11) 式が成立する。

$$P_N = P_G - S_{sat} \quad (4-11)$$

ここで、 P_N : 林内雨量、 S_{sat} : 飽和付着水分量。

樹体を十分に濡らし、しかも降雨中の蒸発が無視できる降雨について、(4-11) 式の関係を決定すれば S_{sat} が求められる。そこで、 P_N と P_G の関係を図 4-2 に示した。上記の条件を満足する降雨として、図 4-2 の点群の上限に位置する白丸で示した 4 降雨を選び出し、

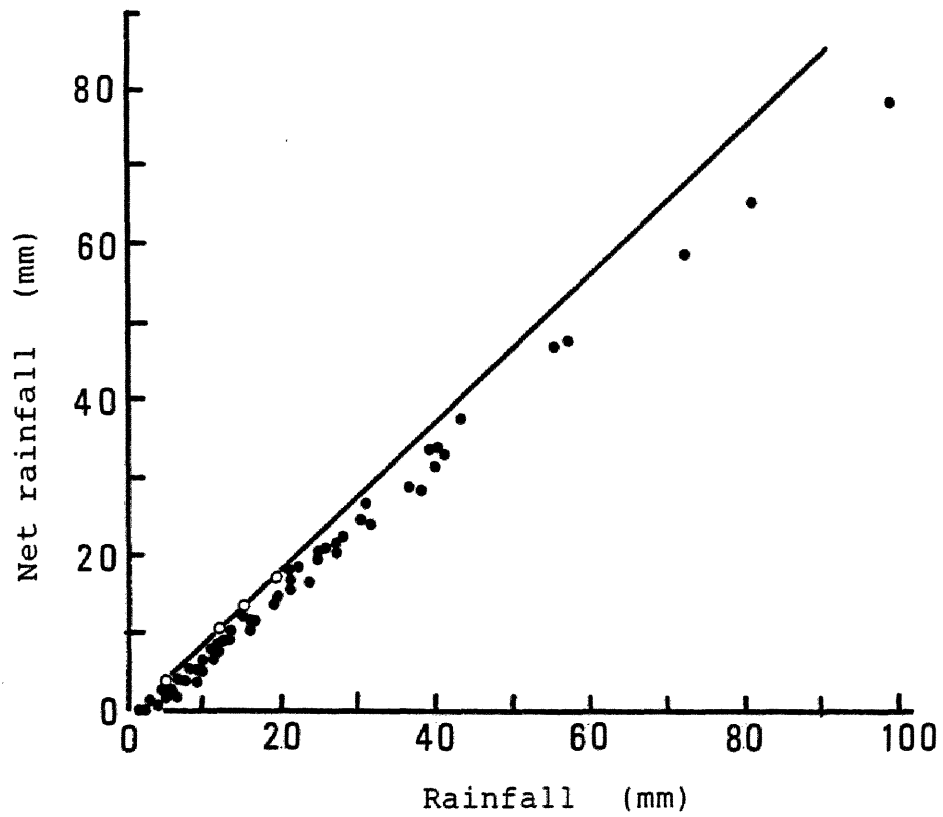


Figure 4-2 Determination of canopy storage capacity

回帰式を決定した。

$$P_N = 0.98 P_G - 1.24 \quad (4-12)$$

(4-12) 式の回帰係数が1.0ではないが、この程度の違いは許容されると判断できるので、 S_{sat} は1.24 mmとなる。取り出した4降雨の気象状態は、風が弱く、飽差が小さい傾向が認められた。しかし、このことはほかの降雨と比較して顕著なものではなく、蒸発が極めて小さい原因を特定できなかった。

Rutter (80) は4地点の針葉樹林分の S_{sat} を整理している。それによると、 S_{sat} は1.0~2.1 mmの範囲にある。藤井(14)は、ヒノキ葉を浸水させ、その重量変化から付着水分量を試算している。その結果、飽水時の付着水分量は1.4 mmで、その枝葉を2度振ると0.8 mmに減少する。これらの報告から、本林分の S_{sat} 1.24 mmは妥当な数値であると結論された。しかし、降雨中蒸発のない降雨を図4-2から選出する際、その基準が明確でなく、この点に関して は検討の余地が残された。

4. 直達雨量率

直達雨量率は、樹体に触れることなく林床に落ちる雨量の林外雨量に対する割合として定義される。逆にみると、この割合は樹体に一時的に貯留される雨量を規定する。これはつぎのような仮定のもとに推定される。

降雨量が非常に少ないときには、一旦樹体に付着貯留された雨水は、それが限界量を越えるまでは落下しないとみなされる。そのため、このような条件下では、樹冠通過雨量が直達雨量のみから成る。ここでは、先に述べた S_{sat} を樹体に貯留された雨水の滴下が始まる限界量と仮定した。そして、この量より小さい降雨を解析対象に選んだ。ただし、 1 mm 程度の雨量を扱うので、樹冠通過雨量の測定精度が問題になる。とくに、樋型雨量計の内面を濡らした雨水は誤差の原因になると考えられた。そこで、室内に同じ様の樋型雨量計を設置し、噴霧器で十分散水し、噴霧量と樋型雨量計からの流出量の差として付着量を推

定した。その結果、付着量は 0.06 mm であった。したがって、樹冠通過雨量には一律に 0.06 mm を加算した。

以上の補正を行った樹冠通過雨量と降雨量の関係を図4-3に示した。降雨量 1 mm 付近と 5 mm 付近、回帰式の勾配が異なる。これは 1 mm 付近、厳密にいうと、 S_{sat} の 1.24 mm 以上では樹冠からの滴下が加わるため、勾配が大きくなると解釈される。そこで、直達雨量だけと考えられる降雨量 1.24 mm 以下の降雨について、回帰式を決定した。

$$P_T = 0.20 P_G + 0.01 \quad (4-13)$$

(4-13) 式において、回帰定数は十分に小さいとみなせるので、直達雨量率は 20% であると判断した。

第2節 樹冠遮断の熱収支特性

1. 樹冠遮断を支配する微気象因子

樹冠遮断が蒸発現象であるとする認識に立って、それに関与する微気象因子を明らかに

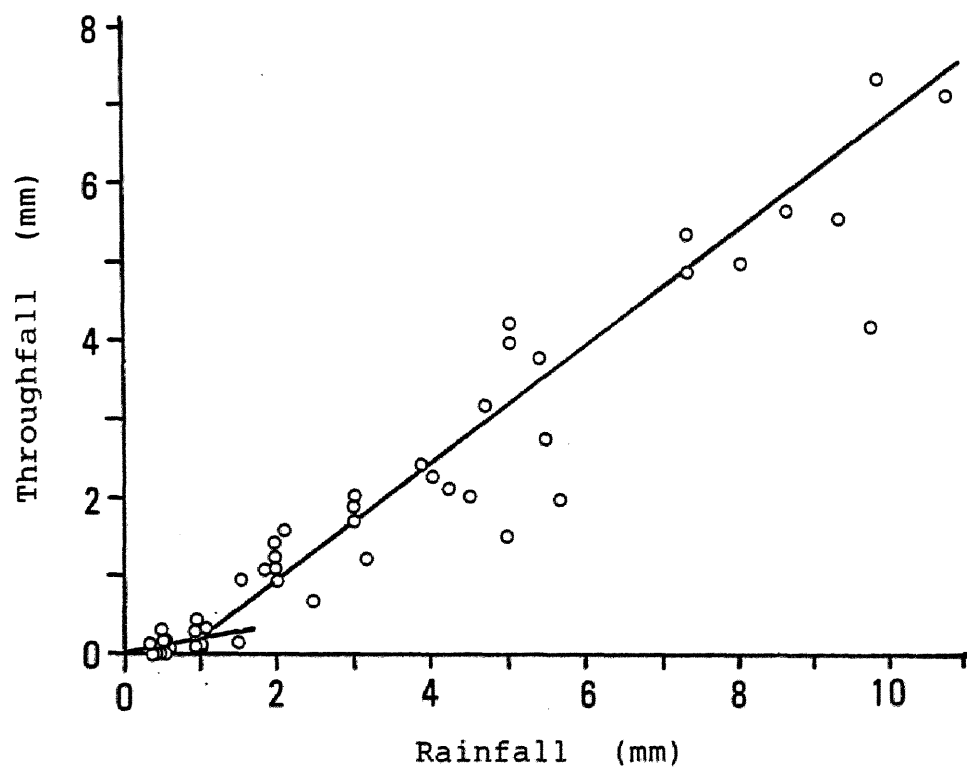


Figure 4-3 Estimation of free throughfall

する。そのため、観測塔で測定した気温、純放射量、風速、飽和水蒸気圧差と樹冠遮断量の関係を調べた。樹冠遮断量とそれに対する各微気象因子は、前述の定義にもとづき、降雨開始から降雨終了後5時間における平均値で表示した。なお、放射量は水の蒸発潜熱で割って、水高に換算した。

気温と樹冠遮断量の関係は図4-4のように、バラツキが大きく、はっきりした傾向が存在しない。そのため、気温が樹冠遮断に及ぼす影響は小さいと判断した。なお、気温は高さ11 mでの測定値である。

純放射量と樹冠遮断量の関係を図4-5に示す。降雨中の純放射量は最大でも 120 cal cm^{-2} (水高換算で約 2 mm) 程度であり、降雨期間の平均強度は $6 \text{ cal cm}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ (水高換算で 0.10 mm hr^{-1}) 以下と小さい。純放射量と樹冠遮断量の間には一定の傾向が認められない。ただし、樹冠遮断量は純放射量より大きいことは明白である。とくに、純放射量が負値やゼロの場合に

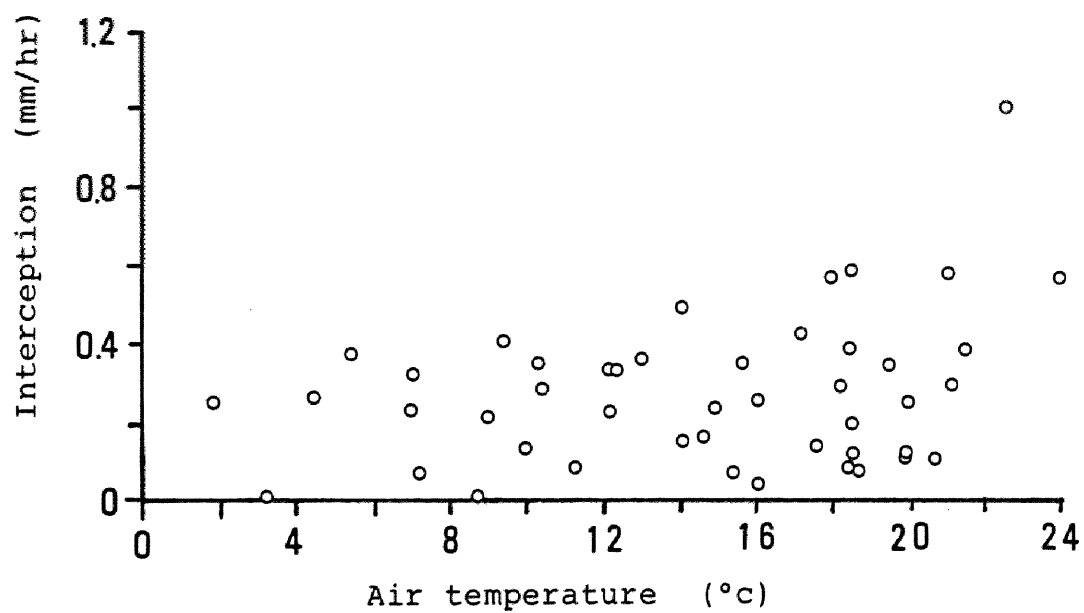


Figure 4-4 The relation between interception and air temperature

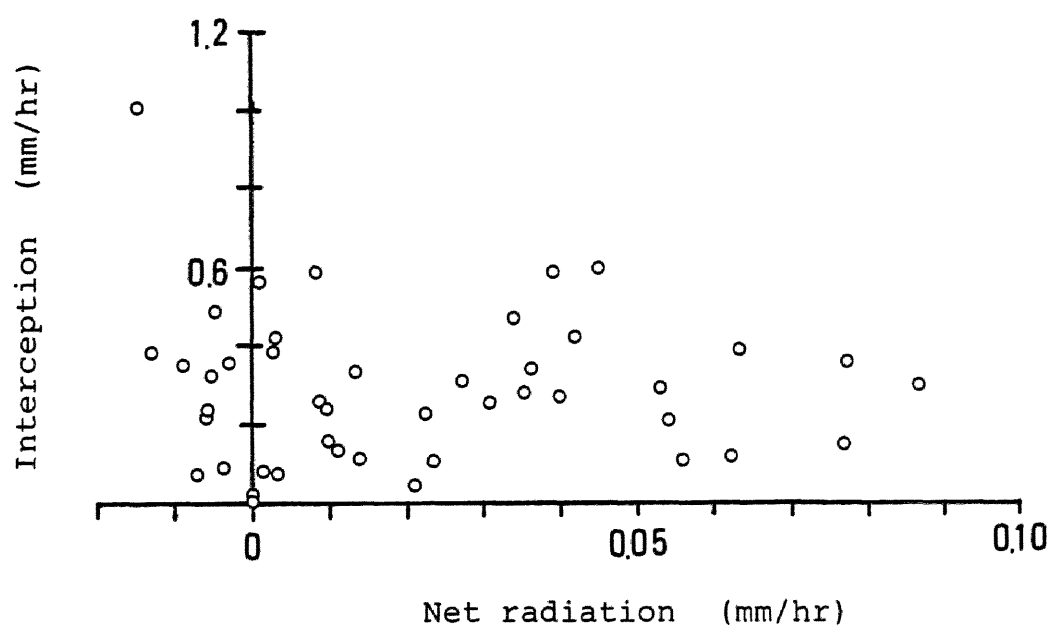


Figure 4-5 The relation between interception and net radiation

も、樹冠遮断が生ずるのは特徴的である。したがって、純放射量はほとんどの場合、樹冠遮断量より小さく、その影響は概して小さいと考察される。

風速と樹冠遮断量の関係は図4-6にみられるように、風速の増大とともに、樹冠遮断量が増加する傾向がある。これは風速が大きくなると、樹体に付着貯留されている雨水の蒸発が促進されることとつながる。なお、風速は高さ13mでの測定値である。

飽和水蒸気圧差と樹冠遮断量の関係を図4-7に示した。飽和水蒸気圧差を計算するにあたり、蒸発面を平均樹高に設定した。そして、水蒸気圧の計算には(4-14)のSprung式を用いた。

$$e = e^* - \frac{Con}{755} P_A (T_D - T_w) \quad (4-14)$$

ここで、 e^* : T_w における飽和水蒸気圧、 P_A : 大気圧、 Con : 定数(0.50)。

樹冠遮断には風速が関与することがわかった。図4-7では、風速を便宜的に 0.5 m sec^{-1}

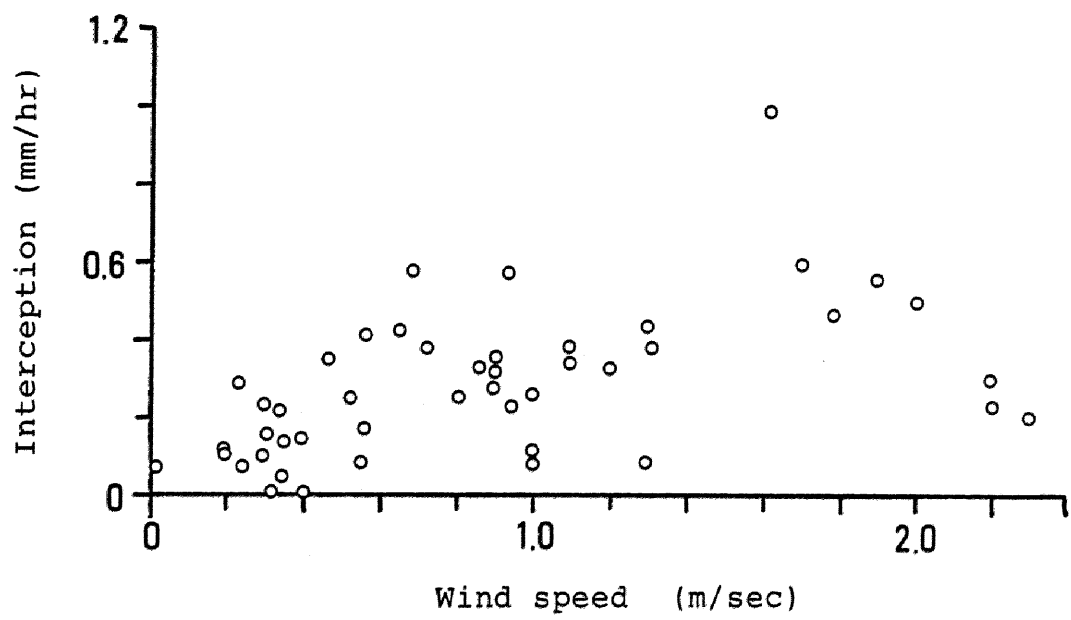
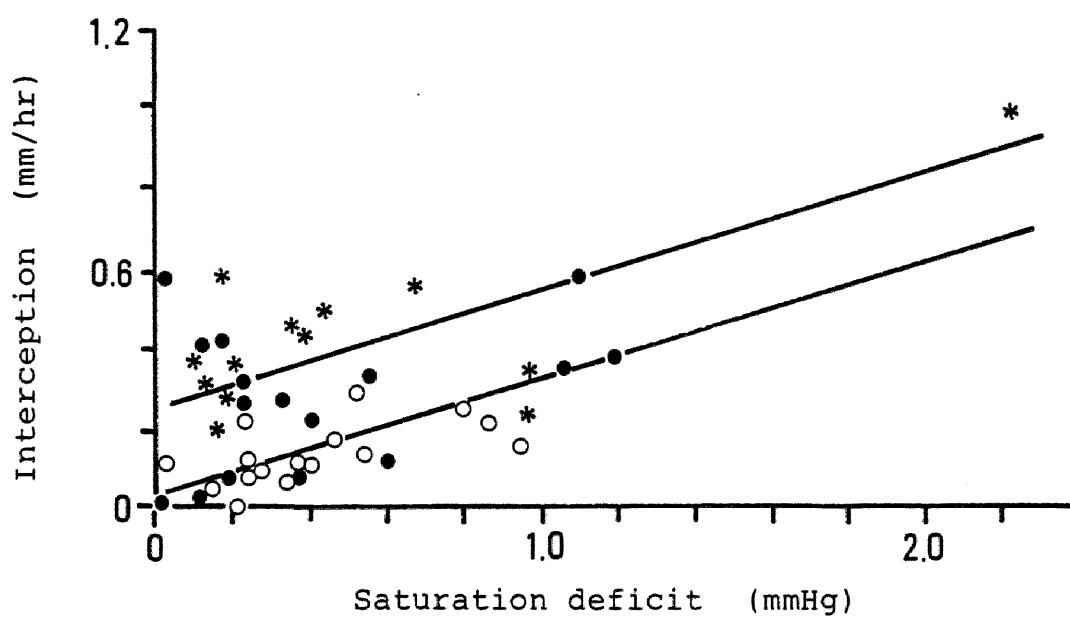


Figure 4-6 The relation between interception and wind speed



以下、 $0.5 \sim 1.0 \text{ m sec}^{-1}$ および 1.0 m sec^{-1} 以上に区分し、これをパラメーターとして用いた。

降雨時の飽和水蒸気圧差は大部分 $0 \sim 1.2 \text{ mmHg}$ の範囲に分布する。そのため、降雨中でも飽差がゼロになるケースは少ないことがわかる。これは降雨中といえども、蒸発が生起する余地があることを示唆している。また、樹冠遮断量は同一の風速域において、飽和水蒸気圧差とともに増大する傾向が見出せる。すなわち、飽和水蒸気圧差と風速が大きくなるほど、樹冠遮断量は増大することを示唆している。

つぎに、ここで述べた各因子を組込んだ(2-11)式を用いて、樹冠遮断量の予測モデルを構築し、その予測を行う。

2. 樹冠遮断量予測モデル

Rutter (79) により開発されたモデルを一部改変し、本林分に適した樹冠遮断モデルを作成した。

1) 樹冠遮断量予測モデルの構築

モデルの構造を図 4-8 に示した。樹冠を 1 個の流出孔を備えたタンクとみなすと、樹冠での雨水の挙動は、タンクにおける水の出入として取扱うことができる。タンクへのインポットは、降雨量 P_G から直達雨量 P_F を差し引いた雨量であり、そのアウトポットは、流下雨量 P_D と遮断蒸発量 E_I となる。そして、図中の f_1 と f_2 は次式で与えられる。

$$f_1 = a_4 P_G \quad (4-15)$$

$$f_2 = b_4 (C - S_{sat}) \quad (4-16)$$

a_4 と b_4 はそれぞれ直達係数および滴下係数である。 f_2 の与え方は Rutter モデルと異なるが、これは本モデルが遮断蒸発に重点を置いているので、樹冠通過雨量と樹幹流下量に分離する必要がないためである。これとともに、樹幹からの蒸発はわずかであると推測したからである。したがって、 P_D は滴下雨量と樹幹流下量の和に相当し、貯留量 C が飽和付着水分量 S_{sat} を越える場合に限り発生する。

さらに、 f_3 は S_{sat} 、 C 、 E_p の大小関係によ

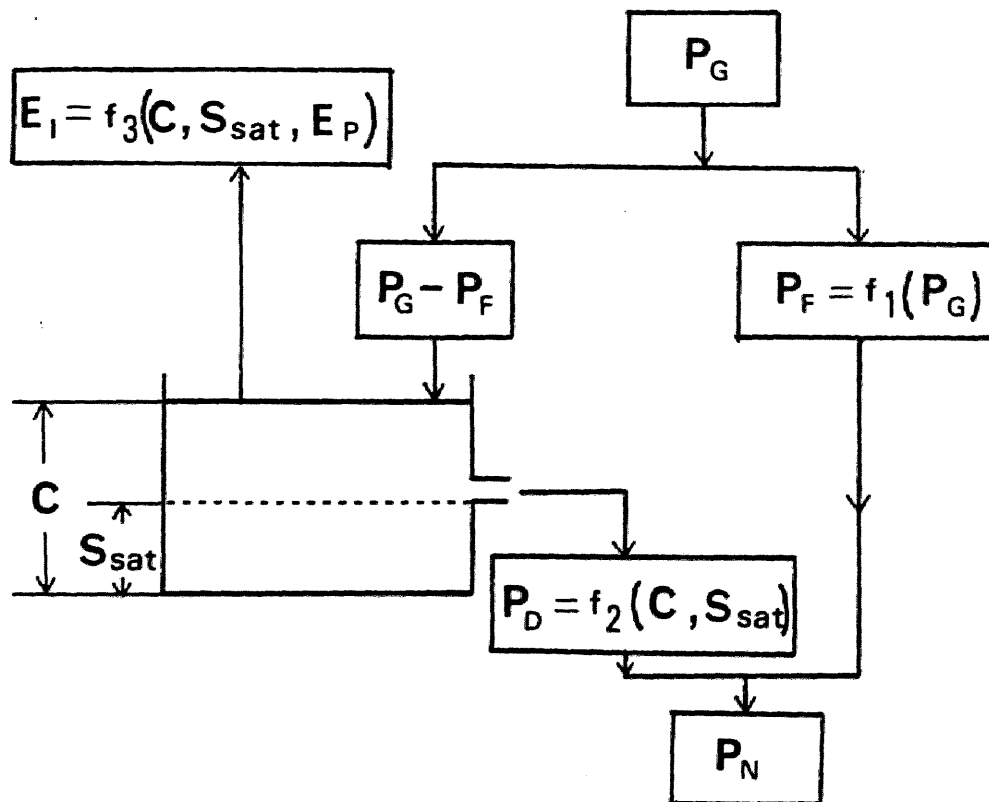


Figure 4-8 Structure of the canopy interception model

P_G : gross rainfall, P_F : free rainfall,
 P_D : drainage(the sum of drip and stem flow),
 P_N : net rainfall, S_{sat} : storage capacity,
 C : storage, E_P : potential evaporation calculated
in Eq.(2-11), E_I : evaporation of intercepted
rainfall

り、以下のように与えられる。

$$\left. \begin{array}{l} C > S_{sat} > E_p, S_{sat} > C > E_p \text{ のとき } f_3 = E_p \\ E_p > C \text{ のとき } f_3 = E_p \frac{C}{S_{sat}} \end{array} \right\} (4-17)$$

ここで、 E_p は先に述べた (2-11) 式から計算される。 f_3 が Rutter モデルと異なるのは、 f_3 が E_p の関数で表現される点である。 E_p の導入は、これを考慮した場合と考慮しなかった場合の試算から、前者の方が E_I および P_N の経時変化がその実測値とよく一致したためである。

したがって、このモデルを用いて樹冠遮断量を推定する場合、あらかじめ決定しなければならぬパラメータは、 a_4 、 b_4 、 S_{sat} および r_a となる。これらは立木密度、葉量などと密接に関係するので、林分条件を反映するパラメータと考えることができる。

2) パラメータの決定

前記した4個のパラメータは次のように決定した。以下に a_4 、 S_{sat} 、 r_a 、 b_4 の順に求め

方と同定値を示す。

Q_4 は本章第1節で推定されているので、その値0.20を採用した。

S_{sat} も同様で、本章での結果にもとづき1.24 mmとした。 Q_4 と S_{sat} は林分条件に依存するので、季節変化が予想されるが、ここでは年間を通して一定として取扱った。

空気力学的抵抗 r_a は林分の粗度と風速に依存するので、林冠上での多点の風速測定から推定されることが多い。本林分における風速観測では、林冠上の風速分布を知ることが難しいので、ここでは(4-18)式を用いて推定した(77)。

$$r_a = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{(e_{sur} - e)}{\lambda E_I} \quad (4-18)$$

ここで、 e_{sur} ：蒸発面の水蒸気圧。

e_{sur} と e は、それぞれ林冠頂部付近(地上高10 m)とその上方4 mの高さの水蒸気圧とし、両高度に設置されている乾・湿球温度計から算出した。

一方、 E_I は降雨量と林内雨量から、次の手順で推定した。降雨量、林内雨量および樹体の貯留量が一定とみなせる期間、すなわち平衡状態にある期間では、 E_I も一定と考えられる。したがって、これを満たす期間について、林冠での水収支式を解くと、 E_I は(4-19)式で与えられる。

$$E_I = P_G - P_N \quad (4-19)$$

そこで、図4-9に矢印で示したように、降雨量、樹冠通過雨量、樹幹流下量が2時間以上にわたり一定とみなせる期間を平衡期間とした。この条件を満たした期間は、全部で14回あった。

このようにして求めた e_{sur} 、 e 、 E_I を(4-18)式に代入して γ_a を計算した。このとき、 γ_a の推定期間における平均風速(地上高13m)を算出し、両者の関係を調べた(図4-10)。その結果、 γ_a と風速 u は次式で表わされることがわかった。

$$\gamma_a = 6.1 \times 10^{-3} \frac{1}{u} + 1.4 \times 10^{-2} \quad (4-20)$$

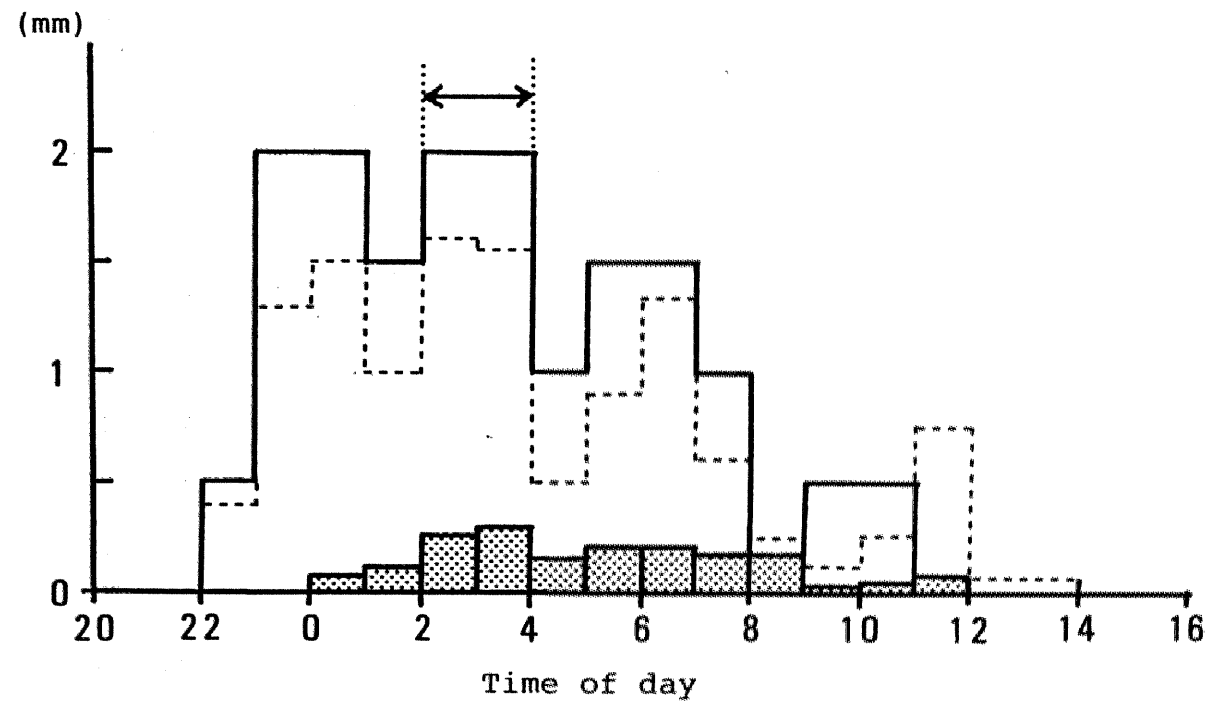


Figure 4-9 Determination of equilibrium period (\longleftrightarrow) to estimate evaporation of intercepted rainfall using water balance on the canopy (20-21 June 1980)

[Solid Box]: gross rainfall, [Dashed Box]: throughfall,
 [Stippled Box]: stem flow

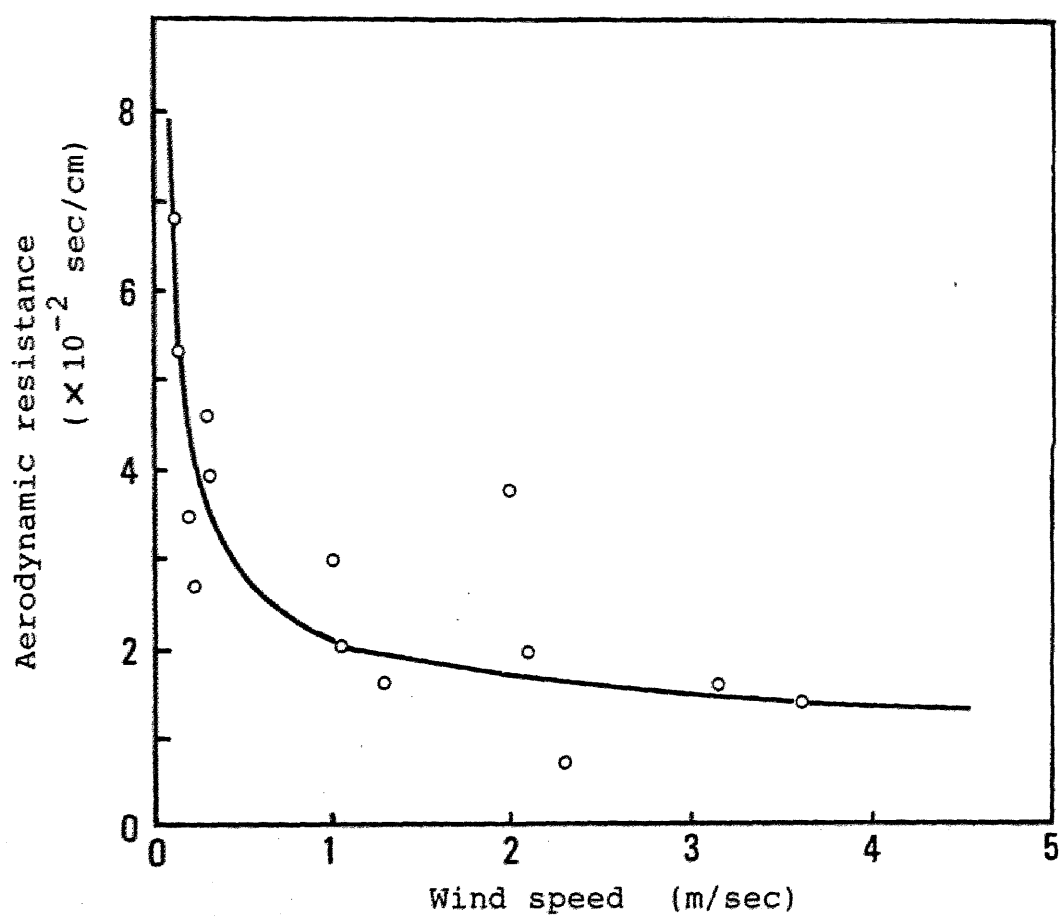


Figure 4-10 Relationship between aerodynamic resistance and wind speed

したがって、予測モデルでは r_a は風速から計算される。

最後に b_4 であるが、これは予測モデルにここで述べたパラメータを入力し、代表的な降雨についてシミュレーションを行い、試行錯誤で決定した。代表的な降雨として、季節、降雨強度、降雨量、降雨継続時間などの降雨特性が異なるものを網羅し、総計13個を選んだ。これらの降雨について、 b_4 を0.1から1.0まで0.1きざみで与えることにより、予測モデルから E_I を計算した。そして、これと実測遮断量が最も近似した b_4 を選んだ。その結果、 b_4 の最適値は0.8であった。なお、 b_4 の決定にあたり、 E_I の総量とともに、推定された林内雨量と実測林内雨量の経時変化の一致程度も判断基準とした。

3) 予測モデルの検証

予測モデルによる E_I の計算は、1980年の降雨について実施した。ただし、当年は総計98

回の降水があったが、計算は停電による欠測や降雪を除く74回の降雨について行った。

予測モデルによる計算遮断量と実測遮断量と比較したのが図4-11である。図中に記入した1:1の直線から大きくはずれる点もあるが、全体的には近似していると考えられる。なお、相関係数は0.73である。74回の降雨の計算遮断量合計は183.4 mmで、実測遮断量合計の217.9 mmより15.8%小さく推定された。また、74回の総降雨量は1021.3 mmなので、計算遮断率は18.0%となり、実測遮断率21.8%より3.8%小さい。

予測モデルの推定精度が十分であるか否かの判定は難しい。たとえば Gash (19, 20) は、Rutter モデルにより *Pinus sylvestris* L. と *Picea sitchensis* (BONG.) CARR. の各2林分の樹冠遮断量を予測しているが、それによると、計算値と実測値の差は実測値の-14~-21%の範囲にある。本林分における推定誤差も上記の範囲に入る。したがって、予測モデルの推定精度は妥当なもので

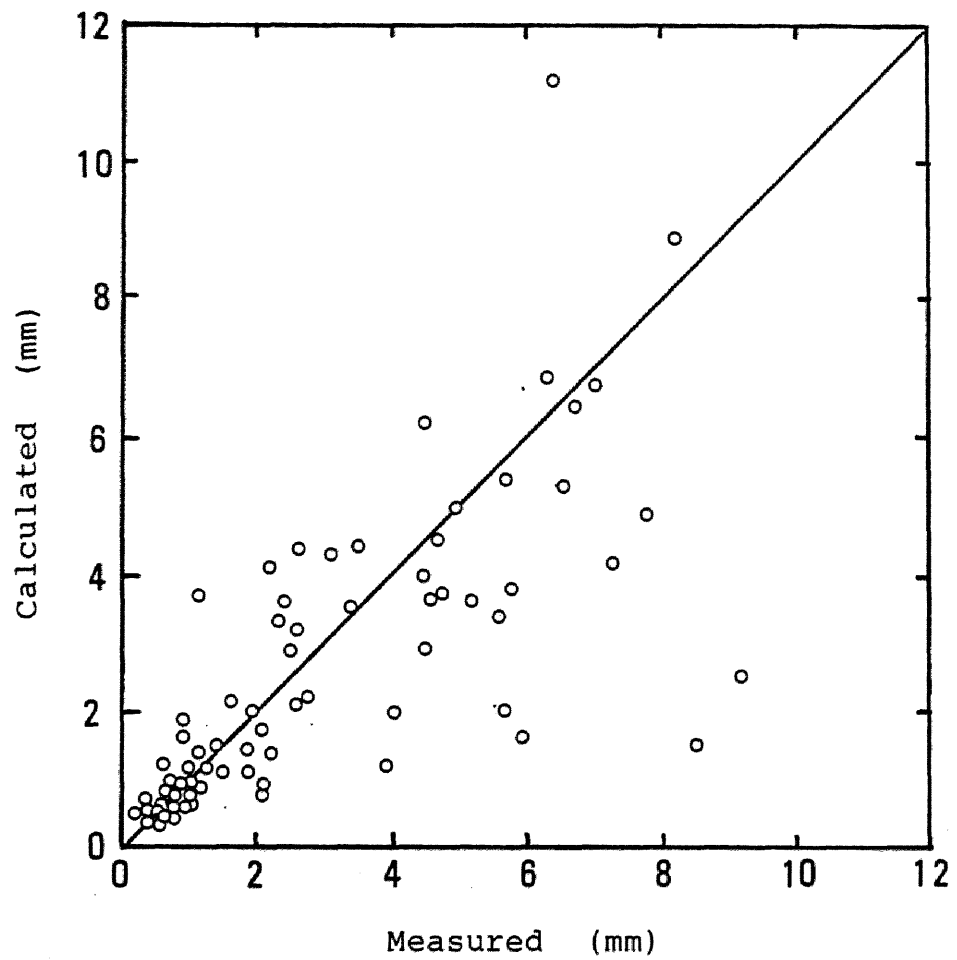


Figure 4-11 Comparison of calculated with measured interception

あると判断した。

また、図4-11にみられる推定誤差の大きい降雨に共通した条件として、非常に風が弱いこと、降雨継続時間が長いことが指摘できる。このような気象条件下では、乾球温度と湿球温度が接近するため、飽和水蒸気圧差が小さくなり、誤差が生じ易くなる。このことが大きなズレの一因として挙げられる。

3. 遮断蒸発強度の分布と季節変化

樹冠遮断の熱収支特性を知るには、樹冠に遮断された水分の蒸発強度、すなわち遮断蒸発強度を把握しなければならない。そこで、予測モデルの計算結果にもとづき、一降雨ごとの平均蒸発強度を明らかにする。ここでは一降雨として、降雨開始から貯留量がゼロになるまでの期間と定義した(27)。そのため、降雨開始から雨量記録紙上の最後の降雨までが降雨中であり、それ以後、貯留量がゼロになるまでが降雨後に相当する。

1) 遮断蒸発強度の分布

図4-12に遮断蒸発強度の頻度分布を降雨中と降雨後に分けて示した。降雨中の遮断蒸発強度は $0.0 \sim 0.8 \text{ mm hr}^{-1}$ の広範囲に分布するが、発生頻度は $0.0 \sim 0.1 \text{ mm hr}^{-1}$ のクラスが最も高く、次に $0.1 \sim 0.2 \text{ mm hr}^{-1}$ と順次低くなる。しかし、 0.5 mm hr^{-1} 以上の占める割合は14%にも及ぶ。これが降雨中蒸発の特徴といえる。ちなみに、降雨中の平均遮断蒸発強度は 0.25 mm hr^{-1} である。

一方、降雨後の遮断蒸発強度は $0.0 \sim 0.4 \text{ mm hr}^{-1}$ の範囲に分布し、降雨中と同様に、発生頻度は $0.0 \sim 0.1 \text{ mm hr}^{-1}$ で最も高く、つぎに $0.1 \sim 0.2 \text{ mm hr}^{-1}$ となる。そして、両階級で全体の約75%に達する。降雨後の平均遮断蒸発強度は 0.16 mm hr^{-1} で、降雨中の蒸発強度の64%であった。降雨後の遮断蒸発強度が降雨中より小さくなった原因は、降雨後では $C < S_{\text{sat}}$ となる機会が多く、 C の減少が蒸発の制限因子として影響したためと考える。なお、一降雨の平均遮断蒸発強度は、 0.19 mm hr^{-1} と推定された。これを曰

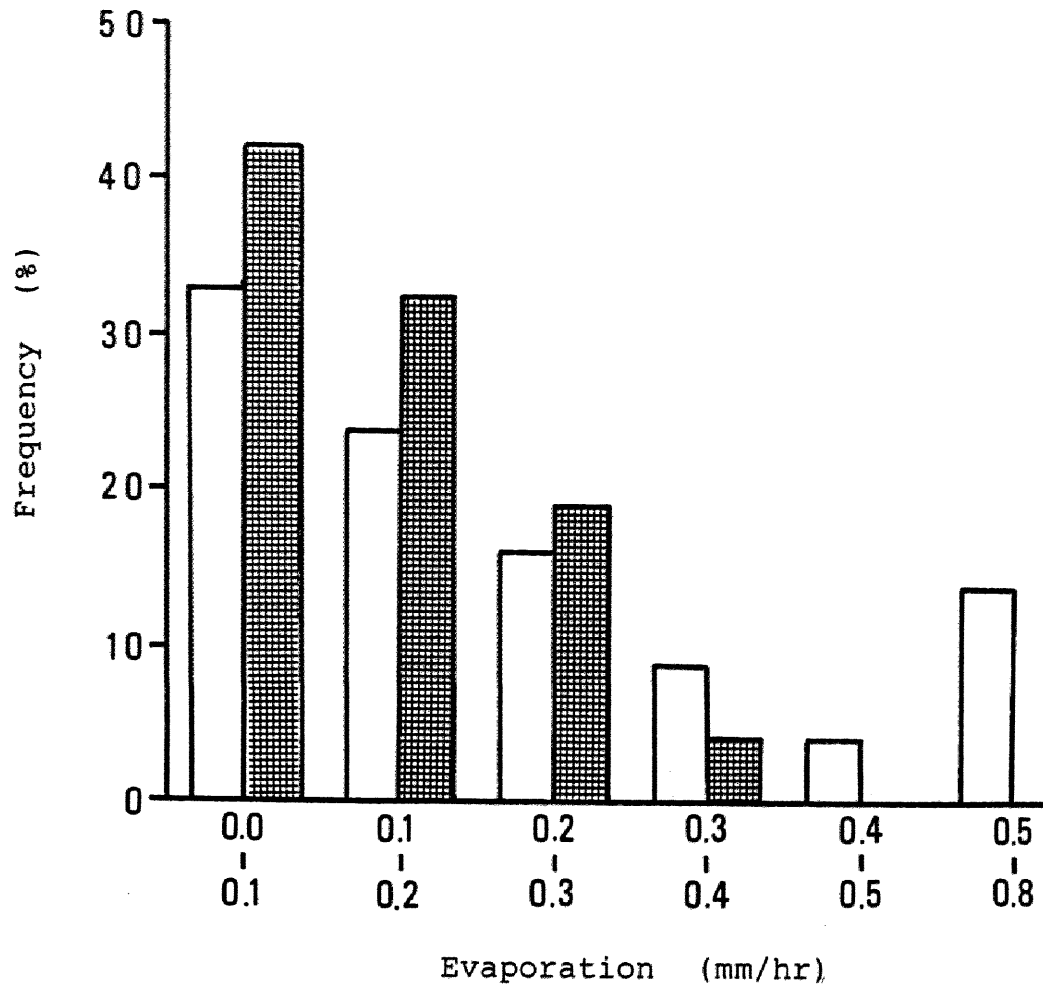


Figure 4-12 Frequency distribution of evaporation of intercepted rainfall

□: during rainfall

▨: after rainfall

量に換算すると 4.6 mm となり、夏季の晴天日の蒸発散に匹敵することがわかる。

ここで得られた平均遮断蒸発強度は推定法は異なるが、鈴木ら (87) の得た 0.16 mm hr^{-1} に近似した。また、Gash ら (20) が三つの針葉樹林分で求めた 0.13 、 0.21 、 0.33 mm hr^{-1} や Stewart (84) が報告している 0.17 mm hr^{-1} にも近い。したがって、本林分の平均遮断蒸発強度は妥当な値と考えられる。それとともに、林分条件、気象条件が異っても、蒸発強度は比較的狭い幅の中に入ることが推察された (29)。

2) 遮断蒸発強度の季節変化

各月ごとに整理した平均遮断蒸発強度を表 4-2 に示した。ここで、平均降雨時間と平均乾燥時間は、それぞれ降雨中と降雨後の時間に相当する。

各月の平均遮断蒸発強度は、2月の 0.07 mm hr^{-1} から6月の 0.28 mm hr^{-1} の範囲に入るが、そこにはっきりとした季節変化を認めることはできな

Table 4-2 Seasonal variation of evaporation of intercepted rainfall (1980)

	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Mean or Total
Number of rainfalls	2	2	4	4	6	4	9	11	12	8	6	6	74
Mean intensity of rainfall (mm/hr)	2.2	1.2	2.4	1.3	1.3	1.5	2.5	1.1	2.7	2.7	1.5	0.9	1.9
Mean duration of rainfall (mm/hr)	8.5	2.8	11.4	17.0	12.8	8.6	11.6	9.5	6.9	11.1	12.9	5.8	10.0
Mean duration of drying (hr)	6.5	11.0	3.1	5.4	3.8	4.3	7.0	5.9	4.4	5.4	3.8	3.3	5.1
Mean evaporation rate (mm/hr)	0.19	0.07	0.11	0.19	0.19	0.28	0.17	0.14	0.25	0.16	0.27	0.18	0.19
Evaporation rate during rainfall (mm/hr)	0.19	0.12	0.09	0.21	0.19	0.36	0.19	0.20	0.42	0.15	0.38	0.35	0.25
Evaporation rate after rainfall (mm/hr)	0.18	0.06	0.20	0.14	0.23	0.18	0.21	0.11	0.14	0.13	0.17	0.15	0.16
Rainfall stored on the canopy at the end of rainfall (mm/hr)	1.00	0.60	0.62	0.64	0.55	0.69	1.22	0.69	0.60	0.63	0.58	0.42	0.69

い。降雨中の蒸発強度についても季節変化は認められず、 $0.09 \sim 0.42 \text{ mm hr}^{-1}$ の間に分布する。さらに、降雨後の遮断蒸発強度にも季節変化はなく、 $0.06 \sim 0.23 \text{ mm hr}^{-1}$ の間で変化する。このように、遮断蒸発強度に季節変化が出現しないのは、これには樹木の生理条件が関与せず、降雨、飽和水蒸気圧差、風速、純放射などの気象因子に支配されるためと考察される。

表中の乾燥時間は、降雨後において濡れた林分が乾くのにかかる時間である。この時間は平均 5.1 時間であった。この数値は対象とする降雨と次の降雨を分離する際、中断時間の目安を与える。なお、この時間にも季節変化は存在しない。

降雨終了時貯留量は、降雨が終了した時点で林分に付着している水分量を表わす。この量は一降雨あたり、月平均で $0.42 \sim 1.22 \text{ mm}$ の範囲であった。この大きさは S_{sat} の $34 \sim 98\%$ に相当する。このことは、降雨終了時に林分が雨水で飽和状態にあることは極めてまれで

あることを明示する。

このように、遮断蒸発強度に季節変化は認められないが、降雨中や冬季においても、遮断蒸発強度は大きいことが明らかになった(29)。これが森林の樹冠遮断の特性と考えられる。そこで、この特性を熱収支の観点から解析する。

4. 遮断蒸発の熱収支特性

遮断蒸発を熱収支的に解析するには、それを林分の有効放射量と比較する必要がある。有効放射量は $R_n - G$ で表わされる。

遮断蒸発量と有効放射量の関係を図4-13に示した。図中には $E_I / R_n - G$ が 0.3, 1.0, 5.0 の場合の直線を書き込んだ。両者の関係は非常にバラツキが大きいが、つぎのような傾向を認めることができる。 $E_I / R_n - G$ は 0.2 から 7.5 の範囲に位置するが、その大部分は 0.3 から 5.0 の範囲に入る。そして、降雨総数の約 53% にあたる 39 個の降雨が、 $E_I / R_n - G \geq 1$ を満した。これは一

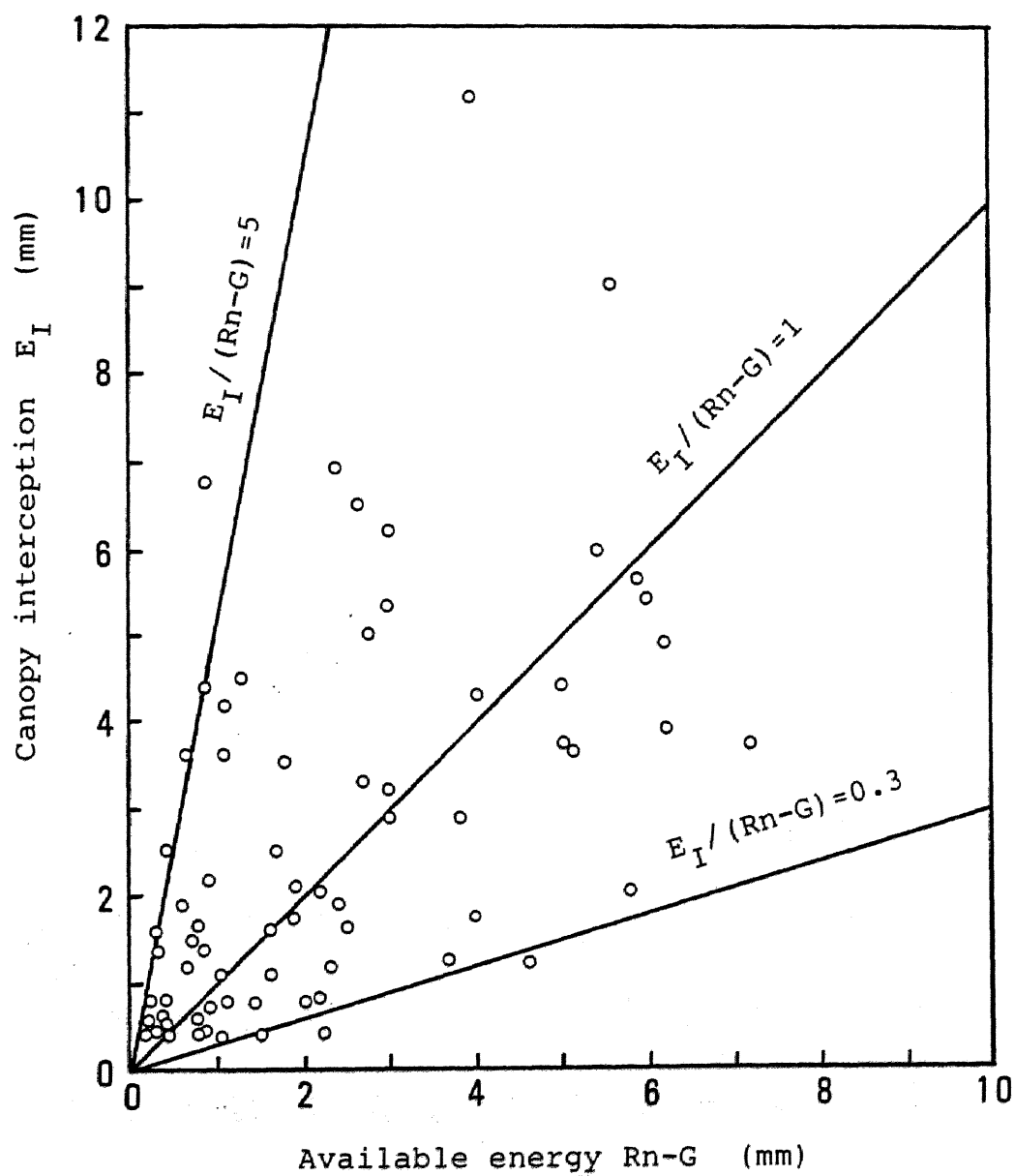


Figure 4-13 Relationship between canopy interception and available energy

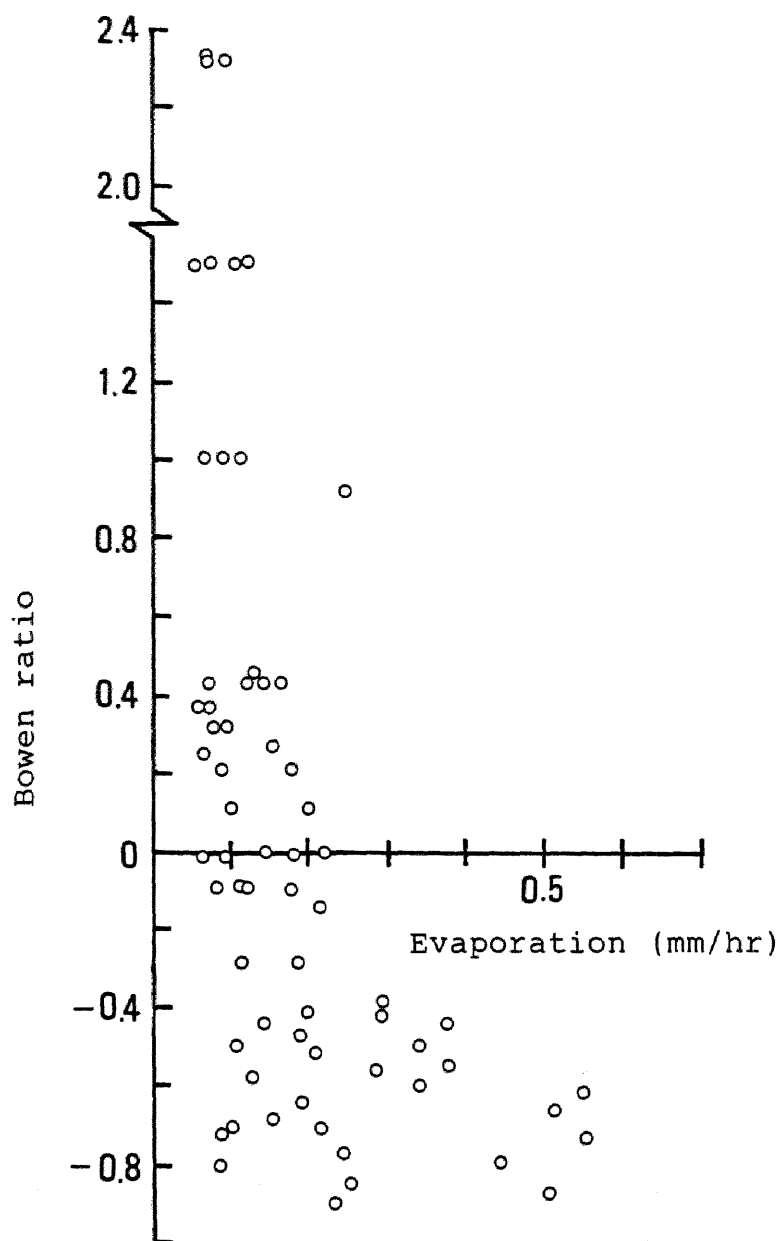
降雨中に到達する有効放射量を上回る遮断蒸発が生じたことを意味する。なお、 E_I/R_n-G の平均値は1.6であった。また、 $E_I/R_n-G \geq 1$ が成立するのは、 R_n-G が3 mm以下の領域がほとんどであり、 R_n-G が3 mm以上の領域では、 $E_I/R_n-G < 1$ となる傾向が確認できる。遮断蒸発においては(2-10)式右辺第2項のウェイトが高いが、とくに R_n-G の小さい領域で重要であることがわかる。したがって、 R_n-G が大きくなると、 R_n-G の E_I への影響度も増すことが考察される。

McNaughton は(54)は E_I/R_n の範囲を0.6から4.0と報告している。Stewart(84)は E_I/R_n-G の平均値として1.27を得ている。本林分で推定された E_I/R_n-G の範囲は前者に近似する。また、平均値は後者より少し大きい。また、 E_I/R_n-G が1.0より大きい点では一致する。したがって、遮断蒸発量は一降雨中の有効放射量をしばしば越えることが明らかになった(29)。

また、(2-8)式で与えられるボーエン比からは、以下のような特性が導き出された。

- 降雨ごとのボ-エン比を計算すると、 E_I との間に図4-14のような関係が見出される。ボ-エン比は-0.9から2.3の範囲に入るが、大部分は-0.9から0.5の間にあり、しばしば負値を示すことがわかった。McNaughtonら(54)は遮断蒸発におけるボ-エン比の範囲を ± 0.5 と述べており、負値をとる点で共通している。これに対し、Jarvisら(41)が整理した世界各地の針葉樹林のボ-エン比から、晴天日の蒸散のボ-エン比を抜き出すと、ほとんど0.1から4.0の範囲にあり、負値を示すことは極めてまれである。したがって、ボ-エン比が負値をとることは、遮断蒸発の特性であると判断された(29)。このことは(2-8)式から理解されるように、 $H < 0$ を意味する。すなわち、遮断蒸発においては、林分への顕熱の流入が存在することを示唆する。

このように、遮断蒸発は蒸散より大きく、しばしば有効放射量を上回ることが知られた。しかし、大きな遮断蒸発を支える熱エネルギー



-の起源は明らかでない。ここではそれをつぎのように推論した。

ある気象条件下で蒸発が進行し、空気中の飽和水蒸気圧差がゼロになると、(2-10)式右辺第2項は消えるので、蒸発量は右辺第1項で与えられる平衡蒸発量に等しくなる。この状態では蒸発量が有効放射量に依存し、それを越えることはない。しかし、前に述べたように、本林分の遮断蒸発量は有効放射量よりしばしば大きくなり、一降雨中の大部分の期間において、飽和水蒸気圧差がゼロにならないことが知られた。また、ボーエン比はしばしば負値を示す。そのうえ、第2章第1節で指摘したように、本林分は吹走距離が十分になく、周囲には林齢、樹種の異なる林分が接している。すなわち、本林分は熱収支構造の異なる群落の中に位置しているとみなせる。これらのことから、本林分では周囲群落からの熱エネルギーの流入、すなわち移流が生じていると推論された。しかし、これを裏付け

る実証データを提出することはできなかった。
そのため、移流の大きさ、発生時の気象条件
を含め、その実態を解明することが今後に残
された課題である。また、遮断予測モデルの
精度も十分でなく、移流の影響をも評価でき
るモデルへと改良、発展させなければならない。
い。

第5章 地面蒸発の熱収支解析

森林における地面蒸発に関する調査・研究は数少く、中でも長期間に及ぶ測定となると、ほとんど実施されていないのが実情である。それは閉鎖林分からの地面蒸発量が、蒸散量、樹冠遮断量に比較して量的に少なく、林分水収支において、そのウェイトが過小に評価されてきたためと考える。確かに、林床は入射量が少ないうえ、気温や飽和水蒸気圧差が低く、風も弱い。しかし、閉鎖林分からの地面蒸発量が蒸散量や樹冠遮断量に較べ、常に無視できるほど小さいとする確証はない。また、間伐や枝打ちなどの保育施業により、林内の気象環境が変化し、地面蒸発量が重要な水収支項になることもありうる。したがって、閉鎖林分における地面蒸発量の実態把握が第1要件である。

地面蒸発量は、林床に堆積している有機物（A₀層）と鉱物質土壌からの蒸発より成る。

A₀層は降雨時に雨水を貯留し、降雨が止むと大部分は蒸発により乾燥する。A₀層ではこれが降雨のたびに繰返えされる。そのため、降雨回数が多い我国の森林では、A₀層からの蒸発が地面蒸発に占める割合は大きいことが予想される。しかし、A₀層からの蒸発と土壌からの蒸発を分離することは難しい。ここでは第2章第2節で説明した地面蒸発計を用いて、両者を一括して推定する。

本章第1節では、A₀層の水分保持特性と地面蒸発量の季節変化の実態を明らかにする。第2節では、地面蒸発計と林内に到達した純放射量の比較から、地面蒸発の熱収支特性について解析する。解析期間は1980年～1982年8月である。

第1節 地面蒸発量の季節変化

1. A₀層の保持水量

A₀層の乾物重量と最大保持水量を表5-1に示した。A₀層の平均厚さは約1.0 cmで、採取面

Table 5-1 Watwe holding properties of the A₀ layer

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
Thickness	Dry-matter weight	Max. water-holding weight	Max. water-holding capacity	Max. capacity per dry-matter weight (4) / (2)	Max. water-content (3) / (2)
(cm)	(g)	(g)	(mm)	(mm/g)	(%)
1.0	84.0	189.0	2.1	0.025	225.0

積当りの A_0 層乾物重量は 84.0 g (9.3 ton/ha) であった。これは、原田ら (22) が調査した 28 年生ヒノキ林分の 3 ~ 5 倍程度大きい。この原因は、本林分の傾斜が緩いことにありと推察された。

浸水法により求めた A_0 層最大保持水量は 2.1 mm (2.1 ton/ha) で、これは A_0 層乾物重量当りに換算すると 0.025 mm/g に相当した。中野 (65) により報告されている種々の林分の A_0 層最大保持水量は、大部分 2 ~ 5 mm の範囲に入る。ヒノキ林の調査例としては、65 年生林分で約 2.3 mm と推定されている (93)。したがって、本林分の A_0 層最大保持水量は妥当な値であること、ヒノキ林分の A_0 層最大保持水量は他林分より概して小さいこと、が知られた。後者は、ヒノキ葉が鱗片状であるため小片に分離し易く、しかも吸湿性が劣るため、雨水により流亡しやすいことと関係があると考えられた。

A_0 層の乾燥は図 5-1 にみられるように、指

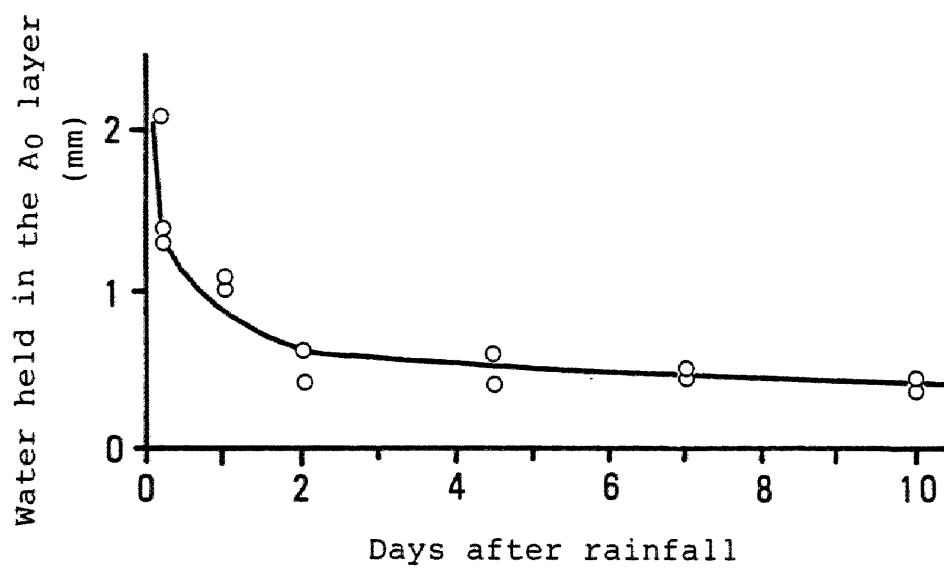


Figure 5-1 Drying process of the A₀ layer

数的な減少過程を示す。この図は、 A_0 層採取時の保持水量を降雨日から採取日までの経過日数に対してプロットしたものである。 A_0 層は降雨後2日でその保持水量が $0.4 \sim 0.5 \text{ mm}$ に達し、その初期に急速に乾く。しかし、それ以降は、乾燥が非常にゆっくり進行する。

2. 地面蒸発量の季節変化

林内純放射量、地中熱流量、有効放射量、蒸発計蒸発量および地面蒸発量の測定結果を表5-2に示した。林内純放射量は、観測塔に取り付けられた示差放射計と同種のものを林内地上高 1.0 m に設置し、林外の放射計と同じ処理過程で算出した。ただし、1980年は林内純放射量を測定していないので、図5-2に示した林内・林外純放射量の回帰式から推定した。この図は1981年1～10月における純放射量を月平均日量で示した。なお、回帰式は(5-1)で与えられ、その相関係数は 0.92 であった。

$$R_{NI} = 0.14 R_n + 2.85 \quad (5-1)$$

Table 5-2 Monthly variation of evaporation from the forest floor

	1980												Total
	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	
(1) Net radiation on the forest floor (mm)	5.8	11.0	15.0	17.3	20.4	18.7	17.4	17.6	14.0	12.1	7.5	3.9	160.7
(2) Heat flux in the ground (mm)	-4.5	-3.4	-1.0	1.2	3.7	4.1	3.4	3.0	-0.4	-1.8	-2.3	-5.1	-3.1
(3) Effective radiation (mm)	10.3	14.4	16.0	16.1	16.7	14.6	14.0	14.6	14.4	13.9	9.8	9.0	163.8
(4) Evaporation from pan evaporimeter (mm)			14.0	11.6	9.7	10.8	6.0	6.9	10.8	14.3	12.4	14.8	111.3
(5) Evaporation from the forest floor (mm)	9.4	9.3	8.7	8.9	9.9	10.0	11.6	10.8	12.9	17.2	15.1	13.4	137.2
(6) (5)/(1)	1.62	0.85	0.58	0.51	0.49	0.53	0.67	0.61	0.92	1.42	2.01	3.44	0.85
(7) (5)/(3)	0.91	0.65	0.54	0.55	0.59	0.68	0.83	0.74	0.90	1.24	1.54	1.49	0.84

	1981				1982								Total
	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	
(1) Net radiation on the forest floor (mm)	14.8	15.5	9.5	8.8	6.9	7.3	15.1	17.6	22.8	19.4	17.8	19.4	174.9
(2) Heat flux in the ground (mm)	-1.0	-3.0	-3.2	-2.9	-3.2	-2.7	0.3	0.7	2.2	3.3	3.1	3.5	-2.9
(3) Effective radiation (mm)	15.8	18.5	12.7	11.7	10.1	10.0	14.8	16.9	20.6	16.1	14.7	15.9	177.8
(4) Evaporation from pan evaporimeter (mm)	10.0	13.4	13.8				13.5	17.6	19.2	13.6	9.6	7.4	118.1
(5) Evaporation from the forest floor (mm)	12.9	15.5	10.3	7.0	6.9	7.9	8.9	10.3	16.2	9.8	8.4	7.2	121.4
(6) (5)/(1)	0.87	1.00	1.08	0.80	1.00	1.08	0.59	0.59	0.71	0.51	0.47	0.37	0.69
(7) (5)/(3)	0.82	0.84	0.81	0.60	0.68	0.79	0.60	0.61	0.79	0.61	0.57	0.45	0.68

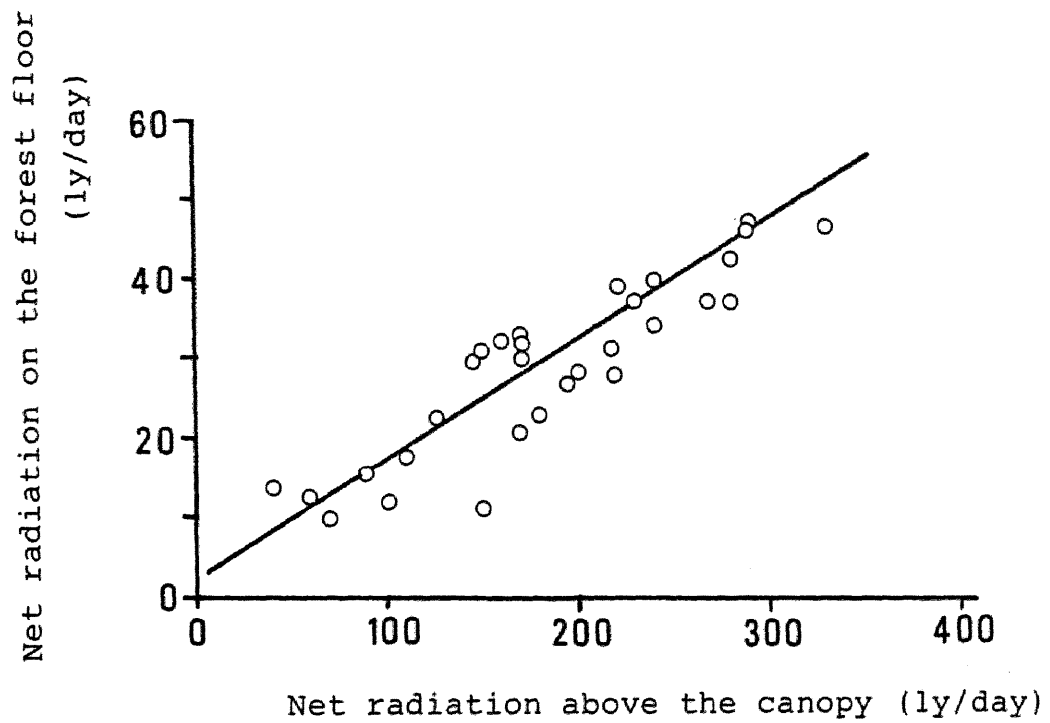


Figure 5-2 Relationship between the net radiation on the forest floor and that above the canopy

ここで、 R_{NI} ：林内純放射量。

また、表中の有効放射量は、林内純放射量から地中熱流量を差引いて求めたものである。

表 5-2 の結果から、地面蒸発量の大きさと季節変化の特徴を明らかにする。地面蒸発量は 1980 年 10 月の最大値 17.2 mm と 1982 年 1 月の最小値 6.9 mm の間に分布する。これを日平均量に直すと、0.22 ~ 0.55 mm に相当する。年間量は 1980 年が 137.2 mm、1981 ~ 1982 年が 121.4 mm である。これらの日平均量に換算すると、それぞれ 0.38 mm、0.33 mm になる。また、年間量を年降水量に対する割合で見ると、それぞれ 8.9 %、8.2 % に当たる。この違いは、主として兩年の気象条件の違いに起因すると考えられる。

林内に設置した大型蒸発計の日蒸発量は、蒸発計の精度を下回る日がかかなり観測されたため、表 5-2 には参考データとして記載した。結氷期間の 1, 2 月および 12 月を除くと、年蒸発量は 1980 年が 111.3 mm、1981 ~ 1982 年が 118.1 mm となる。この結果から、地面蒸発量は蒸発

計蒸発量と同程度もしくは若干小さいことがわかれた。

つぎに、既往の測定結果との比較から、本林分の地面蒸発量の妥当性を検証する。Rutter (80) は、林分における地面蒸発量が蒸発散量の10~12%の範囲にあることを指摘している。森林以外の植物群落では、小麦群落の10% (71)、トウモロコシ群落 ($LAI \geq 1$) の13% (75) がある。牧草地では、蒸発散量に占める地面蒸発量の割合が25.9%に達したとする報告 (63) もある。これらの数値は群落条件はもろろんのこと、観測時期や期間などが不揃いなので、統一的に比較することは難しい。本林分の年蒸発散量を700~800 mm (30) と仮定すると、地面蒸発量の蒸発散量に占める割合は15~20%と見積られる。Rutter (80) が述べている数値を比較基準にとれば、本林分の推定値は過大であるといえる。

さらに、地面蒸発量を表5-3に整理した森林内における小型蒸発計からの水面蒸発量と

Table 5-3 Comparison of evaporation within and outside the stands

Forest meteorological station	Precipitation (mm)	Evaporation outside stand (mm)	Evaporation within stand (mm)	(3)/(2) (%)	(3)/(1) (%)	Stand
Numakunai	1105.6	1053.2	224.7	21.3	20.3	C
Nikko	2363.0	800.9	376.3	47.0	15.9	Q
Ikaho	1942.3	1070.4	313.6	29.3	16.1	C
Ikaho	1942.3	1070.4	287.7	26.9	14.8	Qu, Ca
Myogi	1811.6	931.7	322.8	34.6	17.8	C
Katsuyama	2500.0	1119.8	448.4	40.0	17.9	P
Taikisan	2388.4	1070.1	329.8	30.8	13.8	Qu
Matsuyama	1823.8	1022.9	286.0	28.0	15.7	C, Ch
Syuzan	1673.4	982.6	147.5	15.0	8.8	C
Morimachi	2100.7	1089.6	228.9	21.0	10.9	C
Koishihara	3035.2	972.8	414.2	42.6	13.6	C
Kitaoguni	2647.2	1121.7	187.1	16.7	7.1	C

Ca : *Castanea crenata* S. et Z., C : *Cryptomeria japonica* D. Don, Ch : *Chamaecyparis obtusa* S. et Z.,
P : *Pinus densiflora* S. et Z., Q : *Quercus crispula* Bl., Qu : *Quercus* spp.

比較する。林内における年水面蒸発量は $147.5 \sim 448.4 \text{ mm}$ に分布する。これを年降水量に対する割合で見ると、 $7.1 \sim 20.3 \%$ の範囲に入る。同様に、林外の水面蒸発量に対する割合を出すと、 $15.0 \sim 47.0 \%$ の間に落ちる。本林分の地面蒸発量はこれらより明らかに小さい。気象条件や林分条件の違いは評価できないが、林床からの地面蒸発は、水面からの蒸発より小さいことを明示していると考える。この原因は、林床の A_0 層からの蒸発が経時的に減少するとともに、 A_0 層の存在がその下の土壌層からの蒸発を抑えるためと推察された。したがって、乾燥期または無降雨日が長期に及ぶ場合、地面蒸発量と水面蒸発量（蒸発計蒸発量）の差は大きくなり易いと推論された。

地面蒸発量の季節変化では、1980年の9月から12月にかけて、 $0.36 \sim 0.48 \text{ mm/day}$ と大きいのが特徴的である。また、1981～1982年では9～11月とともに、5月にもピークが現われ、地面蒸発量は二つの山をもつ季節変化を示し

た。このことは、谷部分にあたる7、8月の地面蒸発量が相対的に小さいことを示唆する。ちなみに、1982年の7、8月の地面蒸発量は約 0.25 mm/day であった。一方、林内の水面蒸発量には両年とも同じ傾向、すなわち7、8月に小さい傾向が認められた。地面蒸発量の季節変化については、既往の報告が見当らない。しかし、小型蒸発計からの水面蒸発量については、同様の結果が妙義山(47)、三峯山(13)のスギ林で見出されている。そして、夏季に蒸発量が小さくなる理由として、林内の飽和水蒸気圧差、風速が小さいことを挙げている(13、47)。

本林分では、林内の微気象が観測されていないので、上記の気象因子の地面蒸への影響を明らかにできない。しかし、蒸発現象という観点からは、熱源となる林内純放射量と地中熱流量およびA₀層の水分状態が重要であると考えらる。そのため次節では、これらの因子に着目して地面蒸発の熱収支特性を解析する。

第2節 地面蒸発の熱収支特性

1. 林内の熱および土壌水分環境

地面蒸発は主要な熱源と考えられる林内純放射と地中熱流および林床の水分状態に依存すると考えられる。そこで、これらの因子の実態を明らかにする。なお、林床の水分状態は、土壌層の水分測定にもとづいて調べる。

表5-2から、林内純放射量は林外の場合と同様、夏季に大きく、冬季に小さい季節変化をする。月最大値は1982年5月の22.8 mm、月最小値は1980年12月の3.9 mmであった。年間量は1980年、1981～1982年でそれぞれ160.7 mm、174.9 mmとなり、両年とも林外の年間純放射量の約15%に相当した。

地中熱流量にも明瞭な季節変化が認められ、1、2月もしくは3月までは負値を示すが、その後正值に転じ、8月まで推移し、9月に再び負値になる。正值は林床を境界に、熱が気層から土壌層へ流れることを意味する。負値はその逆の流れを表わす。したがって、正

値の期間は土壌層の貯熱期、負値の期間は放熱期にあたる。このような地中熱流量の季節変化は、一定の周期関数で近似できることが推察された。

地中熱流量の月最大値は、1980年6月の4.1 mm、月最小値は同年12月の-5.1 mmであり、量的には僅少である。しかし、冬季たとえば12月には、地中熱流量が林内純放射量に近づくことから、冬季の林床面における熱収支では、そのウェイトが高くなると考える。したがって、地中熱流は、冬季における地面蒸発の熱源になることが考証された(26)。

有効放射量は月量でまとめると、9.0~20.6 mmの範囲にあり、夏季に大きく、冬季に小さい。月最大値は両年とも5月に集中し、年間量は1980年が163.8 mm、1981~1982年が177.8 mmに達する。これらを平均日量に換算すると、それぞれ0.45 mm、0.49 mmに相当する。これを前に述べた地面蒸発量と比較すると、有効放射量の方が大きいことがわかる。このことは、

地面蒸発量の大部分は有効放射量でまかなわれることを示唆している。

林地の土壤水分は図5-3のように推移した。地表面に近いほど、含水量が少ない傾向が読み取れる。しかし、深さ10 cmの水分変化範囲が pF 1.7 ~ pF 2.4であることから、全期間を通じ、土壤層は湿润であったと判断される。したがって、土壤水分の不足による蒸発の抑制は発生しなかったと考えた。

2. 地面蒸発量と有効放射量の関係

観測期間ごとの日平均地面蒸発量と日平均有効放射量の関係を図5-4に示す。ここでは、両者の関係を便宜的に2~8月と1月および9~12月の二つの期間に区分するとともに、1980年と1981~1982年を区別してプロットした。

2~8月の期間では、地面蒸発量がおおむね $0.2 \sim 0.5 \text{ mm/day}$ に分布し、有効放射量の増加とともに大きくなる傾向が見出せる。そして、

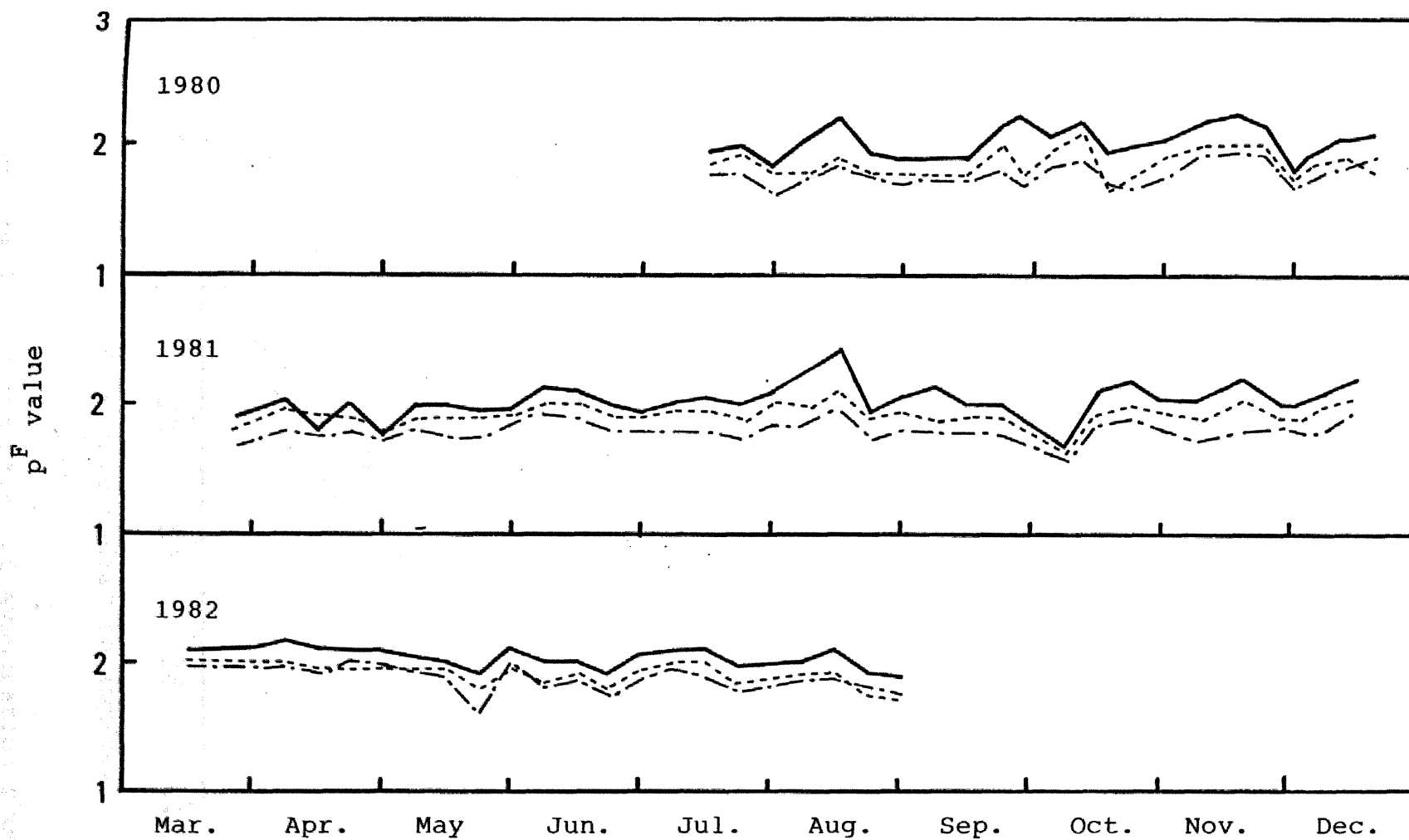


Figure 5-3 Seasonal variation of soil moisture
 — 10cm, ---- 30cm, -.- 50cm

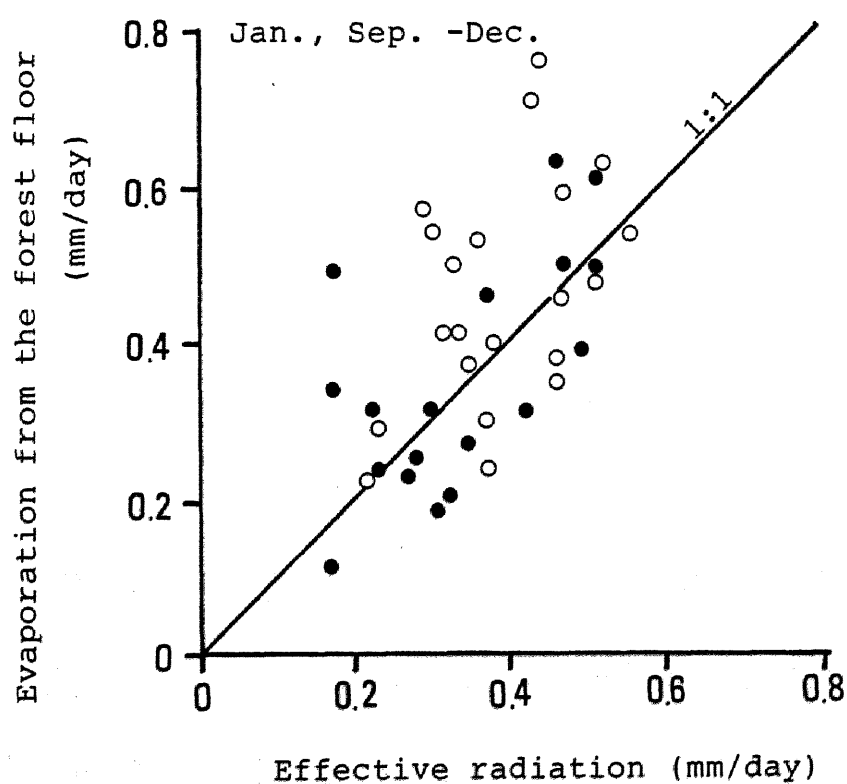
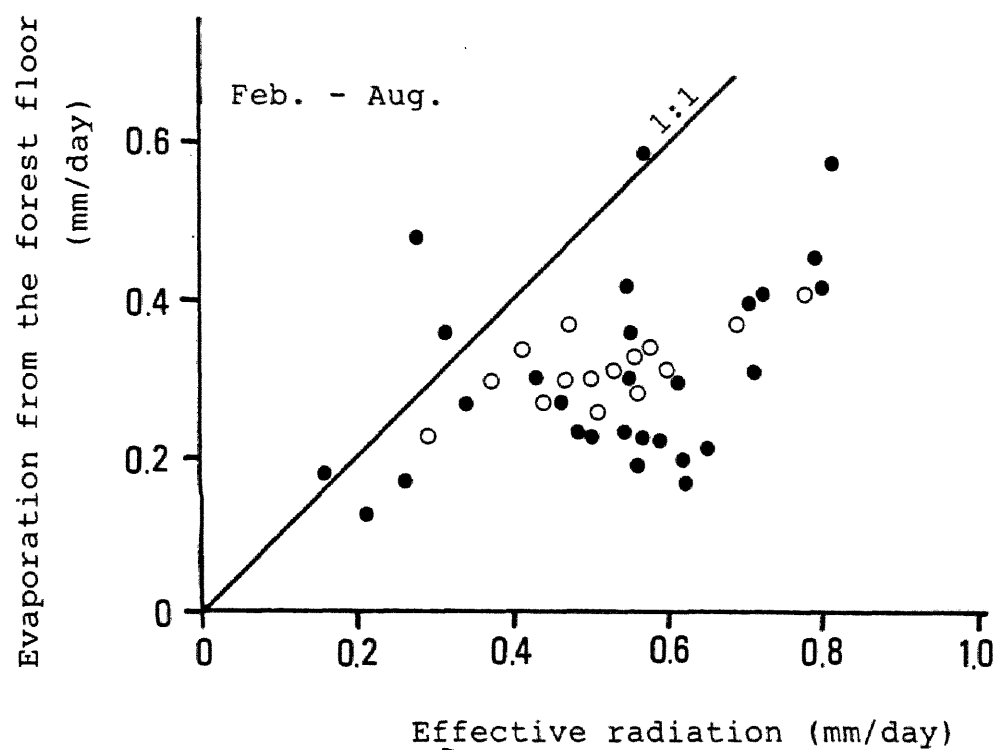


Figure 5-4 Correlation of evaporation from the forest floor and effective radiation
 o: 1980, •: 1981-1982

その大部分が図中に書込んだ直線の下側に位置する。すなわち、この期間では地面蒸発量が有効放射量より小さい。一方、これを除く期間では、地面蒸発量が $0.2 \sim 0.6 \text{ mm/day}$ 前後に分布し、前者の期間より少し大きくなる。さらに特徴的なことは、1:1の直線の上側に多くの点が落ちることである。そのうえ、バラツキも大きい。したがって、秋季から冬季の地面蒸発量は、最大でも有効放射量の2倍程度であるが、しばしば有効放射量を上回るこ
とが明らかになった(26)。

同様の結果は、表5-2の地面蒸発量の林内純放射量や有効放射量に対する比からも知ることができる。たとえば、1980年の地面蒸発量の有効放射量に対する比は、10~12月には1.0より大きい。しかし、その他の月では、その比が1.0より小さい。

以上のように、地面蒸発量は $0.2 \sim 0.6 \text{ mm/day}$ の範囲にあり、春季から夏季には有効放射量より小さいが、秋季から冬季にはしばしば有

効放射量を上回る。これが熱収支からみた地面蒸発量の特性と考える。この原因を解明するには、林床付近の微気象や地面蒸発計内と周囲土壌層の水分状態を測定しなければならない。しかし、このようなデータが得られていないので、ここではその原因となる事象を記述するにとどめる。

地面蒸発計の底は大気に開放しているので、蒸発計からの排水は、重力水の流出が終了した時点でほぼ停止すると考えられる。そのため、地面蒸発計内は周囲土壌層より貯水量が多く、A₀層下の土壌は湿润であると考えられる。このことは、地面蒸発がポテンシャルな状態で進行する水分条件下にあったことを示唆する。また、地面蒸発計のA₀層は周囲より概して薄く、土壌面が部分的に露出した蒸発計もあった。したがって、乾燥したA₀層による被覆効果、すなわちA₀層下の土壌層からの蒸発抑制が小さくなる。

これに加え、蒸発面への移流を考慮する必

要があることが推察された。なぜなら、冬季の乾燥期には地面蒸発計内は湿潤であるが、周囲林床が乾燥するため、蒸発計への顕熱の流入が生起する可能性がある。これは、小さなスケールでの「オアシス効果」とみなすことができる。また、林分自体が小さいため、周囲群落からの移流も考えられる。現時点では、移流の規模を判定することはできない。しかし、地面蒸発計の土壌層が常に湿潤で、しかもA₀層が薄いという条件と、そこへの顕熱の流入を想定すること、冬季の地面蒸発量が有効放射量を越えた理由を定性的に説明できる。

ここで得られた地面蒸発量は、土壌水分およびA₀層の状態からみて、可能蒸発量に近似すると考察される。地面蒸発量が林内の水面蒸発量にほぼ等しいのは、その証左といえる。そして、雨の多い湿潤な期間では、地面蒸発計内と周囲土壌の水分状態が同じなので、推定値を林分の地面蒸発量とみなすことができ

る。しかし、冬季のような乾燥期では、移流の影響を受け、地面蒸発量は若干過大に推定された可能性がある」と推論した。

第6章 森林蒸発散の熱収支解析

第4章では降雨の樹冠遮断、すなわち降雨により濡れた樹体からの蒸発を解析した。本章では樹体が乾いている無降雨日の蒸発散を取扱う。無降雨日の蒸発散は蒸散と地面蒸発から成る。しかし、第5章で知られたように、後者は小さいので、蒸散のウェイトが高いと予想される。

蒸発散量の推定に用いた熱収支・ボーエン比法は、世界各地の林分に適用されており、測定期間は短いが良好な結果が報告されている(3, 49, 67, 91, 95)。そこで本章第1節では、ヒノキ林における長期の微気象観測にもとづき、蒸発散量の日変化と季節変化の現態を明らかにする。そして、蒸発散量の特徴を熱収支の観点から解析する。第2節では、蒸発散量、純放射量などの測定結果から、ヒノキ林の熱収支を究明する。それとともに、蒸発散の内訳、すなわち蒸発散量を蒸散、樹

日遮断、地面蒸発に分配し、その割合を熱収支の観点から考察する。解析期間は1980年である。

第1節 蒸発散量の経時変化

1. 蒸発散量の日変化

1980年の4月3日、8月9日、9月13日を代表日として選び、熱収支各項、ボーエン比、微気象因子の日変化を図6-1(a)~(c)に示した。日中純放射量はそれぞれ7.3 mm、8.3 mm、6.9 mmで、その月の最大値もしくはそれに近い値である。したがって、各日とも快晴日であったと判断される。

蒸発散は朝方と夕方に小さく、日中に大きい日変化を示すが、その時間変化には凹凸がみられる。4月3日の場合、蒸発散量は日中おおむね $0.1 \sim 0.2 \text{ mm hr}^{-1}$ の範囲を推移し、純放射量の日変化とは必ずしも一致しない。それに比べ、顕熱は純放射量と似た日変化をする。しかも顕熱は蒸発散量より大きい。この様子

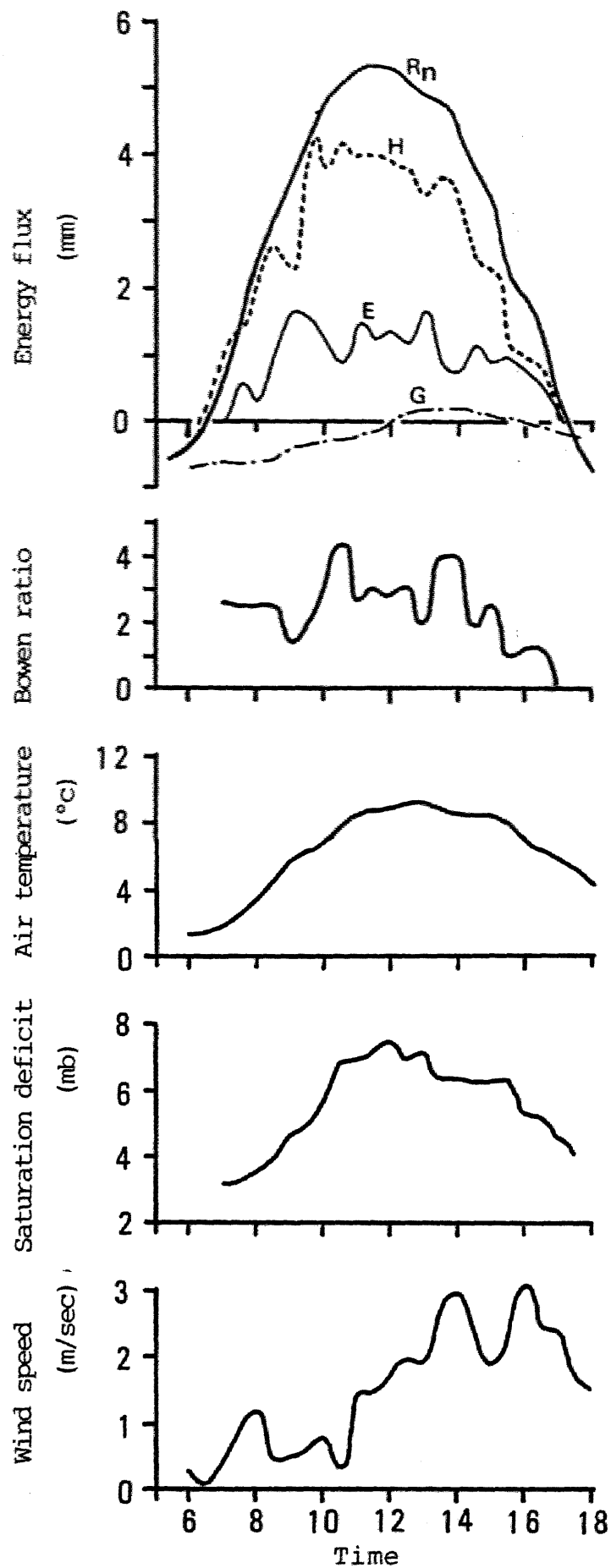


Figure 6-1(a) Diurnal variation of heat balance components and micrometeorological factors (3 April, 1980)

R_n : net radiation, E : evapotranspiration, H : sensible heat flux, G : soil heat flux

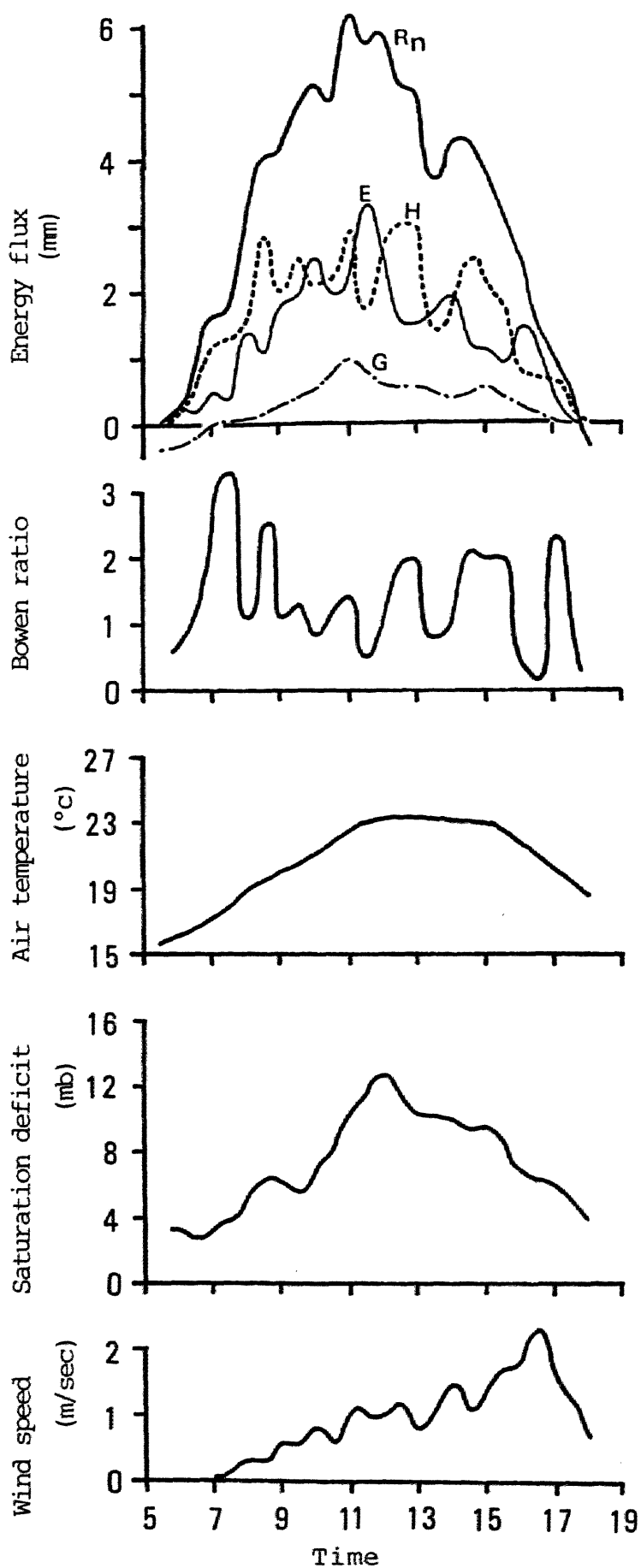


Figure 6-1(b) Diurnal variation of heat balance components and micrometeorological factors (9 Aug., 1980)

R_n : net radiation, E : evapotranspiration, H : sensible heat flux, G : soil heat flux

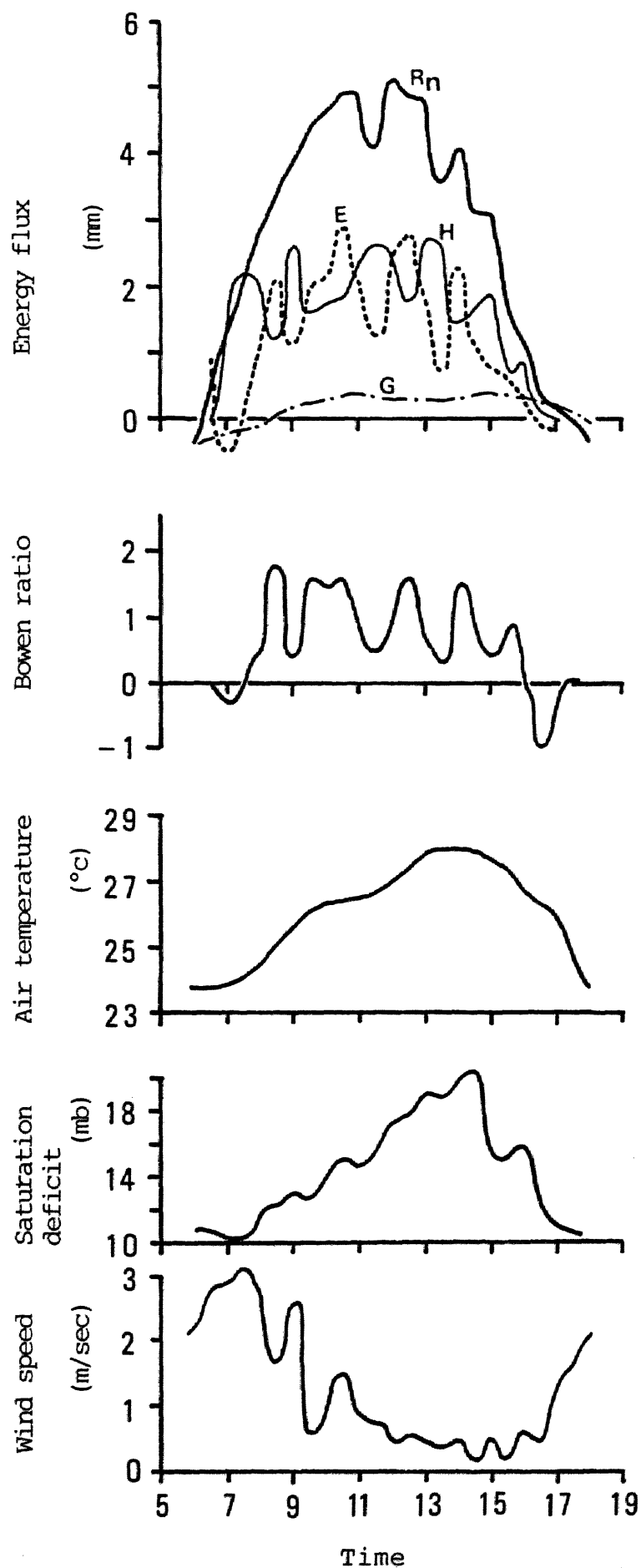


Figure 6-1(c) Diurnal variation of heat balance components and micrometeorological factors (13 Sept., 1980)

R_n : net radiation, E : evapotranspiration, H : sensible heat flux, G : soil heat flux

は、ボ-エン比の日変化にも反映しており、ボ-エン比は16時以降を除くと、1~4の間に位置する。したがって、純放射量の大部分が顕熱に変換されたことになる。ちなみに、日量で計算したボ-エン比は2.7であった。

地中熱流は午前中負値で、12~16時に正值、その後再び負値に転ずる。先に述べたように、4月は放熱期から貯熱期への移行期にあたり、量的には非常に小さい。4月3日の場合、日中における地中熱流量の純放射量に対する割合は0.5%であった。

4月3日の純放射量は小さくないにもかかわらず、蒸発散量が僅少なのは、樹木の生理活動と関係があると推察された。この時期は樹木の休止期から活動期への移行期にあるので、その生理活動はまだ低調であると想定された。蒸発散量と微気象因子の間には明瞭な関係が認められず、蒸発散を支配する因子を決めることはできない。

8月9日は葉量も安定期にあり、樹木の生

産活動が盛んな時期である。蒸発散量は純放射量と同じ日変化をたどり、正午頃に最大になる。しかも、その強度は 0.3 mm hr^{-1} を上回る。顕熱との関係では、9時を過ぎる頃から、蒸発散量が顕熱より大きくなることがある。それは、1より小さいボーエン比の出現頻度が4月より増えていることと符合する。数量的には、日中純放射量に対する蒸発散量の割合が約4%、また、ボーエン比は1.4となり、蒸発散量は4月に較べると明らかに増加している。

微気象因子との関係では、蒸発散量の日変化形が純放射量と飽和水蒸気圧差の日変化形に近似した。樹冠遮断と異なり、純放射の影響が強いのが特徴的である。

9月13日は蒸発散の盛んな時期と考えられる。この時期には、純放射量が減少期に入っている。しかし、蒸発散量は午前中から大きな値を示し、ときに純放射量をしのぐ。このような時間帯では、顕熱とボーエン比が負値

に転ずる。この現象は顕熱の流入と解釈されるが、その機構については実証的に説明できない。

9月13日の熱収支は蒸発散へ52.2%、顕熱へ46.4%、地中熱流へ1.4%となり、ボーエン比は0.89と1を下回る結果であった。

以上の解析から、快晴日の蒸発散は概して凸型の日変化を示し、その強度はほとんど 0.4 mm hr^{-1} 以下であることがわかった。純放射量に対する蒸発散量の割合は、日量計算で50%以下の日が多い。ボーエン比は、葉量が一定となる5月以降、日中で0~2の範囲を推移する。しかし、ボーエン比が1以下の時間が継続することはほとんどない。また、地中熱流量は蒸発散量や顕熱に比較し圧倒的に小さく、熱収支的にはほとんど無視することができると推定される。

McNaughton ら (54) は、温帯の針葉樹林と広葉樹林における夏季の日中蒸散強度をとりまとめている。それによると、蒸散強度は $0.15 \sim 0.45 \text{ mm hr}^{-1}$ にある。また、純放射量に対する蒸散量

の割合は0.2~0.5、ボーエン比が0.5~4.0の範囲にあることを指摘している。本林分の蒸発散強度、ボーエン比などはMcNaughtonらが述べた範囲におさまることから、推定値は妥当であったと考える。また、温帯林では林分条件や気象条件が異っても、無降雨日の蒸発散は比較的近似することが考察された。

2. 蒸発散量の季節変化

(2-9) 式の熱収支・ボーエン比法で計算した日蒸発散量と、日量で計算したボーエン比の季節変化を図6-2に示した。

蒸発散量の季節変化を追うと、4月は2mm付近を推移するが、5月に入ると大体2~4mmの範囲へと移動し、一つのピークを形成しながら6月上旬まで続く。その後梅雨期に入ると、蒸発散量は少し減る。7月中旬から9月上旬では、その変化が幾分安定し、ほぼ1~3mmの範囲にとどまる。そして、9月中旬から10月上旬にかけて3mmを越える日が相当あ

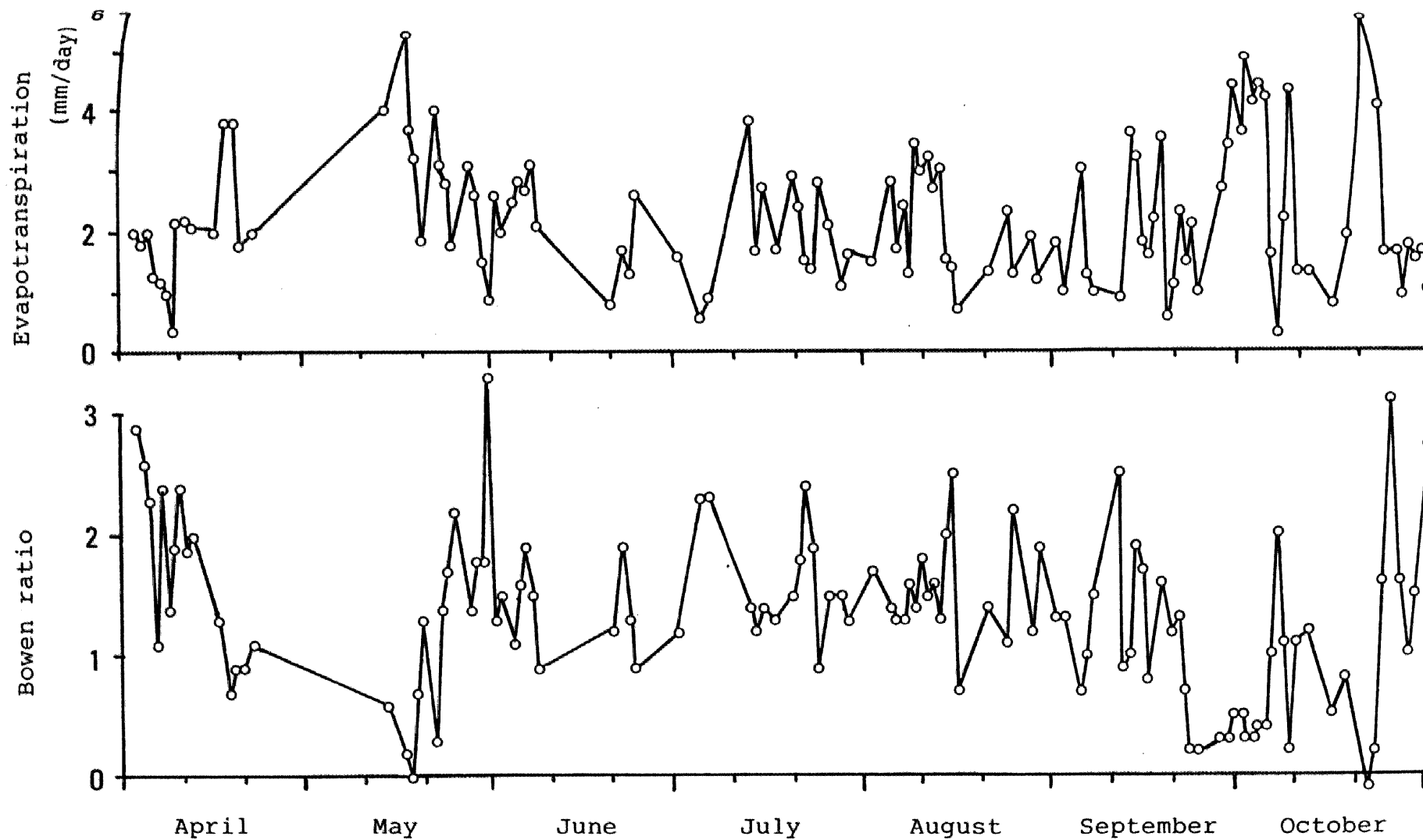


Figure 6-2 Seasonal variation of evapotranspiration and Bowen ratio in growing season (1980)

り、一つのピークを成す。しかし、10月中旬を過ぎると、蒸発散量は1~1.5 mm程度に落ちてくる。この時期は落葉の開始期にあたる。なお、日蒸発散量は0.3~5.4 mmの範囲に分布した。

一方、ボーエン比の季節変化は、おおまかにみて日蒸発散量と逆の動きとする。ボーエン比の最大値は3.3であったが、期間中に2.5を越えたのは5日だけで、大部分は0~2.5の範囲にある。また、ボーエン比が1.0以下になった日も少なく、1.0以下を連続的に維持したのは、4月と5月の中旬頃および9月から10月上旬にかけてだけであった。

したがって、5月下旬から9月中旬のボーエン比は、ほとんど1.0~2.5の範囲に位置する。本林分では、地中熱流量が十分小さいので、上記の数値は、蒸発散量が純放射量の30~50%程度であることを示唆する。また、本林分の生育期における熱配分は、顕熱が蒸発散量より大きいことが特徴といえる。この結果が

ら、樹体が乾いているときの蒸発散は、樹体が濡れているときの遮断蒸発と、その熱収支特性が著しく異なることが明らかになった。

蒸発散の季節変化に及ぼす気象因子の影響を知るため、蒸発散量、日中純放射量、気温、飽和水蒸気圧差、風速を月ごとに整理した(表6-1)。なお、気温、飽和水蒸気圧差、風速は、気象露場の測定値を用いた。

月平均の蒸発散量は5月に 2.8 mm day^{-1} と大きくなるが、その他の月では $1.9 \sim 2.2 \text{ mm day}^{-1}$ でほとんど差がない。この結果と地面蒸発量が相対的に小さいことを考慮すると、蒸散量の季節変化はあまり大きくないことが推論される。

蒸発散の季節変化は、気温より日中純放射、飽和水蒸気圧、風速の季節変化に近似する。たとえば、蒸発散量の最大値が生じた5月は、日中純放射量、飽和水蒸気圧、風速も最大である。また、9月、10月には日中純放射量が減少するにもかかわらず、蒸発散量には変化がほとんどみられない。このことも、飽

Table 6-1 Effects of meteorological factors on evapotranspiration
in fine days (1980)

	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Mean or Total
Number of days	16	13	11	15	18	21	20	114
Evapotranspiration (mm)	2.1	2.8	2.0	1.9	2.0	1.9	2.2	2.2
Net radiation in daytime (mm)	5.3	5.9	5.3	4.9	5.2	3.8	4.1	4.8
Air temperature (°C)	9.7	15.9	19.9	19.4	19.9	19.1	13.9	16.7
Saturation deficit (mmHg)	3.47	5.43	5.12	3.77	3.70	4.89	4.82	4.43
Wind speed (m/s)	2.00	2.00	1.70	1.24	1.43	1.60	1.50	1.62

和水蒸気圧差や風速の増大と関係があると推察される。

以上の解析から、4～10月の無降雨日における蒸発散の季節変化は小さいことがわかった。それは5月を除くと、 2 mm day^{-1} 程度である。そして、蒸発散の季節変化は日中純放射、飽和水蒸気圧差、風速に依存することが推察された。なお、全期間における平均蒸発散量は 2.2 mm day^{-1} で、これは日中純放射量の約46%に相当した。

第2節 森林蒸発散の熱収支特性

1. 蒸発散量と有効放射量の関係

蒸発散量と有効放射量の関係を知るため、図6-3に日単位で示した。この図には比較の意味で、遮断蒸発量もプロットした。

蒸発散量は有効放射量の増大とともに大きくなるが、そのバラツキは著しい。このバラツキは、蒸発散量が有効放射量のみで決まらないことを示唆している。そのため、4～10

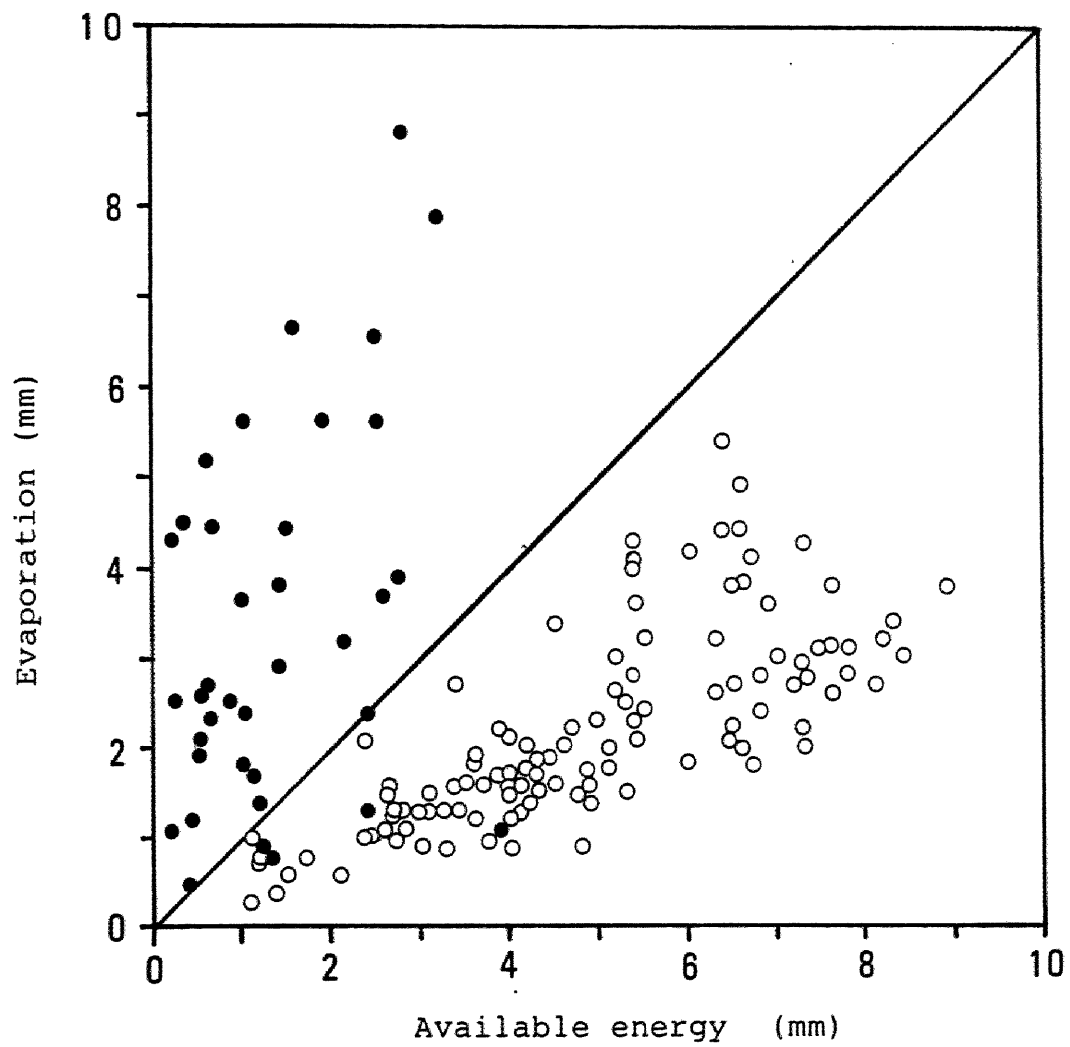


Figure 6-3 Relation between evaporation and available energy under dry and wet conditions
 ○: evapotranspiration (dry),
 ●: evaporation of intercepted rainfall (wet)

月の蒸発散量を有効放射量による1本の直線式で近似することは難しいと考える。

蒸発散量の有効放射量に対する割合はおおむね25～100%の範囲にあり、それが100%を越すことはない。すなわち、無降雨日の蒸発散量は有効放射量より小さいといえる。なお、蒸発散量の有効放射量に対する平均割合は46%である。これに対し、樹冠に遮断された雨水の蒸発は前述したように、しばしば有効放射量を上回り、有効放射量に対する平均割合は160%に達する。いま、両者の有効放射量に対する平均割合から、蒸発散強度と遮断蒸発強度を比較すると、前者は後者の約29%と小さい。このことは、同一の気象条件下ならば、無降雨日の蒸発散強度が遮断蒸発強度のおよそ $\frac{1}{3}$ であることを意味する。この差は、蒸散現象と遮断蒸発現象のメカニズムの違いに起因すると推察された。

蒸発散量と有効放射量の関係は季節により異なると考えられるので、その様子を熱収支

各項の季節変化から解析する。

日中における熱収支各項の配分を日中純放射量に対する割合で表示した(図6-4)。蒸発散の割合は5月に50%に接近するが、4~8月の期間では40%弱である。そして、9月に50%、10月には約54%へと上昇し、その割合は大きくなる。一方、顕熱の割合は蒸発散と逆のコースをたどり、4~8月には50~60%を推移し、9月に50%、10月には約40%へと減少する。4~9月では、顕熱が最大の熱収支項を成す。地中熱流は4~9月で0~2%を占めるが、10月には-2.4%と負値に転ずる。いずれの月も蒸発散、顕熱に比較し、極めて小さい。

したがって、林分に到達した日中純放射量は、蒸発散と顕熱に配分されるとみなせる。しかし、その配分は生育期を通して一定ではなく、蒸発散に着目すると、大体40~54%の範囲で変化する。具体的には、4月と6~8月が約40%、5月と9月が約50%、10月が約

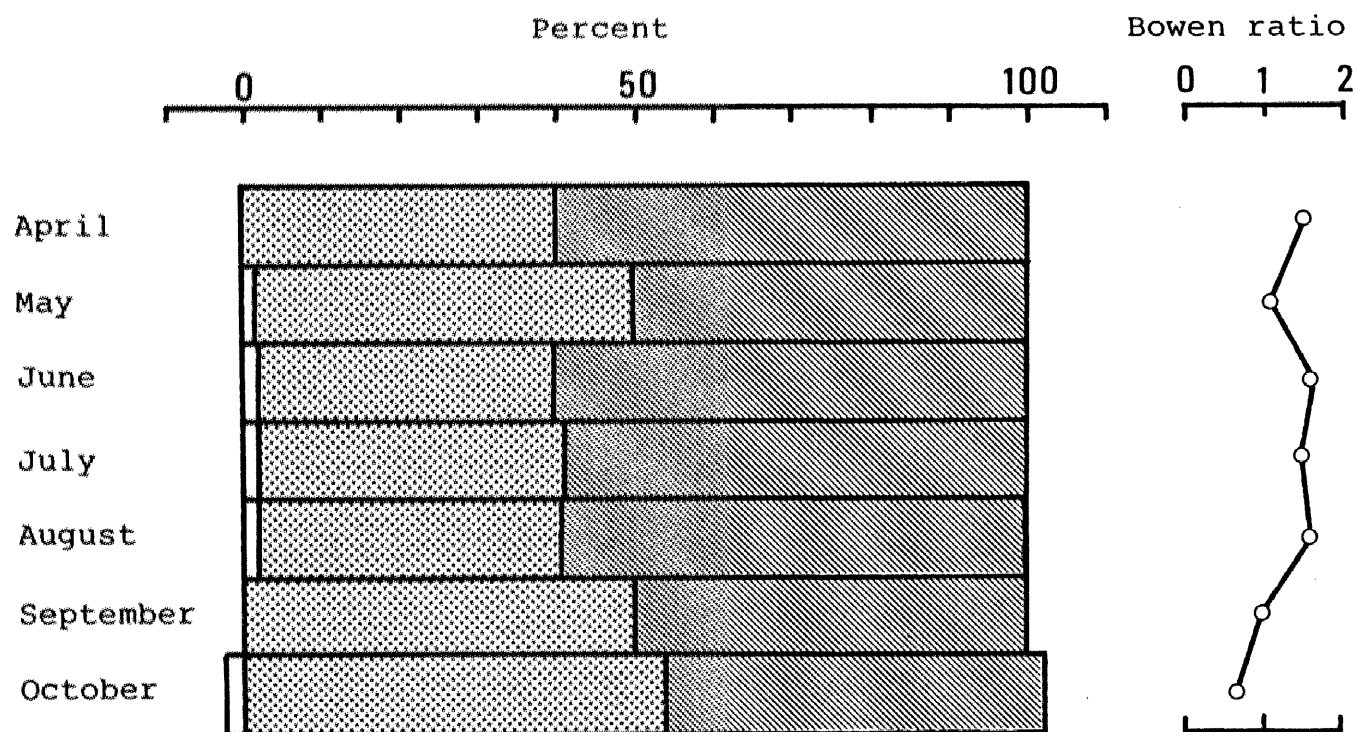


Figure 6-4 Seasonal variation of heat balance components and Bowen ratio

[Stippled Box]: evapotranspiration,
 [Diagonal Lines Box]: sensible heat flux,
 [White Box]: soil heat flux

54% に相当する。

ボ－エン比は0.7～1.6の範囲を推移する。4月から5月にかけて1.5から1.1へと減少するが、6～8月にはほぼ1.6で安定し、その後9月に1.0、10月に0.7と減少する。ボ－エン比が既知である場合には、(2-7)式において有効放射量の測定だけから蒸発散量が計算できる。しかし、ボ－エン比は季節変化を示すので、現時点では、これにあらかじめ一定値を与えることは困難であると判断される。ちなみに、4～10月の生育期におけるボ－エン比の平均値は1.2であった。

Lindroth (50) はマツ材 (*Pinus sylvestris* L.) における日中の蒸散量を熱収支・ボ－エン比法で計算し、蒸散量の純放射量に対する割合を求めた。それは5月の約39%から、6、7月へと増大し、8月には62%に達するが、9月に57%へと落ちる。また、有効放射量に対する割合は42%から67%の範囲にあり、純放射量と同じ季節変化を示すことを見出した。薄井く

96) はトドマツ疎林に熱収支・ボーエン比法を適用し、蒸発散量と純放射量の回帰式を決定した。そして、その結果から、蒸発散量は純放射量の約64%と見積った。McNaughtonら(53)はダグラスファー林分の蒸発散量をPenman-Monteith法で推定し、純放射量との割合が60%~76%にあることを報告した。

本ヒノキにおける純放射量に対する蒸発散量の割合は、上記の結果とほぼ一致すると考えられた。したがって、無降雨日の蒸発散量は、純放射量の40~70%程度であると結論された。この幅は、対象林分の気象条件や林分条件の差異を反映している。さらに、閉鎖林分では地中熱流量が他の熱収支項に比較し、十分に小さいと仮定すると、ボーエン比は0.4~1.5の範囲に存在することが知られる。

2. 生育期の熱収支

本節1では無降雨日の熱収支について解析したので、ここでは欠測日を除く全期間にお

ける熱収支の実態を解明する。

蒸発散量は以下に述べる手順で推定した。無降雨日の蒸発散量は、熱収支・ボーエン比法で計算する。降雨日の蒸発散量は第4章で実測した樹冠遮断量と熱収支・ボーエン比法による蒸発散量の合計とする。すなわち、降雨開始から降雨終了（雨量自記紙上の最後の降雨から5時間後）までの蒸発散量は樹冠遮断量に等しいとする。これ以外の時間帯の蒸発散量は熱収支・ボーエン比法で算出し、両者を加算して日蒸発散量とした。

日平均値で整理した各月の熱収支は表6-2のとおりである。観測日数は5月と6月に少ないが、期間全体では172日に及ぶ。その内訳は降雨日が58日、無降雨日が114日である。

4月から10月の生育期における熱収支を日平均値で見ると、純放射量が3.4 mmで、それは蒸発散量2.8 mmと顕熱0.6 mmに配分される。地中熱流量への配分はゼロである。蒸発散量と顕熱の純放射に対する割合はそれぞれ82.4%、

Table 6-2 Seasonal variation of heat balance in growing season (1980)

	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Mean or Total
(1) Number of days	23	19	15	25	31	30	29	172
(2) Net radiation (mm)	3.7	4.2	4.0	3.9	3.6	2.9	2.5	3.4
(3) Evapotranspiration (mm)	2.3	3.3	2.6	2.7	2.5	3.0	2.9	2.8
(4) Sensible heat (mm)	1.4	0.8	1.3	1.1	1.0	-0.1	-0.3	0.6
(5) Soil heat flux (mm)	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	-0.1	0.0
(6) Bowen ratio	0.61	0.24	0.50	0.41	0.40	-0.03	-0.10	0.21
(7) (3)/(2) (%)	62.1	78.6	65.0	69.2	69.4	103.4	116.0	82.4
(8) (4)/(2) (%)	37.9	19.0	32.5	28.2	27.8	-3.4	-12.0	17.6
(9) (5)/(2) (%)	0.0	2.4	2.5	2.6	2.8	0.0	-4.0	0.0

17.6%にあたる。この割合は季節により変動するので、その様子を調べる。

純放射量は4月から5月へと増大し、5月にピーク値4.2 mmに達するが、6月以降は減少し、10月に2.5 mmで最小になる。蒸発散量は5月に3.3 mmで、一つの山を形成する。6月～8月の蒸発散量は2.5～2.7 mmで比較的安定するが、9月と10月には再び増大し、もう一つの山をつくる。これに対し顕熱は4月に最大値1.4 mmが出現し、5月には一旦落ち込む。しかし、6月に1.3 mmまで増え、その後7、8月と1.0 mm付近を推移する。そして、9、10月には急激に減少し、負値に転ずる。地中熱流量は-0.1 mmから0.1 mmの狭い範囲で変化し、その動きは緩慢である。

このように、熱収支各項の季節変化は個々に異なる。そのため、熱収支各項の純放射量に対する割合には、季節変化が認められる。そこで、熱収支各項の季節変化を表6-2から追跡する。

4月では純放射量が蒸発散量へ62.1%、顕熱へ37.9%の割合で配分される。5月には蒸発散量と地中熱流量が増大し、それぞれ78.6%と2.4%を占めるので、顕熱は19.0%まで減少する。6月～8月の配分割合は似ており、蒸発散が65～69%、顕熱が28～32%、地中熱流が2.5～2.8%である。特徴的な変化は9月と10月に起こり、両月とも蒸発散が100%を越える。たとえば10月では、蒸発散量が純放射量の116%に相当する。そして、超過分の熱エネルギーは顕熱から12%、地中熱流から4%の割合で補給される。

前述したように、生育期間における蒸発散量の純放射量に対する割合は82.4%であるが、その割合は5月と10月にピークをもつ双頭型の季節変化を示すことがわかった。あわせて、4～8月の割合は60～80%程度であるが、9月と10月は100%を越えることが実証された。この結果は、地中熱流量が僅少なので、蒸発散量と有効放射量についても成立すると考察

された。

鈴木 (88) は短期水収支法から推定した蒸発散量と有効放射量の季節変化を解析した。その結果をみると、4~10月においてはその割合が双頭型の季節変化を示す。さらに、9月と10月の蒸発散量は有効放射量を上回っている。松田ら (51) は、ライシメーターに植栽したミカンの蒸散量が9月には純放射量にほぼ等しく、10~12月には純放射量より大きいことを検証した。もちろん、4~8月にはこのような結果は生起しない。池淵ら (36) は、熱収支を考慮した空気力学的方法で落葉広葉樹林の蒸発散量を通年的に推定した。純放射量は記載されていないが、10月の蒸発散量は対象林分の地理的位置と蒸発計蒸発量から判断し、純放射量より大きいことが推論される。これらの成果は、本林分での結果と一致している。

したがって、我国の林分蒸発散量が純放射量に占める割合は、生育期間では5月と10月

に極大値をもつ季節変化を示すと考える。その割合は林分条件および気象条件に依存するが、概略値として、4～8月では60～90%、9月と10月は100%を越す。そして、生育期の平均値としては、蒸発散量が純放射量の80～100%の範囲に位置する。

3. 蒸発散量の内訳

本論文の冒頭で論じたように、森林からの蒸発散は蒸散、樹冠遮断および地面蒸発から成る。ここでは、生育期の4～10月の蒸発散量をこの3成分に分ける。

表6-3に蒸発散量の内訳、すなわち蒸散量、遮断蒸発量、地面蒸発量を月単位にまとめた。遮断蒸発量と地面蒸発量は、それぞれ第4章と第5章で求めた実測値である。蒸発散量は本章第2節の2で説明した方法で推定した。また、蒸散量は、蒸発散量から遮断蒸発量と地面蒸発量を差引いて算出した。計算は先に述べたように、欠測日を除く172日について

Table 6-3 Seasonal variation of various components in forest
evapotranspiration in growing season (1980)

	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Mean
Net radiation (mm)	3.7	4.2	4.0	3.9	3.6	2.9	2.5	3.4
Transpiration (mm)	1.4	1.8	1.2	1.3	1.3	1.3	1.3	1.4
Evaporation from intercepted rainfall (mm)	0.6	1.2	0.9	1.1	0.9	1.3	1.0	1.0
Evaporation from forest floor (mm)	0.3	0.3	0.5	0.3	0.3	0.4	0.6	0.4

行い、月ごとに集計し、日平均値で表示した。

日蒸散量は 1.2 mm から 1.8 mm の範囲にある。季節変化をみると、4月から5月へと増大し、5月には最大値 1.8 mm に達する。6月以降は日蒸散量が約 1.3 mm で、非常に安定している。蒸散量の季節変化は概して小さい。

遮断蒸発量は $0.6 \sim 1.3\text{ mm}$ の間にあり、その季節変化は降雨量の変化とほぼ一致する。また、遮断蒸発量は蒸散量を上回ることはなく、期間の平均値は 1.0 mm で、これは蒸散量の約 74% に相当する。

地面蒸発量は各月とも蒸散量や遮断蒸発量より小さく、 $0.3 \sim 0.6\text{ mm}$ の範囲で推移する。期間平均値は 0.4 mm で、これは蒸散量の約 31% に相当する。

したがって、蒸発散量の内訳は各月とも蒸散量が最も大きく、つぎに遮断蒸発量で、地面蒸発量が一番小さいことがわかった。しかし、蒸発散量に占める各量の割合は、生育期を通して一定ではない。そこで、各量の割合

の季節変化を明らかにする。

図 6-5 に蒸発散量に占める蒸散量、遮断蒸発量、地面蒸発量の割合を月ごとに示した。蒸散量の割合は4月と5月に高く、それぞれ 60.9 %、54.5 % に及ぶ。それに対し、その割合が低いのは9月と10月で、それぞれ 43.3 %、44.8 % である。期間平均値は 49.0 % で、蒸散量が蒸発散量の約半分とみなされる。

遮断蒸発量の割合は降雨量の多い7月と9月に大きく、それぞれ 40.7 %、43.3 % である。逆に、降雨量の最も少ない4月はその割合も最小で、26.1 % にとどまる。また、残りの月は 35 % ~ 36 % の範囲に入り、かなり近似した割合を呈した。なお、期間平均値は 36.4 % で、蒸散量につぐ割合であった。

地面蒸発量は6月と10月にそれぞれ 23.1 %、20.7 % で、ともに 20 % を越えるが、そのほかの月は 9 % から 13 % の範囲に集中した。期間の平均割合は 14.6 % で、蒸発散量に占める地面蒸発量のウェイトは一番小さい。

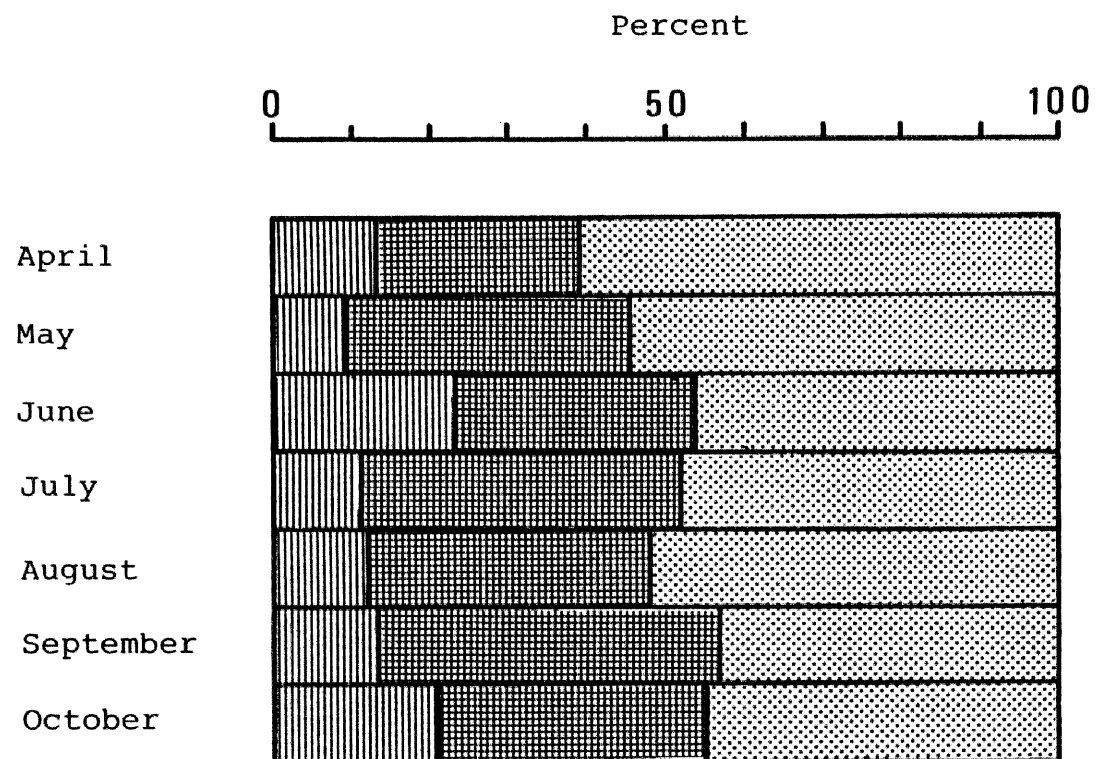


Figure 6-5 Seasonal variation of the items of forest evapotranspiration

: transpiration,
 : evaporation of intercepted rainfall,
 : evaporation from forest floor

このように、蒸発散量を構成する各成分の割合は月ごとに異なり、生育期を通して一定ではない。生育期の平均割合でみると、蒸散量が49.0%で蒸発散量の最大の成分となる。つぎに遮断蒸発量で36.4%、地面蒸発量は14.6%で最小となる。

Tajchman (91) は、西ドイツでトウヒ林の蒸発散量を熱収支・ボーエン比法で推定した。その結果、5月から9月における蒸発散量の内訳は、蒸散量62%、遮断蒸発量33%、地面蒸発量5%であった。鈴木(88)は前述した桐生試験地の蒸発散量を、蒸散量と遮断蒸発量に分配した。4月から10月について試算すると、蒸散量58.6%、遮断蒸発量41.4%と見積られる。ここでは、地面蒸発量が蒸散量に含まれると考えられる。Gashら(18)がイギリスのマツ林(*Pinus sylvestris* L.)の蒸発散量をPenman-Monteith法で推定した。その結果から年蒸散量と年遮断蒸発量の割合を算出すると、それぞれ62.3%、37.7%になる。この場合も地面蒸

発量は、蒸散量に含まれるとみなされる。

これらの結果は、林分条件および気象条件が異なるにもかかわらず、本林分の内訳と大差ないと判断される。したがって、暖温帯林の蒸発散量は蒸散量60～70%、遮断蒸発量30～40%で構成されることが考証される。ここでは地面蒸発量を蒸散量に含めて表わした。しかし、本林分の結果が示すように、閉鎖林分でも地面蒸発量は蒸発散量の10%を超える。そのため、地面蒸発は独立した成分として、別途測定する必要があると考える。

第7章 総 括

本論文は、森林からの蒸発散を解析したものである。とくに、森林蒸発散を構成する蒸散、樹冠遮断および地面蒸発の実態を明らかにすることと、それらを熱収支的に解析すること、にウエイトを置いている。各章は以下のように要約される。

第1章では、森林蒸発散に関する研究の現状について展望し、蒸散、樹冠遮断、地面蒸発の研究成果を概説した。その中で、今日の研究は、接地境界層における物理則にもとづく解析が中心であることを述べた。しかし、上記3成分の物理的かつ総合的な研究が十分でなく、これが我國における森林蒸発散に関する研究の方向であることを指摘した。

第2章では、対象林分であるヒノキ人工林の概況と観測装置ならびに蒸発散推定法について説明した。試験地の概況では、林分の現存量、気象条件および土壌条件について記述

した。観測装置としては、蒸発散量、樹冠遮断量、地面蒸発量を推定するための各種測器の仕様や配置、保守の方法およびデータ処理について示した。つぎに、林分での太陽放射の挙動を把握するため、放射収支式を提示した。また、蒸発散量推定式として、熱収支・ボーエン比法と Penman-Monteith 法を取り上げ、両式の解説と林分への適用における問題点を整理した。

第3章では、ヒノキ林分における各種放射量の日変化と季節変化および放射収支の実態を明らかにした。その中で、純放射量の季節変化は有効長波放射に依存することを示した。また、アルベドは8~13%の範囲を推移し、夏季に大きく、冬季に小さい季節変化を示すことを明示した。そして、これは太陽高度より林分葉量の季節変化に依存することを考証した。

純放射量と全短波放射量の関係は、時間単位を変えた両者の回帰式から検討した。そし

て、回帰式に及ぼす天候条件の影響やヒステリシスの出現について言及した。とくに、日量を用いた場合には、純放射量と全短波放射量の直線回帰式は月により大きく異なり、相関は夏季に高く、冬季に低いことが認められた。そして、直線回帰式の係数はアルベドと有効長波放射の影響を受けるが、その季節変化は後者に依存することが考察された。

本林分の年間放射収支は以下のようにまとめられた。すなわち、全短波放射量は反射短波放射量、純放射量、有効長波放射量にそれぞれ 10.8 %、57.6 %、-31.6 % の割合で配分される。この結果から、森林はほかの植物群落より放射量を効率的に吸収していることがわかった。

第4章では、樹冠遮断の実態解析と予測モデルの提示および樹冠遮断の熱収支解析を行った。まず、樹冠通過雨量と樹幹流下量の測定から、樹冠遮断量を推定した。その結果、樹冠遮断量と降雨量は直線式で近似された。

なお、本林分の年樹冠遮断率は22.3%と見積られた。また、飽和付着水分量と直達雨量率は、それぞれ1.24 mm、20%と推定された。

樹冠遮断を蒸発現象として把握するため、各種気象因子と樹冠遮断の関係を解析した。その結果、樹冠遮断は気温や純放射より風速と飽和水蒸気圧差に依存する傾向が認められた。そこで、これらの因子を組み込んだ Penman-Monteith 式を用いて、樹冠遮断量の予測モデルを構築した。この中で、パラメータの一つである空気力学的抵抗を、樹冠における平衡時の水収支から求める方法を提示した。モデルによる予測値は、既往の推定精度との比較から、妥当なものと判定された。モデルにより得られた降雨中と降雨後の平均遮断蒸発強度は、それぞれ 0.25 mm hr^{-1} 、 0.16 mm hr^{-1} である。

遮断蒸発の熱収支的特性として、遮断蒸発量が有効放射量をしばしば上回ること、ボーイン比が負値をとる頻度が高いことが明示された。したがって、遮断蒸発は非常に大きい

ことが実証された。ただし、これを支える熱エネルギーの起源については、移流の影響を推論するにとどまった。

第5章では、地面蒸発量の実態把握と熱収支特性の解析を行った。最初に、地面蒸発量が林床表面すなわちA₀層の状態に依存することから、A₀層の最大保持水量とその乾燥過程を測定した。

地面蒸発量は二つのピークをもつ季節変化を示し、秋～冬に大きい傾向が認められた。年間地面蒸発量は1980年が137.2 mm、1981～1982年が121.4 mmで、年降水量の8～9%に相当した。地面蒸発量の熱源である林内純放射量は、林外純放射量の約15%と推定された。また、地中熱流量は4～8月が貯熱期、それ以外の月が放熱期となる季節変化を示すこと、冬季には地面蒸発の熱源になることが明らかになった。

地面蒸発の熱収支特性は以下のように要約される。地面蒸発量は春～夏には有効放射

量より小さいが、秋～冬季にはしばしば有効放射量を上回る。そして、本林分の地面蒸発量が可能蒸発量に近似することが推察された。先に述べた秋～冬季に地面蒸発量が大きい現象は、地面蒸発計内の水分状態、A₀層の状態ならびに周囲の土壌面からの顕熱流入（移流）を想定することにより、定性的に説明された。

第6章では、無降雨日の蒸発散の日変化と季節変化の実態、4～10月（生育期）における熱収支ならびに蒸発散の内訳を明らかにした。無降雨日の蒸発散は総じて凸型の日変化を示し、その強度は 0.4 mm hr^{-1} 以下のことが多い。日蒸発散量は $0.3 \sim 5.4 \text{ mm}$ の範囲にあり、5月と9～10月にピークを形成する季節変化を示す。

4～10月の無降雨日における熱収支は季節変化を呈する。すなわち、蒸発散量の日中純放射量に対する割合は、4月と6～8月に約40%、5月と9月に約50%、10月に約54%と変化する。一方、ボ－エ－比は $0.7 \sim 1.6$ の間を

推移し、4～10月の平均は1.2であった。さらに、無降雨日と降雨日を含む全期間の熱収支からは、蒸発散量が純放射量の82.4%に相当した。しかし、この割合は季節変化を示し、4～8月では60～80%程度であるが、9月と10月には100%を越す。

蒸発散量に占める蒸散量、遮断蒸発量および地面蒸発量の割合は季節変化を示すが、生育期の平均割合で見ると、それぞれ49.0%、36.4%、14.6%となる。また、地面蒸発量は、閉鎖林分においても重要な水収支項となることが考察された。

各章の要約を踏まえると、森林蒸発散の熱収支的特性は次のようにまとめられた。

蒸発散の熱源である純放射量は年間量で計算すると、全短波放射量の約60%に達し、ほかの植物群落より大きい。これは森林のアルベドが小さいことに起因する。また、純放射量の季節変化は、有効長波放射量に依存する。そのため、純放射量を予測するには、アルベ

ドと有効長波放射量に関する研究の深化、とくに樹種、林分構造などの森林条件との関係に着目した解析が必要である。

こうして森林に吸収された純放射量は、生育期間を通して、蒸発散量へ82.4%、顕熱へ17.6%の割合で配分される。この結果は、これまでに水収支法で推定された森林流域の蒸発散量の割合とおおむね一致している(30)。そのため、我国のような湿潤地帯の森林蒸発散量は、吸収された純放射量の80%を超えることが多いと判断された。さらに、その割合は生育期を通して一定ではなく、季節により異なる。とくに9、10月には、蒸発散量が純放射量より大きくなることがある。

つぎに、森林蒸発散量を構成する蒸散量、樹冠遮断量および地面蒸発量の割合であるが、生育期間における平均値でみると、それぞれ49.0%、36.4%、14.6%となる。蒸散量が約半分を占め、最大の成分であるが、森林蒸発散を特徴づけるのは樹冠遮断量であると考え

られた。なぜなら、その割合がほかの植物群落より大きいからである。たとえば、一降雨の平均遮断蒸発強度は 0.19 mm hr^{-1} と見積られ、夏季の晴天日に匹敵するほどである。このことは、遮断蒸発量がしばしば有効放射量を上回り、遮断蒸発量の有効放射量に対する平均割合が 160 % であること、ボーエン比が負値を示すこと、などの熱収支特性からも検証された。それに対し、生育期における無降雨日の平均蒸発散量は 2.2 mm day^{-1} で、日中純放射量の約 46 % に相当した。森林が濡れているときと乾いているときでは、蒸発散の熱収支特性は顕著に異なり、同じ気象条件下ならば、遮断蒸発強度は蒸散強度より大きいことが明示された。したがって、前述したように、純放射量に対する蒸発散量の割合や、蒸発散量に占める遮断蒸発量の割合がほかの植物群落より高いのは、森林からの遮断蒸発強度が大きいことに起因すると結論された。

以上のように、ヒノキ林の放射収支、蒸発

散の実態およびその熱収支特性が明らかになった。しかし、森林条件が放射収支や蒸発散に及ぼす影響については、今後の課題である。そのため、樹種、林分構造の異なる林分での測定を行い、熱収支解析に基づいて、森林の影響を定量的に検出しなければならない。このような積重ねにより、緒言で述べた蒸発散というサブシステムが解明される。すなわち、森林の生長、各種の森林保育作業や伐採、さらには森林流域における土地利用変化に伴う蒸発散量変化が定量的に予測され、これらが流出量に及ぼす影響評価法は前進する。

謝 辞

本論文をまとめるにあたり、適切な御指導と御校閲をいただいた名古屋大学農学部教授片岡順先生と同大理学部教授武田喬男先生に心から御礼申し上げます。また、名古屋大学農学部助教授竹田泰雄先生と同大助手飯田修先生からは、多くの貴重な助言をいただきました。厚く感謝の意を表します。

本論文は、1978年から開始された「農林水産業における自然エネルギーの効率的利用技術に関する総合研究」の中で進められた一連の研究成果が骨格になっている。本プロジェクトを立案、遂行された農林水産技術会議事務局の関係各位ならびに第Ⅲ系に参画された研究員の方々に、深謝の意を表します。また、東京営林局笠間営林署からは、ヒノキ林を共同試験地として使用するなど、いろいろな御配慮を賜った。ここに記して厚く感謝の意を表したい。

現地観測に当っては、林業試験場防災部・理水第2研究室の近嵐弘栄室長（現在、治山科長）と竹内信治主任研究官の御協力を得た。長期間にわたるデータが得られたのは、両氏の援助と理解に負うところが大きいと思います。重ねて拝謝いたします。

また、森林蒸発散に関する研究への取組は、中野秀章防災部長（現在、信州大学農学部教授）の御指導によります。最後になりましたが、中野先生に心から御礼を述べて、本論文を閉じたいと思います。

引用文献

- (1) 荒木 真之 : 太陽視赤緯の略算式. 日林誌 63
: 141 ~ 143, 1981
- (2) Baumgartner, A. : Energetic bases for differential vaporization from forest and agricultural lands. In International Symposium on Forest Hydrology (Sopper, W. E. & Lull, H. W., eds.). 381 ~ 389, Pergamon Press, Oxford, 1967
- (3) Black, T. A. and McNaughton, K. G. : Average Bowen-ratio methods of calculating evapotranspiration applied to a douglas fir forest. Boundary-Layer Meteorol.
2 : 466 ~ 475, 1972
- (4) Black, T. A. : Evapotranspiration from douglas fir stands exposed to soil water deficits. Water Resour. Res. 15 : 164 ~ 170, 1979
- (5) Bosh, J. M. and Hewlett, J. D. : A review of catchment experiments to determine the effects of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. J. Hydrol. 55 : 3 ~ 23, 1982
- (6) Bowen, I. S. : The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. Phys. Rev. 27 : 779 ~ 787, 1926
- (7) Brunt, D. : Notes on radiation in the atmosphere. Q. J. R. Met. Soc. 58 :
389 ~ 418, 1932
- (8) Calder, I. R. : A model of transpiration and interception loss from a spruce

forest in Plynlimon, Central Wales. J. Hydrol. 33 : 245 ~ 265, 1977

(9) Calder, I. R. : Forest evaporation. Proc. Can. Hydrol. Symp. Res. Counc. Can.,
Ottawa, Ont., 173 ~ 194, 1982

(10) Chia, L. S. : Albedos of natural surfaces in Barbados. Q. J. R. Met. Soc. 93 :
116 ~ 120, 1967

(11) 近嵐弘栄 : 流量測定のための自動排水装置
の試作. 日林誌 60 : 183 ~ 185, 1978

(12) Dyer, A. J. : The ajustment of profiles and eddy fluxes. Q. J. R. Met. Soc.
89 : 276 ~ 280, 1963

(13) 江原武吉 : 三峰山森林内外の蒸発量. 天気
と気候 7 : 367 ~ 368, 1940

(14) 藤井真一 : ヒノキ林の遮断雨量に関する試
験. 日林誌 41 : 262 ~ 269, 1959

(15) 藤森隆郎・清野嘉之・金沢洋一・飯盛 功
: 間伐による林分構造と物質生産の変動.
「自然エネルギー」Ⅲ系、昭和57年度推進
会議資料、農林水産技術会議、1983

(16) 藤本文彦 : 館野の放射観測ともの研究 (I) 日
射 (短波) に関する現象的研究. 研究時報
24 : 113 ~ 138, 1972

- (17) Gash, J. H. C. and Stewart, J. B. : The average surface resistance of a pine forest derived from Bowen ratio measurements. Boundary-Layer Meteorol. 8 : 453 ~ 464, 1975
- (18) Gash, J. H. C. and Stewart, J. B. : The evaporation from Thetford forest during 1975. J. Hydrol. 35 : 385 ~ 396, 1977
- (19) Gash, J. H. C. and Morton, A. J. : An application of the Rutter model to the estimation of the interception loss from Thetford forest. J. Hydrol. 38 : 49 ~ 58, 1978
- (20) Gash, J. H. C., Wright, I. R. & Lloyd, C. R. : Comparative estimates of interception loss from three coniferous forests in Great Britain. J. Hydrol. 48 : 89 ~ 105, 1980
- (21) Graham, W. G. and King, K. M. : Short-wave reflection coefficient for a field of maize. Q. J. R. Met. Soc. 87 : 425 ~ 428, 1961
- (22) 原田 洸・佐藤久男・堀田 庸・只木良也
： 28年生スギ林およびヒノキ林の養分含有
量。日林誌 51 : 125 ~ 133、1969
- (23) Hatfield, J. L. : Comparison of long-wave radiation calculation methods over the United States. Water Resour. Res. 19 : 285 ~ 288, 1983
- (24) 服部重昭・近嵐弘栄・竹内信治 : エネルギー
- 収支によるヒノキ林の蒸発散量測定。日

林誌 63 : 125 ~ 132 、 1981

(25) 服部重昭・近嵐弘栄・竹内信治 : ヒノキ林における樹冠遮断量測定とその微気象学的解析。林試研報 318 : 79 ~ 102 、 1982

(26) 服部重昭 : ヒノキ林における地面蒸発量の季節変化。日林誌 65 : 9 ~ 16 、 1983

(27) 服部重昭 : ヒノキ林地の放射収支 (I) アルベドの季節変化。日林誌 66 : 149 ~ 156 、 1984

(28) 服部重昭 : 蒸発散量推定式の誘導過程の解説と林分への適用における問題点。林試研報 332 : 139 ~ 165 、 1985

(29) 服部重昭 : 樹冠遮断のエネルギー収支特性。日林誌 67 : 358 ~ 365 、 1985

(30) 服部重昭 : エネルギー収支からみた森林蒸発散。水利科学 166 : 1 ~ 23 、 1985

(31) 服部重昭 : ヒノキ林地の放射収支 (II) 放射量の季節変化と放射収支特性。日林誌 68 : 51 ~ 60 、 1986

(32) Helvey, J. D. and Patric, J. H. : Canopy and litter interception of rainfall by hardwoods of eastern United States. Water Resour. Res. 1 : 193 ~ 206, 1965

(33) Helvey, J. D. : Interception by Eastern White Pine. Water Resour. Res. 3 :

723 ~ 729, 1967

(34) Hibbert, A. R. : Forest treatment effects on water yield. In Int. Symp. For.

Hydrol. (Sopper, W. E. & Lull, H. W. eds.). 527 ~ 543, Pergamon Press,

Oxford, 1967

(35) Horton, R. H. : Rainfall interception. Mon. Wea. Rev. 47 : 603 ~ 623, 1919

(36) 池淵 周一・澤井 康 : 林地蒸発散量の長期

間にわたる時系列推定。京大防災研年報 28

: 1 ~ 21, 1985

(37) 池田 弘・一木明紀 : 晴れ指数と全天、散

乱、地面反射日射との関係。研究時報 29 :

117 ~ 125, 1977

(38) 井上栄一・久保祐雄・内嶋善兵衛・上村賢

治・堀江 武・小林勝次・堀部淑子・奥山

富子 : 蒸発散量の推定に関する研究。河川

流域における水収支機構に関する総合研究

報告書, 219 ~ 296, 1968

(39) 伊藤代次郎・長谷場徹也 : 種々の耕地のアル

ルベドと放射収支。農業気象 40 : 29 ~ 35,

1984

(40) Jackson, I. J. : Relationship between rainfall parameters and interception

by tropical forest. J. Hydrol. 24 : 215 ~ 238, 1975

(41) Jarvis, P. G., James, G. B. & Landsberg, J. J. : Coniferous forest. In

Vegetation and the Atmosphere (Monteith, J. L., ed.) 2 : 171 ~ 240, Academic

Press, London, 1976

(42) 蒸発散研究グループ : 水田の放射状態について。農業気象 22 : 1 ~ 6、1967

(43) 蒸発散研究グループ : 水田の蒸発散。農業気象 22 : 149 ~ 157、1968

(44) 荻住 昇・寺田正男 : ヒノキ林の地下部の構造。日林論 95 : 337 ~ 338、1984

(45) 榎根 勇 : 水文学。272 pp、大明堂、東京、1980

(46) 古藤田一雄 : 草地の熱収支と蒸発散。地理学評論 57 : 611 ~ 627、1984

(47) 黒澤 滋 : 森林内外蒸発量の関係。森林特報 5 : 241 ~ 247、1979

(48) Leyton, L., Reynolds, E. R. C. & Thompson, F. B. : Rainfall interception in forest and moorland. In Int. Symp. For. Hydrol. (Sopper, W. E. and Lull, H. W. eds.). 163 ~ 178, Pergamon Press, Oxford, 1967

- (49) Lindroth, A. : Gradient distribution and flux profile relations above a rough forest. Q. J. R. Met. Soc. 110 : 553 ~ 563, 1984
- (50) Lindroth, A. : Seasonal variation in pine forest evaporation and canopy conductance. Acta. Univ. Ups. 758 : 1 ~ 35, 1984
- (51) 松田 松二・山田 宣良・中井 逸文・西田 斌
・植原 英範 : ミカシの potential transpiration、蒸発
散量の決定(II)。農工論集 40 : 16 ~ 32, 1972
- (52) 松田 松二・只木 良也・出原 茂樹・大島 康行
: カラマツ林の環境調節作用。「環境科学
」研究報告集 B152-R12-8 : 35 ~ 39, 1982
- (53) McNaughton, K. G. and Black, T. A. : A study of evapotranspiration from a douglas fir forest using the energy balance approach. Water Resour. Res. 9 : 1579 ~ 1590, 1973
- (54) McNaughton, K. G. and Jarvis, P. G. : Predicting effects of vegetation changes on transpiration and evaporation. In Water deficits and plant growth (Kozlowski, T. T. ed.) 7 : 1 ~ 47, 1983
- (55) Monteith, J. L. : The reflection of short-wave radiation by vegetation. Q. J. R. Met. Soc. 85 : 386 ~ 392, 1959
- (56) Monteith, J. L. and Szeicz, G. : The radiation balance of bare soil and vegetation. Q. J. R. Met. Soc. 87 : 159 ~ 170, 1961

- (57) Monteith, J. L. : Evapotranspiration and environment. In The state and movement of water in living organisms (Fogg, G. E. ed.), Soc. Exp. Biol. Symp., 19 : 205 ~ 234, Cambridge University Press, 1965
- (58) Moore, C. J. : Eddy flux measurements above a pine forest. Q. J. R. Met. Soc. 102 : 913 ~ 918, 1976
- (59) 村井 宏 : 森林植生による降水の遮断についての研究。林試研報 232 : 25 ~ 64, 1970
- (60) Murphy, C. E. and Knoerr, K. R. : The evaporation of intercepted rainfall from a forest stand : An analysis by simulation. Water Resour. Res. 11 : 273 ~ 280, 1975
- (61) 中川清隆 : 完全快晴時における大気放射。地理学評論 50 : 129 ~ 143, 1977
- (62) 中川慎治 : 牧草地におけるアルベドの季節変化と日変化。ハイドロロジー - 12 : 7 ~ 11, 1982
- (63) 中川慎治 : 蒸発散に占める土壌面蒸発量の評価。地理学評論 57 : 652 ~ 662, 1984
- (64) 中野秀章 : 森林伐採および伐跡地の植被変化が流出に及ぼす影響。林試研報 240 : 1 ~ 251, 1971

- (65) 中野秀章 : 森林水文学。 228 PP、共立出版、
東京、 1976
- (66) 中山敬一・羽生寿郎・今 久 : 日射量によ
る純放射量の推定。農業気象 38 : 415 ~ 418、
1983
- (67) Nnyamah, J. U. and Black, T. A. : Rates and patterns of water uptake in a
Douglas fir forest. Soil Sci. Soc. Amer. J. 41 : 972 ~ 979, 1977
- (68) 大櫛政行・及川武久・森川 靖 : 平地アカ
マツ林の熱収支・水収支特性について。「
環境科学」研究報告集 B93-R12-8 : 15 ~ 35、
1981
- (69) Oke, T. R. : Boundary layer climates Methuen, London, 1978 (斎藤直輔
・新田 尚共訳 : 境界層の気候。 324 PP、
朝倉書店、東京、 1981)
- (70) Patric, H. L. : Rainfall interception by mature coniferous forests of
Southeast Alaska. J. Soil Water Conserv. 21 : 229 ~ 231, 1966
- (71) Penman, H. L. and Long, I. F. : Weather in wheat : an essay in micrometeorology.
Q. J. R. Met. Soc. 86 : 16 ~ 50, 1960
- (72) Pinker, R. T., Thompson, O. E. & Eck, T. E. : The albedo of a tropical
evergreen forest. Q. J. R. Met. Soc. 106 : 551 ~ 558, 1980

- (73) Rauner, J. L. : Deciduous forest. In Vegetation and the Atmosphere (Monteith, J. L. ed.) 2 : 241 ~ 264, Academic Press, London, 1976
- (74) Ripley, E. A. and Redmann, R. E. : Grassland. In Vegetation and the Atmosphere (Monteith, J. L. ed.) 2 : 349 ~ 398, Academic Press, London, 1976
- (75) Ritchie, J. T. : Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. Water Resour. Res. 8 : 1204 ~ 1213, 1972
- (76) Roberts, J. : Forest transpiration : A conservative hydrological process. J. Hydrol. 66 : 133 ~ 141, 1983
- (77) Robins, P. C. : A method of measuring the aerodynamic resistance to the transport of water vapour from forest canopies. J. Appl. Ecol. 11 : 315 ~ 325, 1974
- (78) Rutter, A. J. : Studies in the water relations of pinus sylvestris in plantation conditions. 1 Measurement of rainfall and interception. J. Ecol. 51 : 191 ~ 203, 1963
- (79) Rutter, A. J., Kershaw, K. A., Robins, P. C. & Morton, A. J. : A predictive model of rainfall interception in forests (I) Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine. Agr. Meteorol. 9 : 367 ~ 384, 1971
- (80) Rutter, A. J. : The hydrological cycle in vegetation. In Vegetation and the Atmosphere (Monteith, J. L. ed.) 1 : 111 ~ 154, Academic Press, London,

1975

(81) Singh, B. and Szeicz, G. : The effect of intercepted rainfall on the water balance of a hardwood forest. Water Resour. Res. 3 : 131 ~ 138, 1979

(82) Stewart, J. B. : The albedo of a pine forest. Q. J. R. Met. Soc. 97 : 561 ~ 564, 1971

(83) Stewart, J. B. and Thom, A. S. : Energy budgets in pine forest. Q. J. R. Met. Soc. 99 : 154 ~ 170, 1973

(84) Stewart, J. B. : Evaporation from the wet canopy of a pine forest. Water Resour. Res. 13 : 915 ~ 921, 1977

(85) Stanhill, G., Hofstede, G. J. & Kalma, J. D. : Radiation balance of natural and agricultural vegetation. Q. J. R. Met. Soc. 92 : 128 ~ 140, 1966

(86) 鈴木雅一・加藤博之・谷 誠・福蔦義宏 :
桐生試験地における樹冠通過雨量、樹幹流
下量、遮断量の研究 (I) 樹冠通過雨量と樹幹
流下量について。日林誌 61 : 202 ~ 210, 19

79

(87) 鈴木雅一・加藤博之・谷 誠・福蔦義宏 :
桐生試験地における樹冠通過雨量、樹幹流
下量、遮断量の研究 (II) 遮断量の解析。日林
誌 61 : 391 ~ 398, 1979

- (88) 鈴木雅一：山地小流域における蒸発散の研究。京大農博学位論文、162 PP、1979
- (89) Swinbank, W. C. : Long-wave radiation from clear skies. Q. J. R. Met. Soc.
89 : 339 ~ 348, 1963
- (90) Szeicz, G. and Long, I. F. : Surface resistance of crop canopies. Water Resour.
Res. 5 : 622 ~ 633, 1969
- (91) Tajchman, S. J. : The radiation and energy balances of coniferous and
deciduous forest. J. Appl. Ecol. 9 : 359 ~ 375, 1972
- (92) Tajchman, S. J. : Evapotranspiration and energy balances of forest and field.
Water Resour. Res. 7 : 511 ~ 523, 1971
- (93) 竹内信治・近嵐弘栄・服部重昭：ヒノキ林
齢林内の落葉・地被物の保持水量。第32回
日林関東支論：127 ~ 128、1980
- (94) Tan, C. S. and Black, T. A. : Factors affecting the canopy resistance of a
Douglas fir forest. Boundary-Layer Meteorol. 10 : 475 ~ 488, 1976
- (95) Thompson, J. R. : Energy budget measurements over three cover types in
Eastern Arizona. Water Resour. Res. 10 : 1045 ~ 1048, 1974
- (96) 薄井五郎：熱収支法によるトドマツ疎林か
らの蒸発散量。日林講85：93 ~ 94、1974
- (97) Zinke, P. J. : Forest interception studies in the United States. In Int. Symp.
LIFE C151

For. Hydrol. (Sopper, W. E. and Lull, H. W. eds.). 137 ~ 161, Pergamon Press,

Oxford, 1967

附表 (記号表)

A : 移流による熱輸送量

B : CO₂固定に利用される熱量

C : 貯留量

C. I. : 晴れ指数

Con : 定数

E : 蒸発散量

E_I : 遮断蒸発量

E_p : (2-11) 式で計算される蒸発量

E_s : 地面蒸発量

E₀ : 降雨期間の蒸発強度

G : 地中熱流量

H : 顕熱伝達量

K : 樹冠投影面積に対する蒸発に関与する樹
体表面積の比

Ln : 有効長波放射量

L₊ : 大気放射量

L₊ : 地表面からの長波放射量

P : 地面蒸発計に入る降水量

P_A : 大気圧

P_D : 流下雨量 (滴下雨量と樹幹流下量の和に相当する)

P_G : 降水量 (林外雨量)

P_I : 樹冠遮断量

P_N : 林内雨量

P_T : 樹冠通過雨量

P_S : 樹幹流下量

Q : 全短波放射量

Q_{abs} : 吸収短波放射量

Q_{ext} : 大気外太陽放射量

Q_{ext}^* : 日大気外太陽放射量

Q_{ref} : 反射短波放射量

Q_0 : 太陽常数

$Q(\eta)$: 波長 η の太陽放射

R : 浸透量

R_n : 純放射量

R_n^* : 日中純放射量

R_{NI} : 林内純放射量

$R_n - G$: 有効放射量

S_{sat} : 飽和付着水分量

S_0 : 付着水分量

ΔS : 地面蒸発計内の水分変化量

T : 温度

T_0 : 表面の絶対温度

T_M : 降雨継続時間

T_{D1}, T_{D2} : 高度 1, 2 における乾球温度

T_{W1}, T_{W2} : 高度 1, 2 における湿球温度

ΔT : 2 高度間の温度差

x : 太陽高度

a_0, a_1, a_2, a_3 : 定数

b_0, b_1, b_2, b_3 : 定数

a_4 : 直達係数

b_4 : 滴下係数

c_p : 空気の定圧比熱

e : 水蒸気圧

e^* : T_w における飽和水蒸気圧

$e^*\{T(z)\}$: 葉表面温度 $T(z)$ での飽和水蒸気圧

e_{sur} : 蒸発面の水蒸気圧

Δe : 2 高度間の水蒸気圧差

l : 地球・太陽間の平均距離と実距離の比

r_a : 空気力学的抵抗

r_c : 群落抵抗

u : 風速

$\bar{\alpha}$: アルベド

$\alpha(n)$: 波長 n の反射率

β : ボーエン比

γ : 乾湿計定数

Δ : 飽和水蒸気圧曲線の勾配

δ : 太陽赤緯

ϵ : 長波放射の射出率

λ : 水の蒸発潜熱

ρ : 空気密度

σ : ステファン・ボルツマン定数

τ : 周期

φ : 緯度

ω : 時角

ω_0 : 日出・日入時刻の時角

報文目録

- (1) 服部重昭・近嵐弘栄・竹内信治：エネルギー収支によるヒノキ林の蒸発散量測定。日林誌 63：125～132、1981
- (2) 服部重昭・近嵐弘栄・竹内信治：ヒノキ林における樹冠遮断量測定とその微気象学的解析。林試研報 318：79～102、1982
- (3) 服部重昭：ヒノキ林における地面蒸発量の季節変化。日林誌 65：9～16、1983
- (4) 服部重昭：ヒノキ林地の放射収支(I)アルベドの季節変化。日林誌 66：149～156、1984
- (5) 服部重昭：蒸発散量推定式の誘導過程の解説と林分への適用における問題点。林試研報 332：139～165、1985
- (6) 服部重昭：樹冠遮断のエネルギー収支特性。日林誌 67：358～365、1985
- (7) 服部重昭：エネルギー収支からみた森林蒸発散。水利科学 166：1～23、1985
- (8) 服部重昭：ヒノキ林地の放射収支(II)放射量

の季節変化と放射収支特性。日林誌 68 : 51

~ 60. 1986

参考論文目録

- (1) 服部重昭：斜面ライシメーターにおける水分流動の研究。日林誌 57：255～260、1975
- (2) 服部重昭：流出過程における不飽和水分流動の研究 (I) 斜面ライシメーターにおける水分流動の特性。日林誌 58：347～350、1976
- (3) 服部重昭：熱収支法によるカラマツ林地の蒸発散量推定について。第88回日林論：411～412、1977
- (4) 服部重昭：流出過程における不飽和水分流動の研究 (II) 不飽和透水係数の推定。日林誌 60：290～297、1978
- (5) 服部重昭・近嵐弘策：斜面ライシメーターにおける水収支 (III) 植被別の水分変化特性。第90回日林論：427～429、1979
- (6) 服部重昭：流出過程における不飽和水分流動の研究 (IV) 数値計算による土壌水分プロファイルの推定。日林誌 62：82～88、1980
- (7) 服部重昭・近嵐弘策・竹内信治：ヒノキ林

地のアルベド、第92回日林論：439～440、

1981

(8) 服部重昭：山地小流域における土壌水分の動態。第33回日林関東支論：127～128、

1981

(9) 服部重昭：ヒノキ林地の放射特性。第93回

日林論：451～452、1982

(10) 服部重昭：日射量と日照時間の相関関係。

第35回日林関東支論：231～232、1983

(11) 服部重昭・近嵐弘栄・竹内信治：平衡蒸発式による林分蒸発散量推定における問題点。

第95回日林論：521～522、1984

(12) 服部重昭・阿部敏夫・谷 誠：林分条件を

異にするヒノキ林の侵食土砂量。第37回日

林関西支講：285～288、1986

(13) 服部重昭・A. J. ファリア・P. Y. シモミチ：

エリオッティマツ林の放射収支。第97回日

林論：515～518、1986