

土壌水分動態を考慮した畑地灌漑用水量の決定手法

山村, 善洋

<https://doi.org/10.11501/3150996>

出版情報：九州大学, 1998, 博士（農学）, 論文博士
バージョン：
権利関係：



土壤水分動態を考慮した畑地灌漑用水量の決定手法

山 村 善 洋

1990

土壌水分動態を考慮した畑地灌漑用水量の決定手法

1 9 9 8

山 村 善 洋

第1章 緒 論	1
第2章 蒸発散量に関与する要因	4
第1節 はじめに	4
第2節 Penman法によるポテンシャル蒸発散量の推定方法	5
1 Penman法の理論的背景、	5
2 純放射量の推定方法	6
3 Penman式の各気象要因に対する感度 (Sensitivity)	6
第3節 ポテンシャル蒸発散量の経時変動	12
1 目 的	12
2 気象要素の経時変化とポテンシャル蒸発散量の時系列変化	12
3 ポテンシャル蒸発散量と日射量	15
第4節 ポテンシャル蒸発散量と実蒸発散量	18
1 水分ストレス	18
2 水分ストレスと実蒸発散量	18
3 作物葉温による水分ストレスの検討	18
4 葉温の形成機構	22
5 理論葉温と実測葉温の比較による水分ストレスの判定	22
第5節 まとめ	25
第3章 土壌水分動態を考慮した蒸発散量の実証的推定	26
第1節 はじめに	26
第2節 土壌水分変動調査	26
1 調査地点	26
2 土壌断面および解析用土壌分割層	27
第3節 測定結果	29
1 p F 値について	29
2 トータル・ポテンシャル勾配と重力降下水の存在する領域について	29
第4節 土壌水分動態とフラックス	31
第5節 2つのゼロ・フラックス領域と圃場容水量	33
第6節 土壌水分減少法 (従来法)	36
第7節 土壌水分動態を考慮した蒸発散量算定	38

1 土壌水分変動	38
2 土壌水分動態を考慮した蒸発散量	39
3 土壌水分変動量 (分割された各土層における水収支)	39
4 蒸発散量算定のためのデータ処理手順	42
第8節 蒸発散量算定結果および考察	44
1 土壌水分減少量 ($S\Delta V$) および蒸発散量 ($S\Delta Vu$) について	44
2 従来法および本法による蒸発散量算定結果	47
3 本法による結果と他の方法の結果との比較	47
第9節 各深さにおけるフラックス	50
1 不飽和透水係数の算定	50
1) Jackson 法による不飽和透水係数の算定	50
2) 内部排水解析法による不飽和透水係数の算定	53
3) Jackson法と内部排水解析法による不飽和透水係数の結果	54
2 トータル・ポテンシャル勾配の算定	54
3 フラックスの算定	57
第10節 土壌面蒸発量および根による吸水量	59
第11節 まとめ	61
第4章 土壌水分動態シミュレーションによる土壌水分消費機構の解析	63
第1節 土壌水分動態シミュレーション	63
1 シミュレーションの目的および概要	63
2 土壌水分移動を表す基礎式	64
3 土壌面からの蒸発を表す基礎式	65
4 土壌中における水蒸気フラックス移動を考慮した基礎式	66
5 作物根による吸水を表す基礎式	67
6 土壌水分動態シミュレーションの数値解法	67
7 シミュレーション条件	69
1) 土壌条件	69
2) 植物条件 (L, LAI)	69
3) ポテンシャル蒸発散量 (ET)	70
4) 気温, 湿度 (TA, RH)	70

5) 初期土壌水分条件	70
6) 上部境界条件	75
7) 下部境界条件	75
8) 有効水分条件 (限界水分ポテンシャル)	75
9) 節点条件	75
10) タイムステップ	75
8 土壌水分動態のシミュレーションプログラム	77
第2節 裸地条件下でのシミュレーション結果	79
1 シミュレーション結果における水蒸気フラックスの影響	79
2 ゼロ・フラックス・プレーンの発生条件とその位置	79
3 ゼロ・フラックス・プレーンの位置 (Z0) の経時変化	79
4 同一土壌でポテンシャル蒸発量が異なる場合のゼロ・フラックス・プレーンの位置の経時変化	80
5 同一土壌でポテンシャル蒸発量が異なる場合の蒸発速度の経時変化	80
第3節 植栽条件下でのシミュレーション結果	84
1 ゼロ・フラックス・プレーンの位置 (Z0) の経時変化	84
2 ゼロ・フラックス・プレーンの位置の経時変化とシミュレーション条件との関係	84
3 根群分布が経時変化しないと仮定した場合のゼロ・フラックス・プレーンの位置の経時変化	85
4 根群分布 (根による吸水域) が経時変化する場合のゼロ・フラックス・プレーンの位置の経時変化	87
5 ゼロ・フラックス・プレーンの実測とシミュレーションとの比較	87
第4節 シミュレーション結果にみる有効水分と根による吸水領域	91
1 吸水量プロファイルの経時変化	91
2 土壌水分ポテンシャル (pF値) と根による吸水量との関係	94
第5節 ゼロ・フラックス・プレーン近傍における特性	97
1 ゼロ・フラックス・プレーンの位置における pF 値	97
2 ゼロ・フラックス・プレーンの進行停止条件	97
第6節 まとめ	98

第5章 土壤水分動態を考慮した合理的灌水量の算定	99
第1節 はじめに	99
第2節 pF値とトータル・ポテンシャル勾配	
第3節 土壤水分量と根による吸水水分領域との関係	101
第4節 土壤水分減少率と土壤水分量との関係	102
第5節 合理的灌水量の決定に関する試案	109
(重力降下による無効水分量を最小限に抑える方法)	
1 土壤水分減少特性	109
2 蒸発散量と土壤水分減少特性との関係	111
3 灌水量の決定例	111
第6節 まとめ	115
第6章 総括	116
謝辞	119
引用文献	120

第1章 緒 論

本論文は、畑地灌漑計画の基礎諸元である蒸発散量および灌漑水量の決定法に関して実証的に論じたものである。畑地灌漑の本来の目的は、水分ストレスにより生育障害、すなわち干害が生じないように土壤水分を供給することにある。しかし、湿潤地域に位置するわが国での灌漑計画を念頭におき、本論文では、灌漑の目的を「作物の正常生育により高品質、高収量の生産を得るために必要とされる最適灌漑水量を供給すること」とする積極的な用水利用の観点から論じる。

まず、蒸発散量をSPAC(土壌-植物-大気系)モデルとの関連で論じる。このモデルにおいて、蒸発量、蒸散量、作物根による吸水量、重力降下水量、毛管上昇水量とこれら諸要素に関連している土壤水分減少量との関係は次の関係で表すことができる。

灌漑対象土層内の土壤水分減少量

＝土壌からの消費水量

＝蒸発量＋作物根による吸水量＋重力降下水量（または、－毛管上昇水量）

＝蒸発散量＋重力降下水量（または、－毛管上昇水量）

すなわち、ここで蒸発散量は灌漑対象土層内の土壤水分減少量に重力降下水量（または、－毛管上昇水量）が含まれない場合の減少量に等しいことになる。

また、計画基準で用いられる消費水量は灌漑対象土層内の土壤水分減少量、すなわち土壌からの消費水量を意味する語である。

蒸発散量を決定する方法には大別すると蒸発散に直接影響する気象条件から推定する方法と蒸発散に伴う土壤水分状態の変動から推定する方法の2通りある。代表的な方法のひとつは、Penman法によるポテンシャル蒸発散量を用いる推定法であり、気象条件から求められる。他のひとつは、土壤水分減少法を用いた実測法である。後者は、灌漑対象土層深さを設定し、その対象土層内の土壤水分減少量を実測する方法である。ただし、土壤水分減少量に重力降下水量（または、－毛管上昇水量）が含まれる場合には、この量から重力降下水量（または、－毛管上昇水量）を差し引く必要がある。通常、土壤水分減少法では土壤水分減少量から重力降下水量（または、－毛管上昇水量）を差し引くことが考慮されていない。

ところで、南九州における畑土壌には火山灰土が広く分布している。しかも表層をクロボクが厚く覆っている地域が多い。このクロボク土壌は、保水力が大きく、かつ透水性が

良く、毛管移動が容易な特性を持っている。したがって、降雨あるいは灌漑後の水分減少は、重力の作用による下方への降下浸透と蒸発散による水分消費に基づくものであるが、干天が続く表層土壌が乾燥してくると、下層からの毛管上昇による水分補給が行われるようになり、上向きの水分移動による水分減少層が次第に厚くなる。しかも、火山灰土壌の場合には重力降下水が24時間程度とは限らず、数日間継続するという特性を持つために、土壌水分減少の見られる土層を有効土層として取り扱くと、有効土層は対象とする時間が長くなるとともに厚くなる。この場合、水分減少量は全て蒸発散量として算定されることになり、過大な値を見積もることになる。また下層からの毛管上昇がある場合には水分減少量は過小な値を見積もることになる。したがって、火山灰土壌地帯の蒸発散量を、土壌水分減少法によって決定する場合には、有効土層のとり方によって蒸発散量として得られる値が大きく変化する。そこで、このような地域で正確に蒸発散量を推定するためには、土壌水分減少法に改良を加えるか、この方法に代わる方法を考案する必要がある。本論文では、従来の土壌水分減少法に土壌水分減少量から重力降下水量（または、一毛管上昇水量）を差し引くことを考慮した方法を論じている。

第2章では、蒸発散量に関与する要因について論じる。実地圃場での蒸発散量は実蒸発散量と称されるが、この測定は困難である。そこで、実蒸発散量を推定する基準量としてポテンシャル蒸発散量を用い、その推定方法として有効であると認められているPenman法について検討を行なう。ここで、ポテンシャル蒸発散量の推定に際し日射量を変量とし、風速項は季節的な定数として取り扱うことについて考察する。

さらに、作物の正常生育に必要な水分量、すなわち蒸発散量に見合う水量が土壌中でどのように消費されるかを知ることが重要である。この現象については第3章、第4章において論じる。

土壌水分が減少し水分ストレスが作物体にかかるようになると、気孔開度が縮小し蒸散量が低下することによって実蒸発散量は減少する。すなわち、水分ストレス条件下ではストレスの程度は実蒸発散量のポテンシャル蒸発散量からの低下として現れる。そこで、ポット試験により土壌水分条件に差をつけ、水分ストレスの程度と作物葉温との関係をみることによって、葉温が水分ストレスの判定に利用できるかどうかの検証実験を試みる。

第3章では、土壌水分減少法に改良を加える方法、すなわち重力降下水が存在する場合の土壌水分動態を考慮した蒸発散量の算定法を実測値およびシミュレーション結果に基づいて論じる。その方法とはトータル・ポテンシャル勾配を算定し、その正負によって水分

フラックスの向き（上・下）の判別を行い、水分フラックスの上向き領域における土壤水分減少量のみを算定する方法である。この方法では土層を土性に応じてコンパートメントに分割したモデルを考え、下向きフラックスの生じている分割土層を特定し、この土層から下を計算の対象から除外して算定する方法をとる。つまり経時的に、重力降下による減少量を分離して土壤水分減少量を算定する。このようにして得られる減少量が蒸発散量に相当する。その結果の妥当性をPenman法による結果と比較して検証する。

また、圃場容水量に相当する水分領域における土壤水分量とトータル・ポテンシャル勾配との関係を検討する。この領域にトータル・ポテンシャル勾配の値が0となるゼロ・フラックス・プレーンが存在することを明かにする。

さらに、このモデルを用いて土壤水分動態を解析することによって、根の存在する各分割土層毎の吸水量を算定する。その結果に基づいて土壤水分消費機構を土壤水分量・土壤水分ポテンシャル、作物根の水分生理と有効水分との関連から検討を試みる。

第4章では、土壤水分動態のシミュレーションを行う。ゼロ・フラックス・プレーンの出現位置が如何なる要因によって経時的に変動するのかを解析する。さらにシミュレーション条件の組み合わせ設定を色々変えて、土壤面からの蒸発、根による吸水、重力による降下浸透、上部領域の水分ポテンシャル分布変動の様子を土壤水分の減少に伴う毛管上昇等の水分移動現象と関連づけて明らかにする。このシミュレーションに際し、南九州火山灰クロボク土壌を想定し、土壤水分特性と不飽和透水係数により特徴づけられる土壌の物理的条件を与える。かつ、葉面積指数と根群分布によって与えられる植物側の吸水条件を変化させて、有効水分と根による吸水との関係を土壤水分消費機構との関連から考察する。

第5章では、土壤水分動態を考慮した合理的灌水量の算定法について提案を行う。クロボク土壌のような火山灰土壌からなる畑地圃場では土壤水分変動はフラックスの向きおよび大きさが場所的にも時間的にも変化する状態で進行する。このような土壌の水分動態の特徴のひとつは、土壤水分量がある水分量以上になると重力降下水としての下方損失水量が顕著になることである。したがって、このような特性をもつ土壌の場合、灌水量を決定するために、灌水量のうち重力降下水としての無効水分量を最小限に抑える方法を検討する。その結果、有効土層の最下端での灌水後の水分量が圃場容水量を上回らない様にするのが1回の計画灌漑水量を決定する上での必要条件であることを提案する。

第6章では、本論文の総括を行う。

第2章 蒸発散量に關与する要因

第1節 はじめに

蒸発散によって土壤水分量が減少し、またその変化量の大きさに伴って水分の動態が変動する。したがって、蒸発散の存否とその大きさは土壤水分動態に影響を与える。

ところで、蒸発散量の推定法には蒸発散に起因する土壤水分減少量を土壤水分減少法からアプローチする方法と、蒸発散の生起する誘因となる気象環境諸因子との関連から蒸発散量を推定する方法との2通りがある。本章では、後者の方法について論じる。

実際に葉面から蒸散している量と土壤面から蒸発している量との和、すなわち実蒸発散量をライシメータ法によって土壤水分減少量を直接測定することには困難を伴う。その理由の第1は、その計測が非常に煩雑であり、第2に長期間にわたって測定精度を維持することが困難なことにある。そこで、現在一般的によく用いられる方法は、精度も良いとされているPenman法によりポテンシャル蒸発量を求め、これに各作物の生育状況に応じた作物係数を乗じることによって、実蒸発散量を推定する方法である。現計画基準（1997）では、前述のPenman法によるポテンシャル蒸発量を基準蒸発位、実蒸発散量を基準蒸発散量と定義している。

本章では、Penman法によるポテンシャル蒸発量の算定方法を中心にして、蒸発散とこれに関連する気象諸因子との関係と実蒸発散量との関連について検討する。

まず、Penman式に含まれる各気象要素の關与の程度を、シミュレーションにより検討する。その結果に基づいて、気象特性と蒸発散との関連について考察する。

また、蒸発散強度は経時的に変動する気象諸因子に連動して変動すると推察される。そこで、Penman法による蒸発散強度の推定を試み、蒸発散に影響を与える日射強度、湿度、葉温等の時系列データとPenman法による蒸発散強度との関係を明らかにする。

Penman法により算定されるポテンシャル蒸発量は、広域の水面からの蒸発量であり、全面植被条件下で、かつ水分が十分にあり、植物体に水分ストレスがかかっていない場合の蒸発散量にはほぼ等しい。実蒸発散量は一般に植被率が低下したり、土壤中に有効水分が減少し水分ストレスがかかるとポテンシャル蒸発散量より小さい値になり作物の生理・生育に障害が生じると考えられている。そこで、水分ストレスのかかった状態であるか否かの検討は重要な意味をもっている。本章では一方法として作物の葉温による水分ストレスの判定を試みる。

第2節 Penman法によるポテンシャル蒸発散量の推定方法

ポテンシャル蒸発散量の推定方法として、Blaney・Criddle法(1950, 1962), Thornthwaite法(1954), Makkink(1957)による日射量法等があるが、ここでは今日最も推定精度が高いとされているPenman法について検討した。ここで、一般的なポテンシャル蒸発散量を ET_p , Penman法によるポテンシャル蒸発散量を ET_{pen} で表わし区別する。

1 Penman法の理論的背景、

Penman法の誘導過程は、以下の2つの理論的根拠によっている（例えば梶根勇，1987）。まず、熱収支によって、水面からの蒸発量は次式で表される。

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

ここで、 R_n は純放射量(cal/cm^2)、 G は地中熱流量(cal/cm^2)、 L は蒸発の気化潜熱、 β はボーエン比である。乾湿計定数を γ 、水面温度を T_{s0} 、気温を T_s 、飽和水蒸気圧を e_s 、水面のそれを e_{s0} 、水蒸気圧を e_a とし、水面における飽差(H_p)を $e_{s0} - e_a$ とすると、ボーエン比は次式で与えられる。

$$\beta = \gamma \frac{T_{s0} - T_s}{e_{s0} - e_a} \quad (2-2)$$

一方、水蒸気拡散式はFickの法則により導かれるが、 U を平均風速(m/s)とする時、John Daltonの空気力学的法として次式で表される。

$$E = f(U) \cdot (e_s - e_a) \quad (2-3)$$

ここで、 $f(U)$ は風速関数でありPenman(1963)は次式で与えている。

$$f(U) = 0.26(0.5 + 0.54U) \quad (2-4)$$

これ以外に、Van Bavel(1966)は風速の対数分布則から理論的に次式の風速関数を与えている。

$$f(U) = (0.622 \rho \kappa^2 / P) (U / (\ln z / z_0)^2) \quad (2-5)$$

ここで、 κ はカルマン定数、 P は大気圧、 z_0 は地面の粗さを特徴づける粗度係数である。

Penman法によるポテンシャル蒸発散量(ET_{pen})の算定式は、これら熱収支式と水蒸気拡散式を組み合わせた次式で表される。

$$ET_{pen} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{R_n - G}{L} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot f(U) \cdot (e_s - e_a) \quad (2-6)$$

ここで、風速関数としてPenmanの(2-4)式を採用する。なお、 Δ は飽和水蒸気圧曲線の勾配である。

Penman法に用いる諸データは、一般には日平均気温・湿度、日平均風速、日積算純放射量・地中熱流量であり、したがって、Penman法によってポテンシャル蒸発散量を推定するには、これらの日データが必要となる。この式によって得られるポテンシャル蒸発散量の値も日量である。

ところで、Penman法は元来水面からの蒸発を推定する式から、いくつかの仮定に基づいて提唱された方法である。すなわち、蒸発面は十分に湿潤であり、風速関数も水面に関して得られた式である。この方法を用いる場合、実際の測定条件がこれらの仮定をどの程度満足しているか考慮する必要がある。さらにPenman法に用いる純放射量の精度が結果に大きく影響する。純放射量の推定法はいくつか提唱されているが、この真値が分からない場合、どの推定法が最良な方法であるか断定できない。そこで、実用的にPenman法の活用を考える場合、次節に述べるように日射量の観測値から純放射量を推定する方法が有効と考える。なお、地中熱流量も重要な要素であるが、地中熱流量は1日で積算するとほぼ0になることから、日量で算定する場合無視できる。

2 純放射量の推定方法

Penman法に用いる純放射量は一般に実測例が少ない。純放射量の実測値が無い場合は日射量(R_s)、有効長波放射量(R_l)を用いて次式で推定する。

$$R_n = (1 - \alpha) R_s - R_l \quad (2-7)$$

$$R_l = \sigma T_a^4 (0.34 - 0.044 \cdot e_a^{1/2}) (0.10 + 0.90 \cdot n/N) \quad (2-8)$$

ここで、 α はアルベド、 n/N は日照率、 σ はステファン・ボルツマン定数、 T_a は絶対温度である。

日射量の実測値が無い場合は、大気外日射量(R_a)を用いて推定する。その推定式は次式で表される。

$$R_s = R_a (0.25 + 0.50 \cdot n/N) \quad (2-9)$$

対象とする地点で日射量の観測が行われている場合には、これ以外に気温、湿度、風速データを用いてポテンシャル蒸発散量の推定が可能である。ところで、日射量データがない場合には、大気外日射量から推定する。

3 Penman式の各気象要因に対する感度 (Sensitivity)

Penman法によるポテンシャル蒸発散量推定値の風速、日射量、湿度、温度の各気象要因

に対する影響評価を検討した。

ここで、Penman法の(2-6)式の第2項には飽差 $e_s - e_a$ が用いられているが、一般に湿度RHとこの飽差の関係は次式で表される。

$$RH = (e_a / e_s) \cdot 100 \quad (2-10)$$

$$\therefore e_s - e_a = (100 - RH) \cdot e_s / 100 \quad (2-11)$$

すなわち飽差は湿度が高いと小さく、逆に湿度が低いと大きくなる。

(2-6)式に仮想気象データを使用して、各気象因子がどのようにポテンシャル蒸発散量(ET_{pen})に影響するかを計算した。ここでは、日本で観測される標準値として、夏の晴天日($n/N=1$)を想定した日射量 $600 \text{ cal/cm}^2/\text{d}$ 、気温 30°C と、春分・秋分の時期の晴天日を想定した日射量 $420 \text{ cal/cm}^2/\text{d}$ 、気温 20°C の場合について検討した。これらの条件下で、湿度が10%から100%まで、かつ風速が 0 m/s から 10 m/s まで変化すると仮定した場合のシミュレーション結果を、図2-1に ET_{pen} 推定値と湿度、風速との関連図として示す。

この図に見られるように、 $U=\text{const.}$ の時、 ET_{pen} 推定値と湿度との関係は直線になる。すなわち、次式で表される。

$$ET_{pen} = a - b \cdot RH \quad (2-12)$$

この式の係数 a は風速が大きいほど、また日射量が大きいほど大きいことを、また係数 b は風速が大きいほど、気温が高くなるほど大きくなる傾向が得られた。

次に、日射量 $100 \sim 700 \text{ cal/cm}^2/\text{d}$ に対して、湿度が10%から100%まで変化する時の気温(T_a) $20, 30^\circ\text{C}$ 、風速(U) $10, 5, 2, 0.5, 0 \text{ m/s}$ の各々の組合せ条件下でのポテンシャル蒸発散量を算定した。その結果を図2-2に ET_{pen} 推定値と日射量との関連図として示す。

Penman式から明らかなことであるが、日射量、風速と ET_{pen} とは正の相関が認められる。風速が大きくなると、 ET_{pen} は湿度に大きく影響され、この影響は日射量が小さい範囲でより顕著になる。また、この影響は温度が高いほど ET_{pen} に大きく影響することが示されている。つまり、風速が大きい程、湿度の違いの影響が顕著になり、特に低湿度では日射量の多寡の影響よりも風速の影響が大きくなる。一方、風速が小さくなると日射量の大きい領域では湿度の影響が小さくなる。

以上の結果は、乾燥地、湿潤地の気候特性によって ET_{pen} が大きく変動することを示しているが、 ET_{pen} の推定に用いられる日射量、湿度、風速、気温の気象データは気候特性と ET_{pen} との関係を知る上でも重要であることを意味している。

次に、Penman式第1項と第2項の重みと気象要素との関連について検討する。(2-6)式を

$$ET_{p.e.n} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{R_n - G}{L} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot f(U) \cdot (e_s - e_a) \quad (2-6)$$

$$= \quad ET1 \quad + \quad ET2 \quad (2-13)$$

とおき、右辺第1項の日射量による項の値をET1、右辺第2項の風速関数・飽差による項の値をET2としてこの両者の和をET_{p.e.n}に占めるET1、ET2の割合KP1、KP2を計算し、その値を湿度との関連で整理した。すなわち

$$KP1 = ET1 / ET_{p.e.n} \quad (2-14)$$

$$KP2 = ET2 / ET_{p.e.n} \quad (2-15)$$

日射量600 cal/cm²/d、気温30℃と日射量420 cal/cm²/d、気温20℃と仮定した時の2例について計算した。その結果を図2-3に示す。

この図に示される様に湿度が低くなり風速が大きくなると、当然のことながらET_{p.e.n}が大きくなることが認められる。特に湿度が50%以下で、風速が5m/s以上になると日射量によるET_{p.e.n}への影響が半分以下となる。逆に、湿度が80%以上で風速が2m/s以下では、ET_{p.e.n}の80%以上の大半が日射量の影響となることが認められる。この様に、各観測地点の気象特性がどのようなものであるか、その相違によって蒸発散量は違ってくる。

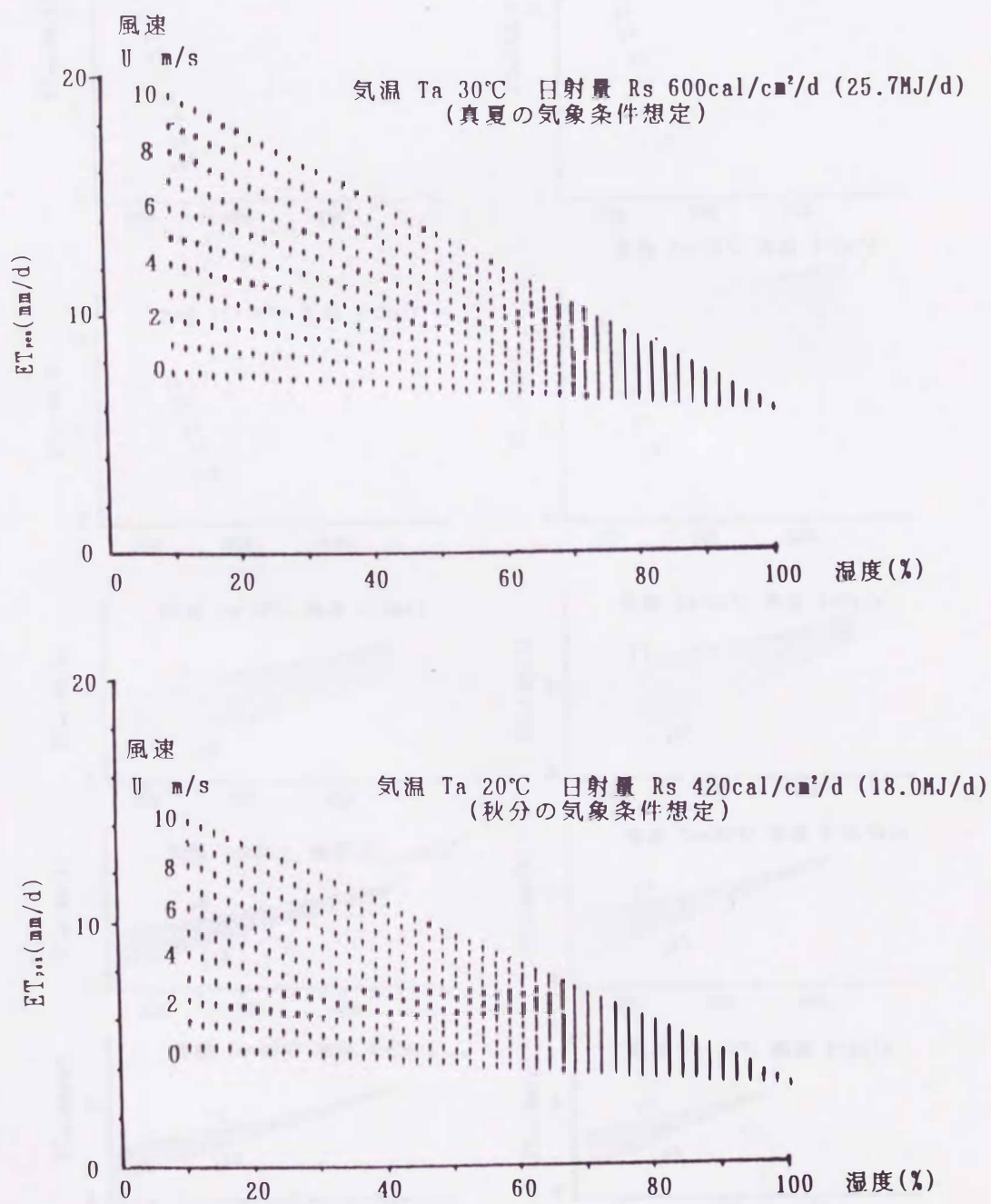


図 2 - 1 ポテンシャル蒸発散量と湿度，風速との関連図

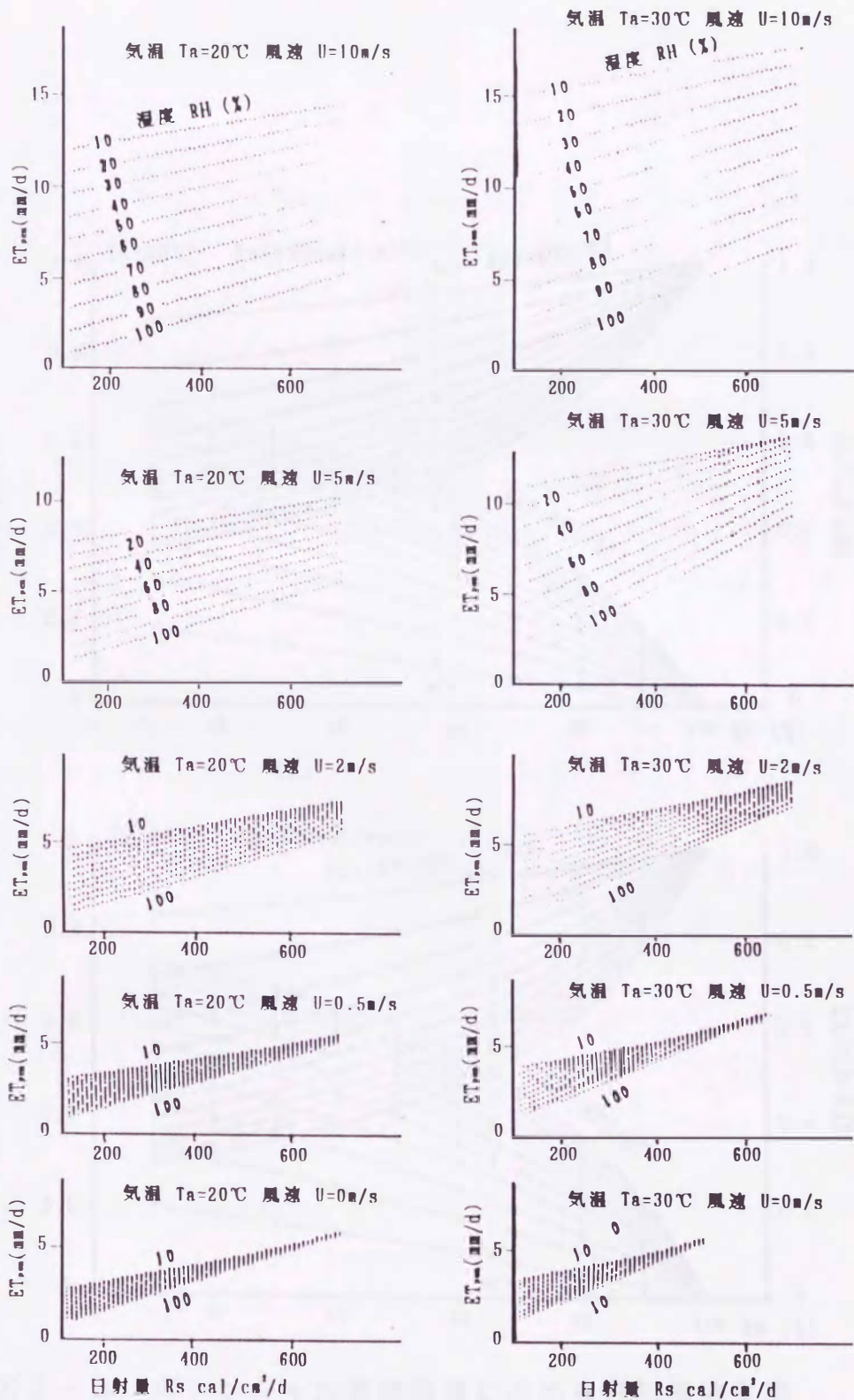


図 2-2 ポテンシャル蒸発散量と日射量，気温，湿度，風速との関連

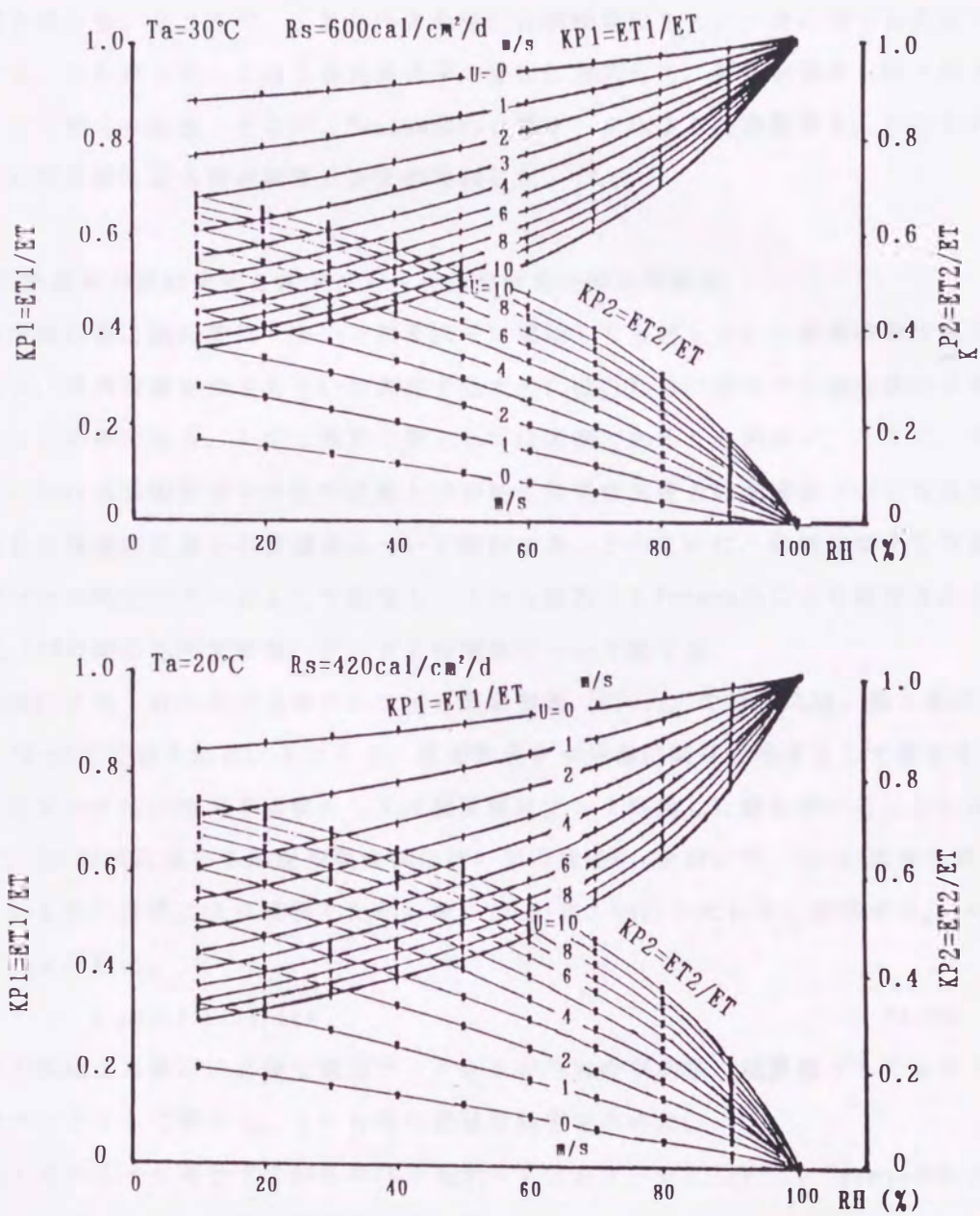


図 2 - 3 ポテンシャル蒸発散量に占める日射量依存項
の割合と湿度，風速との関連図

第3節 ポテンシャル蒸発散量の経時変動

1 目 的

前節までに論じた様に、ポテンシャル蒸発散量は日射量、湿度、風速等の気象要因に大きく影響を受ける。ところで、これらの気象要因は瞬時変化をし、一日の間でも大きく経時変化する。したがって、これら各気象因子の変化に対応して、蒸発散強度も時々刻々変化していると考えられる。そこで、Penman法の日量データによる推定結果と、10分毎データによる日積算値による推定結果とを比較検討した。

2 気象要素の経時変化とポテンシャル蒸発散量の時系列変化

蒸発散現象は常に経時変化している気象因子に関連して生起している物理現象である。したがって、蒸発散量を測定あるいは推定するためにはこれらに關与する諸気象因子を測定することが必要である。しかし実際問題としては困難であることが多い。そこで、本節では1日における気象諸因子の経時変動と10分毎の蒸発散強度との関連および日単位データによる蒸発散量推定値との相違点について検討する。そのために、経時変動する気象諸因子を10分毎の時系列データとして測定し、それら諸因子とPenman法により推定される蒸発散強度（10分間当り蒸発散量）データとの関係について論じる。

Penman法による1日におけるポテンシャル蒸発散量 (ET_{Pen}) の算定式は、第2節に述べたように(2-6)式で表される。ところで、蒸発散量を10分毎に蒸発散強度として算定する場合には、各データは10分毎平均値もしくは積算値にデータ処理した値を用いることになる。この場合、(2-6)式に用いる風速関数は10分毎の平均風速 U_{10} を用いて、(2-4)式から算定される $f(U_{10})$ を次の各式により換算した $f(u)$ を、(2-6)式の $f(U)$ の代わりに使用する。10分毎の場合次式を用いる。

$$f(u) = f(U_{10}) / 144 \quad (2-16)$$

以上の方法による算定に必要な観測データを10分毎の平均値、積算値として1日144回分のデータとして整理し、10分毎の蒸発散強度を求めた。

1986年7月から10月までの88日の10分毎データと日データについて、Penman法による1日におけるポテンシャル蒸発散量を算定した。

図2-4は両者のポテンシャル蒸発散量算定結果を比較した図である。

この結果に示されるように両者には殆ど差はないと考えられる。この結果により、10分

毎データ、日データいずれを用いて蒸発散量を算定しても両者の差は殆ど無いと認められるので、実用上蒸発散量の推定には日データの使用で十分であることになる。



図 1-10 日データと毎データによる蒸発散量の推定結果の比較

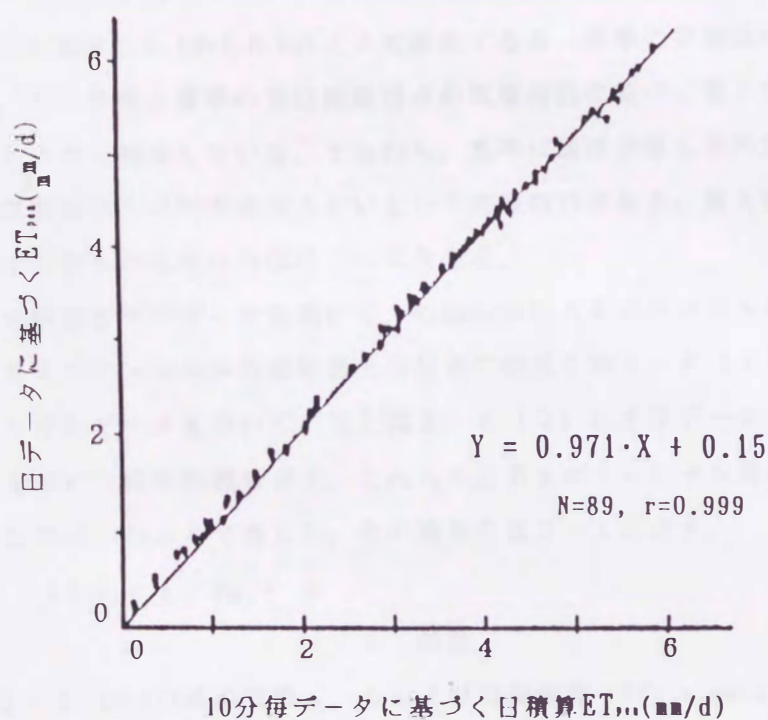


図 2 - 4 10分毎データと日データに基づくPenman法による
ポテンシャル蒸発散量の相関

3 ポテンシャル蒸発散量と日射量

Penman法によるポテンシャル蒸発散量は(2-6)式日射量による第1項と風速関数・飽差による第2項の和から求められるが、各項の寄与の程度を季節との関連でみるために、図2-5-1に冬季(10月～3月)の一例として2月、夏季(4月～9月)の一例として7月におけるそれぞれの第1項と第2項の積層グラフの経日変化として示す。

図2-5-2に第2項のポテンシャル蒸発散量に占める割合を周年変化として示す。この結果からこの割合は0.1から0.6以上まで変化するが、冬季の平均は0.37、夏季の平均は0.20である。この冬季と夏季の差は観測地点の気象特性に基づく第2項における湿度(飽差)と風速が大きく関与している。すなわち、夏季に湿度が高く平均風速が小さいのに対し、冬季に湿度が低く平均風速が大きいという気象特性である。第2項のポテンシャル蒸発散量に対する寄与の程度は季節によって異なる。

宮崎大学実験圃場でのデータを用いて、Penman法によるポテンシャル蒸発散量を算定した。その結果をポテンシャル蒸発散量と日射量の関係を図2-6(1)に夏季データとして4月から9月のデータを用いて、また図2-6(2)に冬季データとして10月から3月のデータを用いて統計処理し示す。これらの結果をポテンシャル蒸発散量(ET_{pen})を日射量(R_s)の一次式(2-17)として表した。その結果を表2-1に示す。

$$ET_{pen} = a \cdot R_s + b \quad (2-17)$$

a, b : 係数

表2-1 (2-17)式の係数a, bおよび相関係数(ET_{pen} :mm/d., R_s :cal/cm²/d.)

期 間	a	b	r	N (データ数)
夏 季	0.011	0.02	0.970	1458
冬 季	0.010	0.24	0.937	1033
通 年	0.011	0.07	0.967	2491

(1990～1997)

表2-1に示されるように、冬季と夏季と比較して係数bが冬季に卓越し風速関数・飽差による第2項の影響が表れている。しかし、同表に示されるように、周年通してみるとポテンシャル蒸発散量に対して風速関数・飽差による第2項は定数項として日射量は変数としてはいる。Penman法によるポテンシャル蒸発散量はもともと日射量の外、気温、湿度、風速の気象要素によって算定される値であるが、以上の結果から、湿潤気候の宮崎では気象特性から、日射量のみによってポテンシャル蒸発散量を推定することが可能である。

なお、日射量による推定法としてMakkink法(1957)があるが後に論じる。

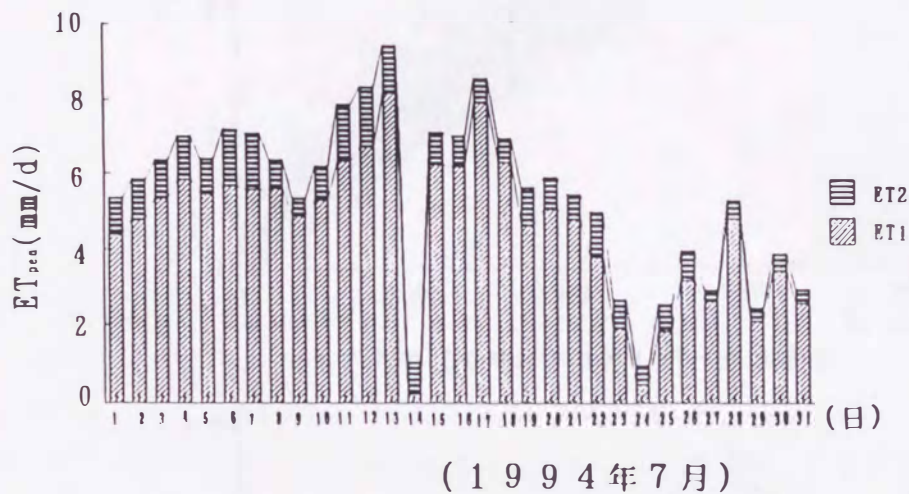
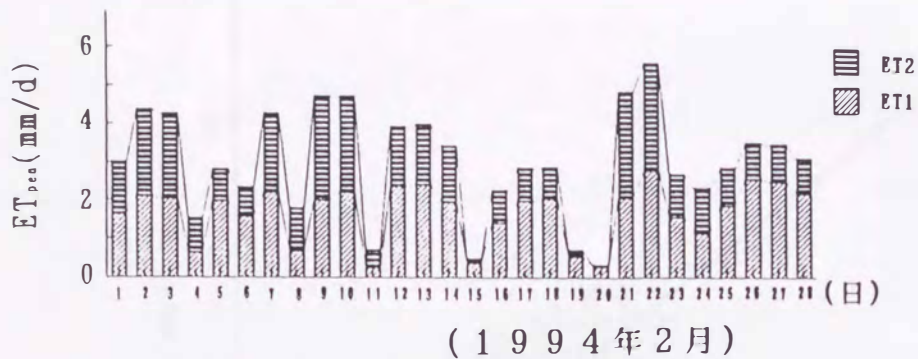


図 2-5-1 ポテンシャル蒸発散量推定(2-13)式における第 1 項と第 2 項の経日変化 (1 9 9 4 年 2 月, 7 月)

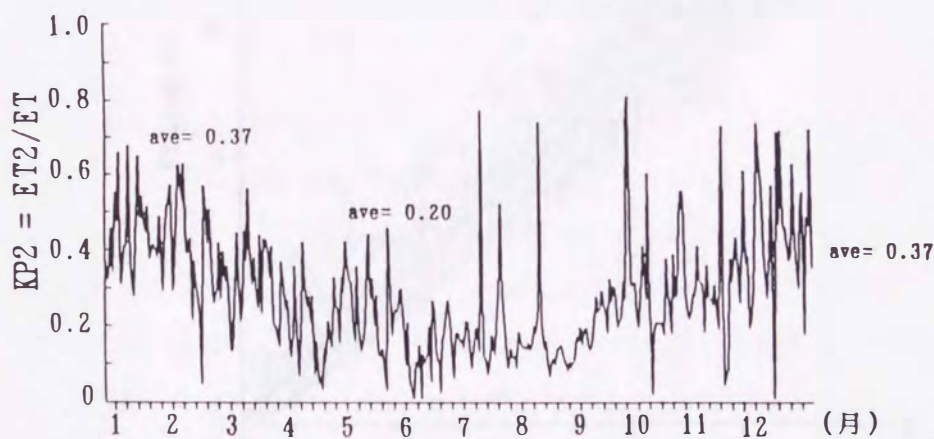
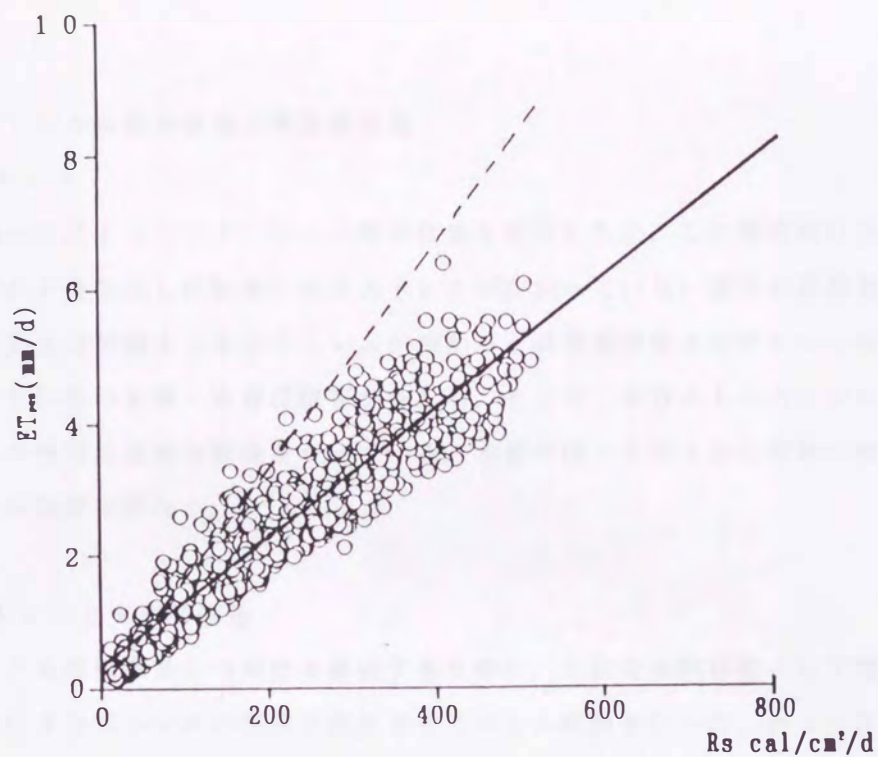
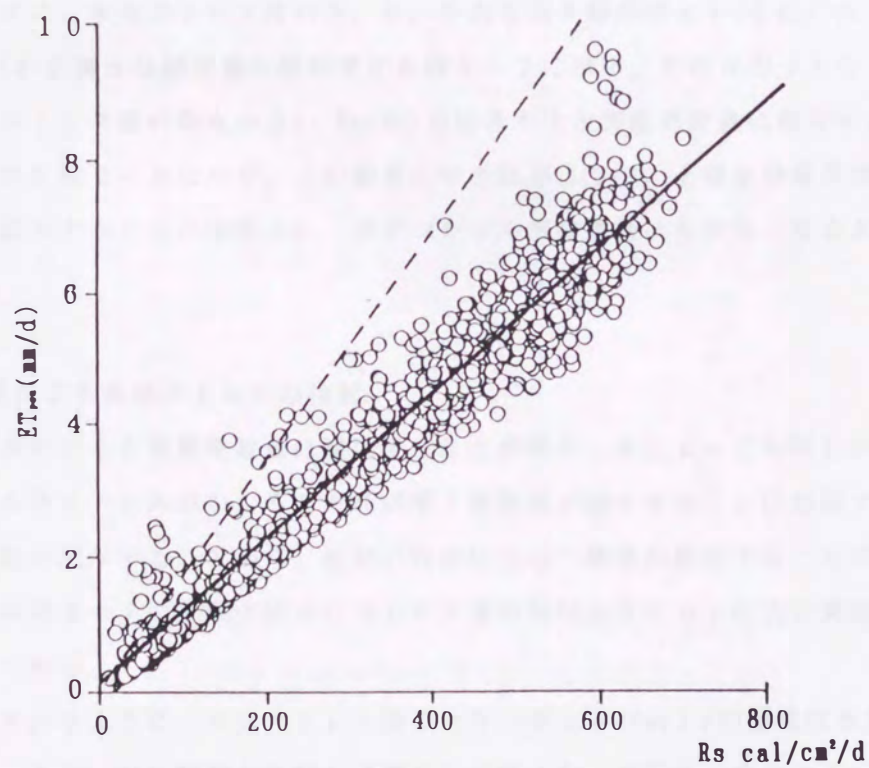


図 2-5-2 ポテンシャル蒸発散量推定(2-13)式において第 2 項の占める割合(KP2)の周年変化 (1 9 9 4 年)



(1) 冬季 (10月～3月) データの場合



(2) 夏季 (4月～9月) データの場合

図 2 - 6 ポテンシャル蒸発散量と日射量の関係

註 実線は回帰直線，破線は全て蒸発した場合

第4節 ポテンシャル蒸発散量と実蒸発散量

1 水分ストレス

前節ではPenman法によってポテンシャル蒸発散量を推定したが、この推定値は全面植被下で、かつ水分が十分存在し作物体に水分ストレスがかかっていない場合の蒸発散量である。土壌中の有効水分が減少し水分ストレスがかかると実蒸発散量はポテンシャル蒸発散量より少なくなり作物の生理・生育に障害が生じる。そこで、水分ストレスのかかった状態であるか否かの検討は重要な意味をもっている。本節では一方法として作物の葉温による水分ストレスの判定を試みる。

2 水分ストレスと実蒸発散量

水分ストレスと実蒸発散量との関係を検証するために、大豆を供試作物として用いて、灌水量に差をつけ水分ストレスの程度を変化させてポット試験を行った。ポットに存在する土壌水分量の多少すなわち水分ストレス度の相異によって土壌水分減少量がどの様に異なるかをみるために、水分ストレス度の大、中、小異なる3個のポット(それぞれ Pot1, Pot2, Pot3とする)の土壌水分減少量の経時変化を図2-7に示す。その3ポットのうち灌水量が多く、水分ストレス度の最も小さい Pot3の平均含水比と実蒸発散量に相当する土壌水分減少量との関係を図2-8に示す。この結果に示されるように、土壌水分量が減少すると実蒸発散量は減少することが確認され、ポテンシャル蒸発散量より少なくなると推定できる。

3 作物葉温による水分ストレスの検討

水分ストレスがかかると実蒸発散量は減少することが図2-8によっても明らかであるが、このことは水分ストレスがかかると気孔が閉じ蒸散量が減少することに起因する。蒸散には蒸発の潜熱が関与することから、蒸散の程度によって葉温が変化することが推測される。図2-9は図2-7の実験中の水分ストレス度の異なる各ポットの大豆葉温の変化の違いを示す図である。

この結果に示されるように、水分ストレス度の大きいポット(Pot1)の葉温は水分ストレス度の小さいポット(Pot3)の葉温と比較して明らかに高くなっており、水分ストレス度の相異は葉温の相異として現れることが明らかである。このことは葉気温差を水分ストレス度の指数として表すことができることを意味する。

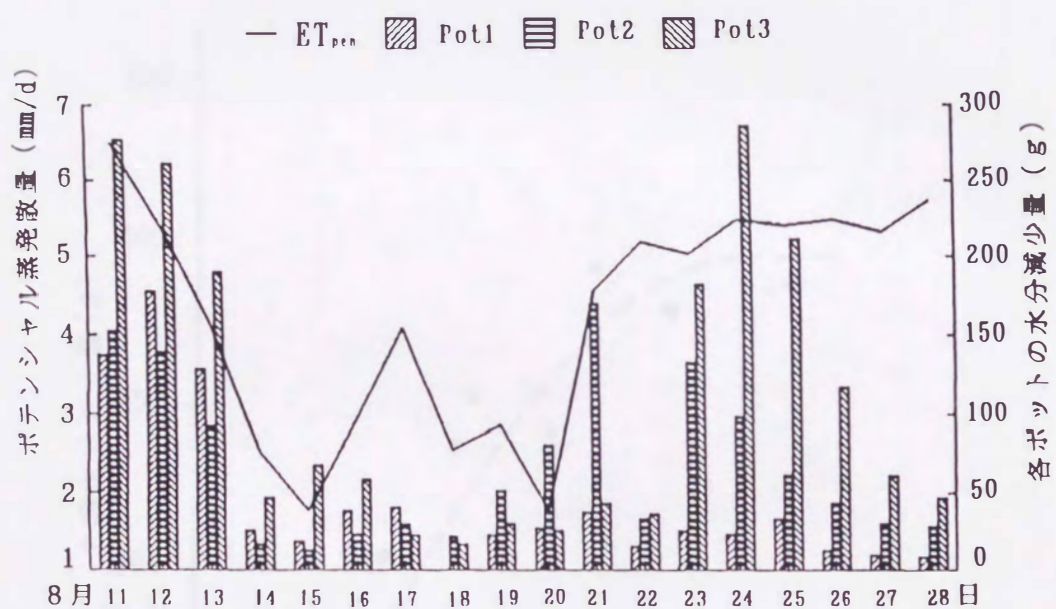


図2-7 灌水量の差によって水分ストレスに差異を与えた場合の
ポテンシャル蒸発散量および各ポットの水分減少量の経日変化
(1993年8月11日~28日)

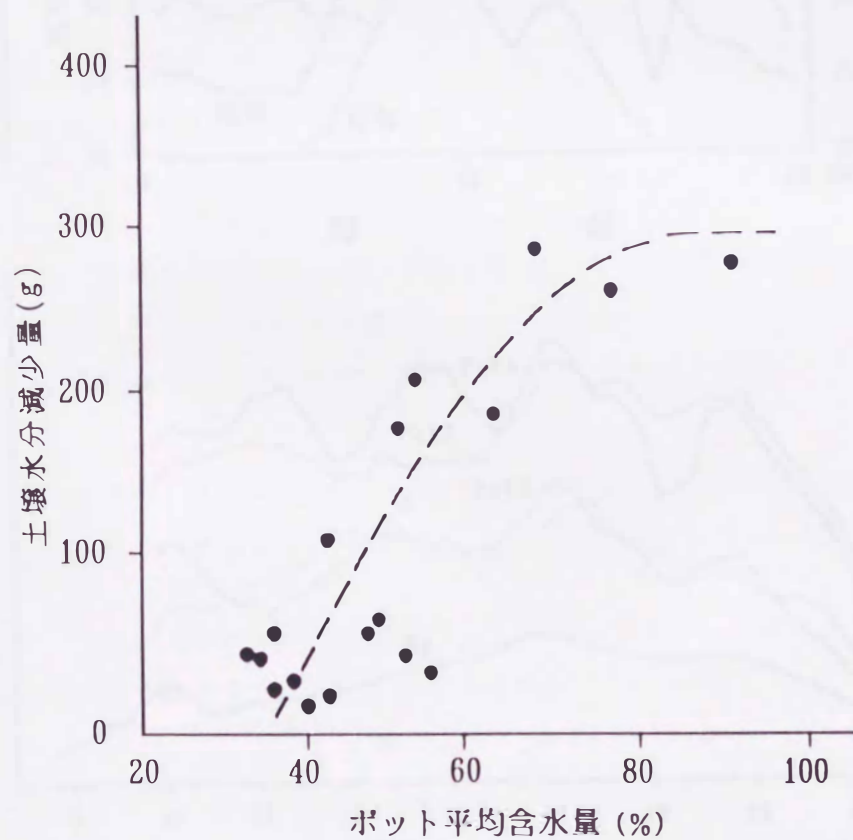


図 2 - 8 ポットの平均含水比と土壌水分減少量との関係

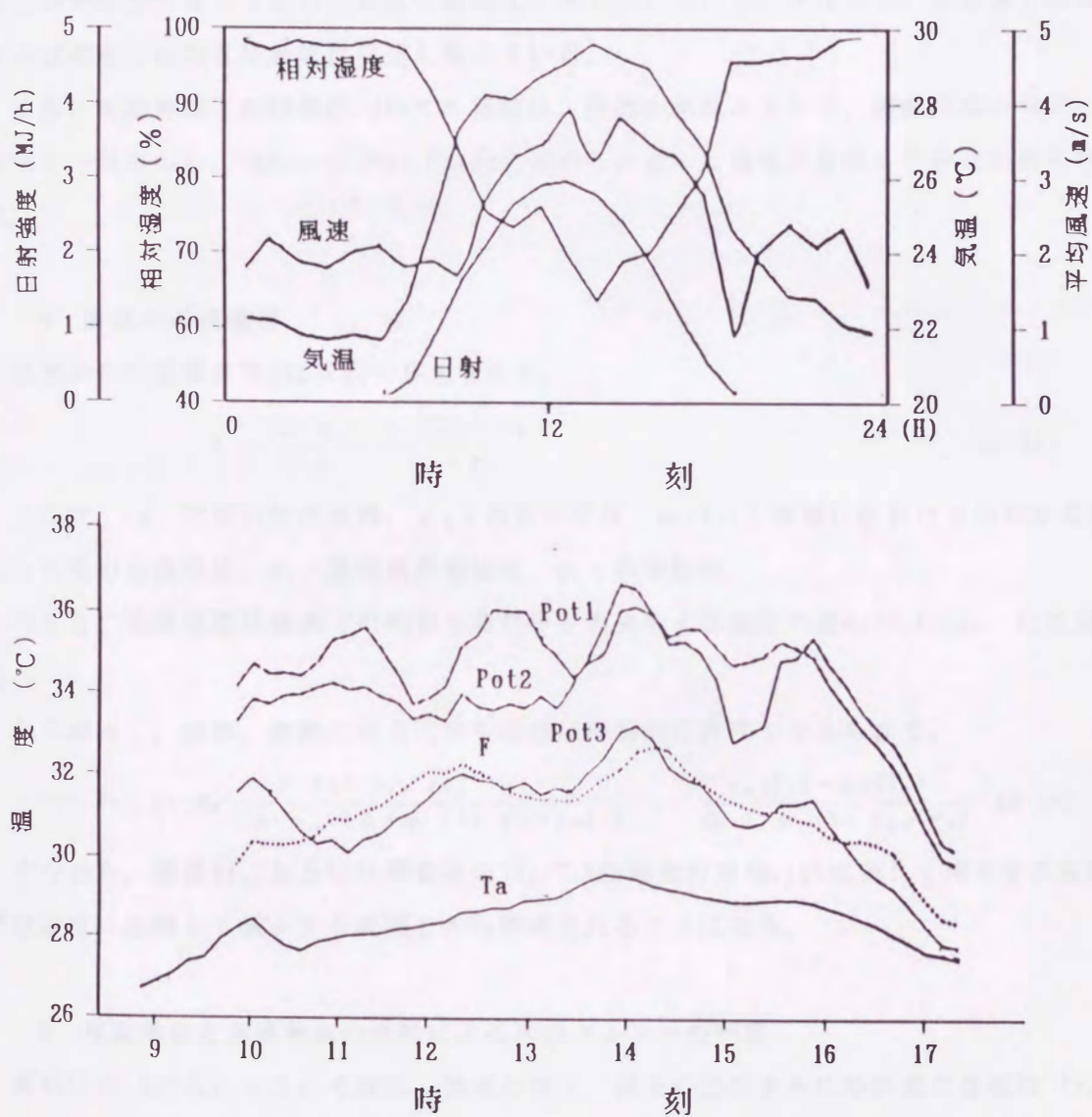


図2-9 蒸発散量に影響する気象要素の経時変化(上図)と
同日の水分ストレスの差による葉温の経時変化の差異(下図)

(1993年8月25日)

註 Pot(数字はPot No)はポット栽培, Fは露地栽培大豆の葉温, Ta: 気温

そこで、本節では作物生理の観点から、葉温による水分ストレスの有無の検討を行った。

蒸散に関連する研究成果によると、蒸散速度は日射強度、温度、湿度、風速によって影響され、蒸散速度の大きい植物葉は吸収した純放射エネルギーのかなりの部分を蒸散作用による潜熱伝達によって放出し葉温の極端な上昇を防いでいる。すなわち、日射量と葉温と蒸散速度とは相互に緊密に関連しあっている。

蒸散と気象要因との関係についての研究は、作物の水分ストレス、灌漑時期の判定への応用との関連から、Tanner(1960), Gates(1962)らによって葉温に着目した研究が始められた。

4 葉温の形成機構

葉面からの蒸散速度 T は次式で与えられる。

$$T = \frac{C_p \cdot \rho_a}{\gamma L} \cdot \frac{e_s(T_L) - e_a}{r_s + r_e} \quad (2-18)$$

ここで、 C_p ：空気の定圧比熱、 ρ_a ：空気の密度、 $e_s(T_L)$ ：葉温 T_L における飽和水蒸気圧、 e_a ：大気の水蒸気圧、 r_s ：葉面境界層抵抗、 r_e ：蒸散抵抗

つまり、蒸散速度は葉面での飽和水蒸気圧と大気の水蒸気圧の差 $e_s(T_L) - e_a$ に比例する。

したがって、顕熱、潜熱の収支式から葉温は理論的に次式で与えられる。

$$T_L = T_a + r_s \cdot R_n \cdot \frac{\gamma (1 + r_s / r_e)}{C_p \cdot \rho_a (\Delta + \gamma (1 + r_s / r_e))} - \frac{e_s(T_L) - e_s(T_a)}{\Delta + \gamma (1 + r_s / r_e)} \quad (2-19)$$

すなわち、葉温(T_L)あるいは葉気温差($T_L - T_a$)は純放射量(R_n)に比例して増大する要因と、蒸散速度に比例して減少する要因とから形成されることになる。

5 理論葉温と実測葉温の比較による水分ストレスの判定

葉温は(2-12)式に示される様に、葉温の増大、減少の要因各々に葉面境界層抵抗(r_s)、蒸散抵抗(r_e)が関与している。これらの r_s 、 r_e について、 r_s は次式で算定した。

$$r_s = \frac{\ln \left(\frac{Hu - 0.63 \cdot Hc}{0.13 \cdot Hc} \right)}{\kappa^2 \cdot U} \quad (2-20)$$

ここで、 Hu は風速測定高度、 Hc は群落高さ、 κ はカルマン定数、 U は風速である。

一方、蒸散抵抗 r_e は、任意に仮定した値を用いて、(2-12)式を用いて逐次代入法によっ

て理論葉温の推定を行った。ここでは蒸散抵抗 r_s の値として、 5.0 s/cm 以下では大豆の場合ストレスはかかっていないとのA. B. Franc (1974)らの研究データを参照にして、ストレスがかかっていない場合の蒸散抵抗 r_s として 3.0 s/cm を基準として用いた。推定試算は実測葉温の -5°C を初期値として(2-12)式の右辺TLに 0.1°C ステップで代入し、右辺の値を計算する。この計算値とTLとの差の絶対値が 0.1°C 以下となるTLを求め、この値を理論葉温RTLとする。

図2-10は、1986年9月から10月の観測データを用いて理論葉温を算定し、横軸に実測葉温(10分平均)、縦軸に理論葉温をとりプロットした図である。

この図に見られるように、10月12日までは実測葉温が理論葉温を下回っておりストレスがかかっていなかったと判定されるのに対し、10月16日以降になって実測葉温が理論葉温を上回りストレスがかかった状態となっている。しかし、この時期は収穫前の登塾期であり殆ど大豆の葉自体の活性がなく色は黄変し枯れ始めている時期である。したがって、生育全期間を通じて生理上水分ストレスはかかっていなかったと判定される。



図2-10 実測葉温(10分平均)と理論葉温

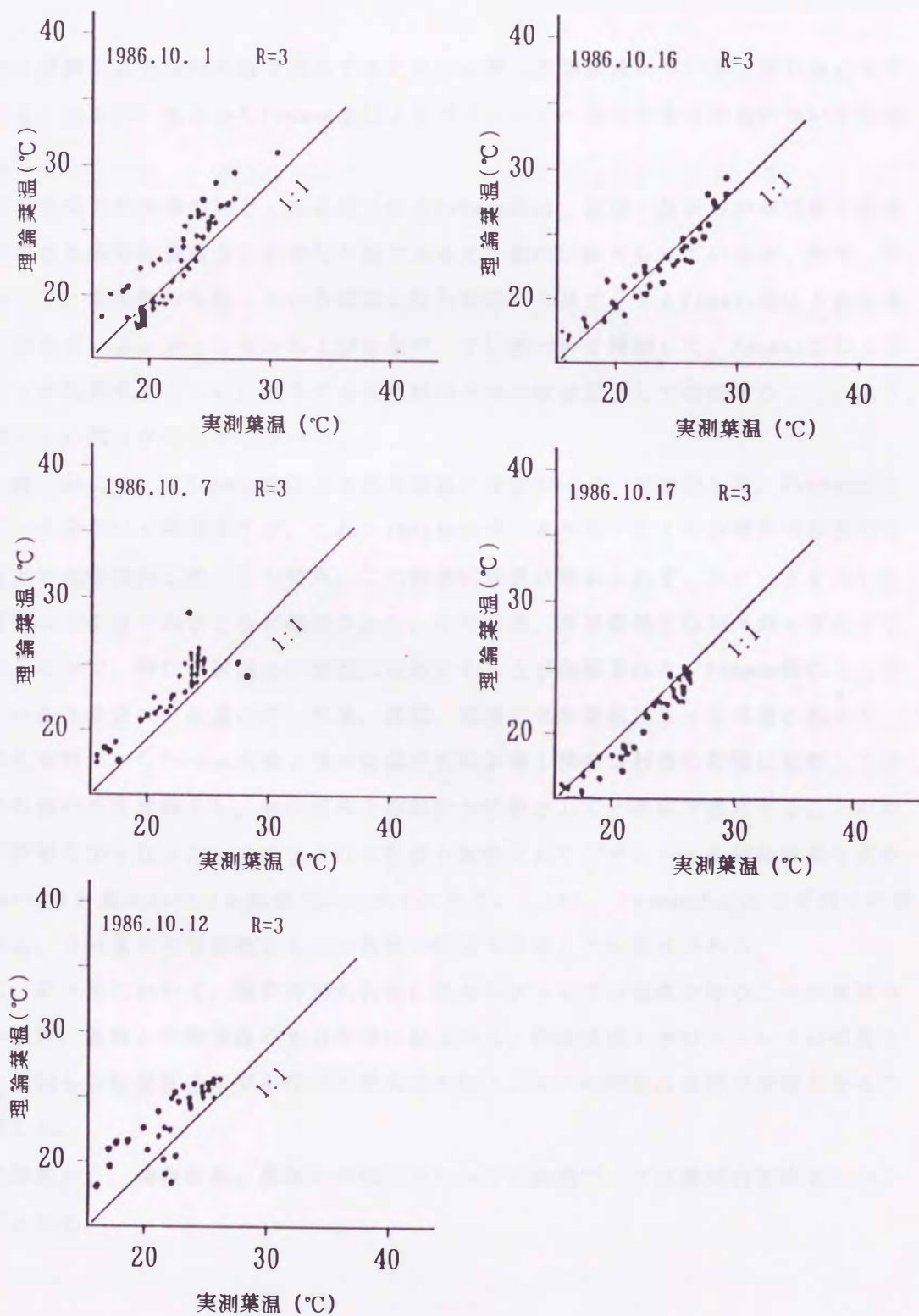


図 2 - 1 0 実測葉温 (10分平均) と理論葉温

第5節 まとめ

本章では灌漑に必要な用水量を推定するために必要な蒸発散量について、SPACモデルにおける大気条件の観点からPenman法によるポテンシャル蒸発散量推定法についての検討を行った。

放射項と空気力学的項の和として算定されるPenman法は、蒸発・蒸散の物理現象を合理的に説明できる蒸発散量推定に有効な方法であるとして一般的に認められているが、先ず、第2節において、蒸発散の生起している環境の諸気象因子の日データとPenman法による蒸発散量との関係をシミュレーションおよび気象データに基づいて検討した。Penman法によるポテンシャル蒸発散量とこれに関与する気象諸因子間の関連図として作成することにより、気象諸因子との関係が明らかになった。

また、第3節においてPenman法による蒸発散量の推定法について検討した。Penman法は通常日データを用いて算定するが、これと10分毎のデータを用いた10分間蒸発散量の日積算値を求め比較検討した。その結果、この両者に差異は認められず、日データを用いた蒸発散量推定で十分であることが確認された。その結果、蒸発散強度は時々刻々変化する気象諸因子の中で、特に日射強度に敏感に応答することが確認された。Penman法によるポテンシャル蒸発散量は日射量の外、気温、湿度、風速の気象要素によって算定されるが、南九州の気象特性からPenman式第2項の影響が変動が第1項の日射量の影響に比較して小さく、日射量のみを変数とし、他の要素を季節的な定数として一次式で推定することができることが明らかとなった。このことは日射量を変数としてポテンシャル蒸発散量を求めるMakkinkの日射量法(1957)と結果的には同じになる。しかし、Penman法が他の要素を定数として扱え、日射量のみを変数として一次式で推定できることは意味がある。

さらに、第4節において、灌漑時期の判定には水分ストレスの程度を知ることが重要な要因であるが、蒸散と作物葉温の水分生理の観点から、作物葉温と水分ストレスの程度との関係を検討し日射強度の影響を受ける葉温は水分ストレスの判定に有効な指標となることを確認した。

本章の結果から、灌漑計画、灌漑の実施に当たって日射量データは重要な意味をもつことが確認される。

第3章 土壤水分動態を考慮した蒸発散量の実証的推定

第1節 はじめに

南九州には火山灰土壤の畑が広く分布している。しかも表層にクロボク土壤が厚く分布する地域が多い。このクロボク土壤は、保水性および透水性がともに大きく、水分の毛管移動が容易な性質を持っている。

降雨あるいは灌漑直後のしばらくの間の水分減少は、重力の作用による降下浸透および蒸発散による水分消費とに基づいて生ずるものである。その後、干天が続き表層の水分量が減少し土壤が乾燥してくると、下層からの毛管上昇による水分補給が行われる様になる。保水性、透水性に富み、水分移動が容易なクロボク土壤では、この上向きのフラックスも大きく、かつその生起している水分減少層は時間の経過に伴って下層に向かって次第に厚くなる。

この様な土壤を対象に土壤水分動態と土壤水分減少量および蒸発散量（蒸発散量）との関係を明確にするために、水分変動調査を行った。クロボク土壤では、深層からの上昇流があることが経験的に知られているので、通常行われているテンショメータによる土壤水分減少量調査の対象深さ60～80cmよりさらに深層の145cmまでを調査の対象とした。このデータに基づいて、トータル・ポテンシャル勾配を算定し、水分移動の上下方向を判別する。また、その結果から重力降下に因る土壤水分減少量を含まない土壤面蒸発と根による吸水とに基づく土壤水分減少量を算定し、対象土層内の水分動態に基づく蒸発散量の実証的な推定について論じる。従来用いられてきた土壤水分減少法に基づく蒸発散量算定法をここでは便宜的に従来法と称することにする。

第2節 土壤水分変動調査

1 調査地点

土壤水分動態と土壤水分減少量との関係を明らかにするために、土壤水分変動調査を行った地点は、宮崎県児湯郡川南町唐瀬原の3地点と鹿児島県鹿屋市下堀の1地点の計4地点であり、これらの地点において1984年から1986年の5～11月におけるソルゴーおよ

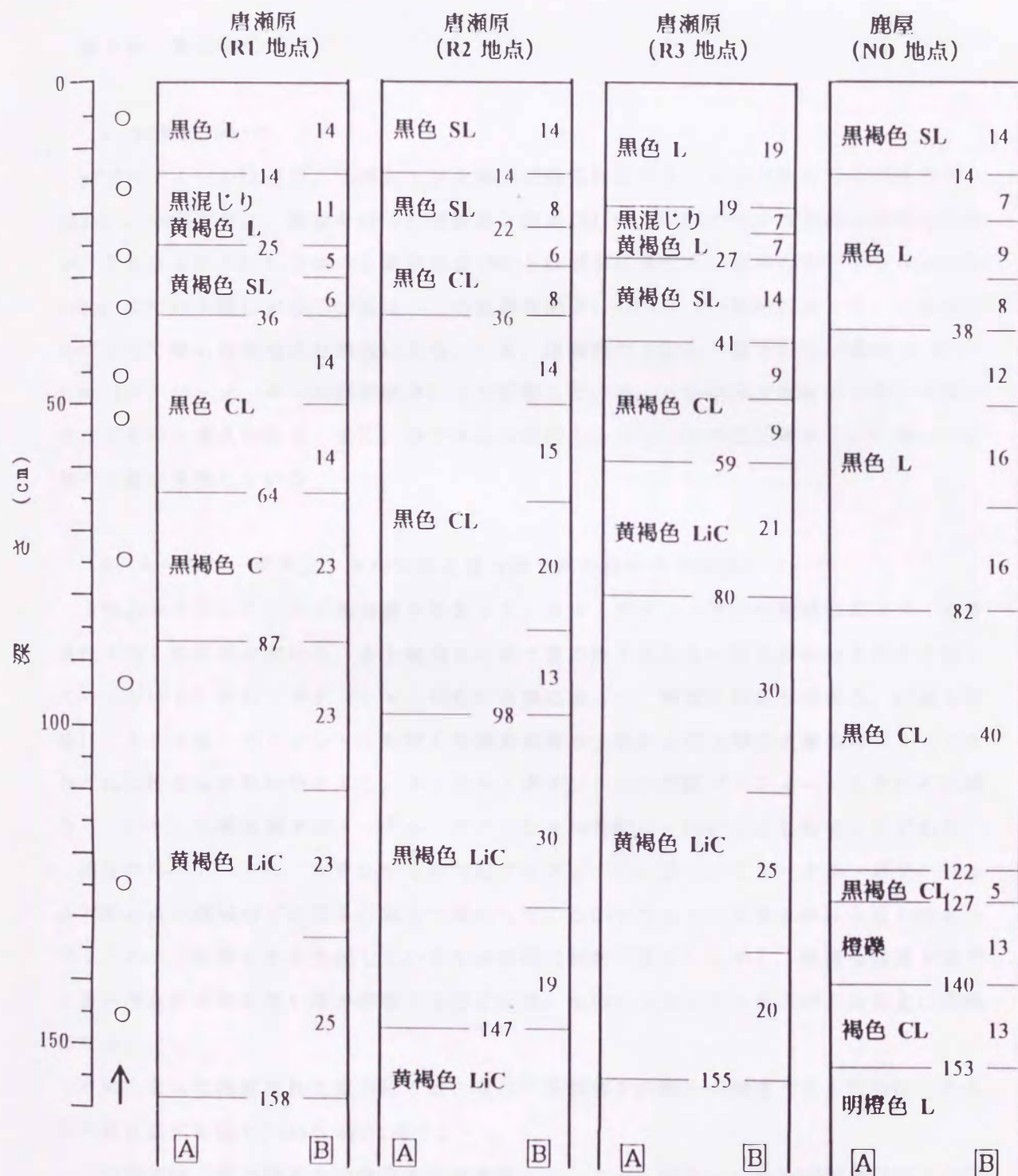
ピイタリアンライグラスを対象作物として調査を行った。

川南町唐瀬原の調査3地点は、ほぼ南東方向に向かって約50分の1の勾配で傾斜する標高85～110mのクロボク土壤に覆われた畑地に一直線上に位置する。水平距離僅か約1.5km以内にある3地点であるが、別途示される土壤調査結果にみられるように、土壤断面は相当異なる。一方、鹿屋市下堀の調査地点は、標高約60mのクロボク土壤に覆われた畑地にある。

九州農政局南九州地域総合開発調査事務所(1974)の調査結果によれば、川南では厚い泥岩層を特徴とする宮崎層群が分布し、不透水性基盤が存在している。鹿屋では大隅軽石流(シラス・固結シラス)が下層に数mから数十mにわたって透水性基盤が存在している。

2 土壤断面および解析用土壤分割層

調査地点土壤断面図およびテンショメータ測定深、解析のために用いた土壤分割層を図3-1に示す。



T:テンシオメータ位置

[A] 土壤断面図 [B] 土壤分割層

図 3-1 土壤断面図およびデータ処理のための土壤分割層

第3節 測定結果

1 pF値について

pFプロフィールは通常、土壌および土壌の成層条件に大きく左右されるものであるが、図3-2に示すように、調査を行った唐瀬原3地点(R1, R2, R3)間でもその差異が認められるが、それ以上にこれら3地点と鹿屋地点(NO)とは顕著に異なる。鹿屋の場合深さ10cmから100cmまでの土層におけるpF値は、この観測期間中1.5から2.5の範囲にあって、これは作物にとって最も有効な水分領域にある。一方、唐瀬原の3地点の場合にはpF値は0から2.8（テンシオメーターの測定限界）まで変動している。これは地下水位の上昇、下降に伴うものと考えられる。また、地下水位の高低によっては水分量過多あるいは過少の状態の土層が発現している。

2 トータル・ポテンシャル勾配と重力降下水の存在する領域について

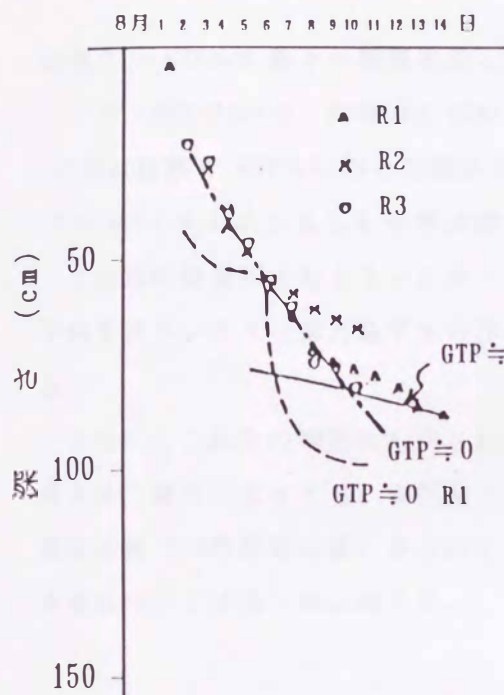
土壌水分フラックスは不飽和透水係数とトータル・ポテンシャル勾配値によって、その移動方向と量が決定される。各土壌深さに於て重力降下水あるいは毛管水分上昇が生起しているかはトータル・ポテンシャル勾配の正負に因って、明確に判別が出来る。pF値と同様に、トータル・ポテンシャル勾配も各調査地点の土壌および土壌の成層条件によってそれぞれに特有な変動特性を示し、トータル・ポテンシャル勾配プロフィールもそれぞれ異なっている。土壌表層ではトータル・ポテンシャル勾配は-30以上にもなることがある。

すなわち、トータル・ポテンシャル勾配プロフィールに基づいてトータル・ポテンシャル勾配の負の領域がどの深さの層まで進行しているかを見ると、毛管上昇による上向きフラックスがどの深さから生起しているかが明確に判断できる。しかし、複雑な成層土壌や土層の厚さが非常に薄い層が存在する場合には、本法によるフラックスの方向判定は困難になる。

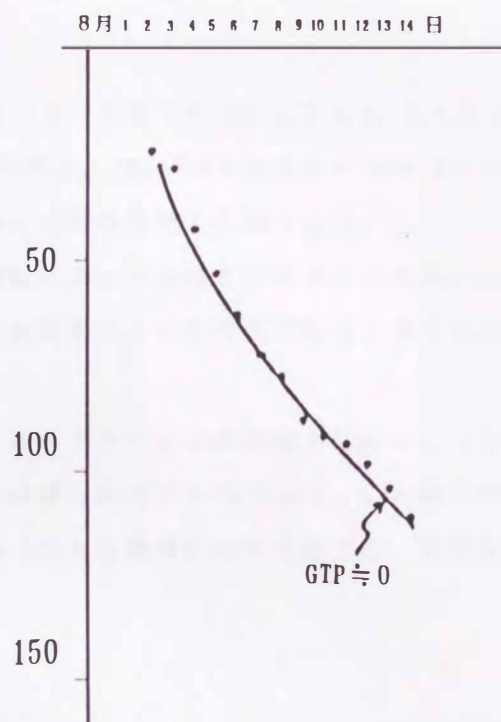
本法によって推定された重力降下水の存在する領域をpF値との関連で見るために、それらの経日変化を図3-2(A)～(D)に示す。

この図では、重力降下水の存在する領域は、トータル・ポテンシャル勾配がほぼ0 ($GTP \approx 0$)となる深さ以下の領域である。

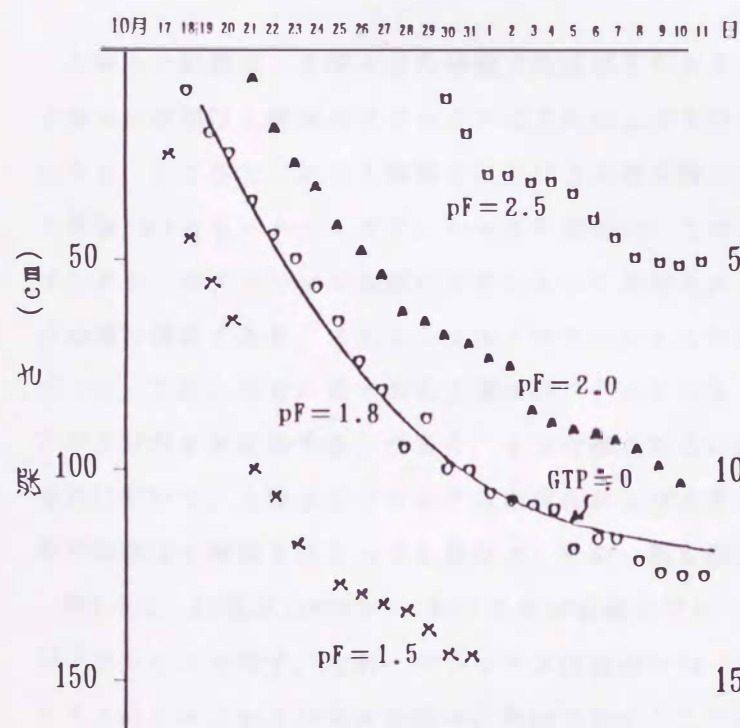
図3-2(A)は、R1, R2, R3地点の1984年8月1日から14日までの $pF=1.8$ の等pF値線と $GTP \approx 0$ 線との関係を、図3-2(B)は、NO地点の1984年8月1日から14日までの $pF=2.0$ の等pF値線と



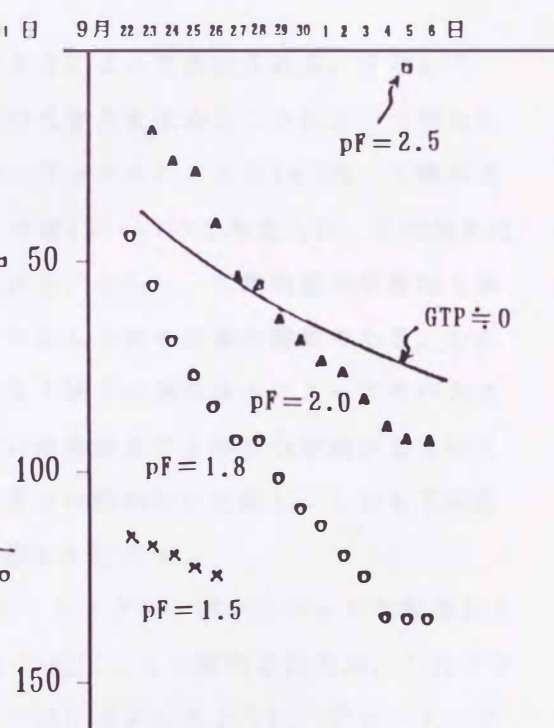
(A) R1, R2, R3地点における $pF=1.8$ の生起深さ
(1984.8.1~8.14)



(B) N0地点における $pF=2.0$ の生起深さ
(1984.8.1~8.14)



(C) R2地点における各 pF 値の生起深さ
(1984.10.17~11.11)



(D) N0地点における各 pF 値の生起深さ
(1984.9.22~10.6)

図3-2 (A)~(D)

等 pF 値線とゼロ・トータル・ポテンシャル勾配線との関係

N0地点の $GTP \approx 0$ 線との関係を示した図である。

一方、図3-2(c)は、R2地点の1984年10月17日から11月11日までの $pF=1.5, 1.8, 2.0, 2.5$ の等 pF 値線と $GTP \approx 0$ 線との関係を、図3-2(D)はN0地点、1984年9月22日から10月6日までの $pF=1.5, 1.8, 2.0, 2.5$ の等 pF 値線と $GTP \approx 0$ 線との関係を示した図である。

これらの結果によるとトータル・ポテンシャル勾配によって上向きフラックスあるいは下向きフラックス（重力降下水の存在する）領域を判別することが可能であると考えられる。

さらに、これらの結果にも示されるようにトータル・ポテンシャル勾配がほぼ0となる深さは、場所によっても、また同一地点でも一定の pF 値と対応するのではなく、いわゆる圃場容水量（24時間容水量）とされている $pF=1.5 \sim 2.0$ の水分領域にほぼ対応する。圃場容水量については第5節に論じる。

第4節 土壌水分動態とフラックス

土壌水分動態は、土壌水分の移動方向及びその大きさによって決定される。すなわち、土壌水分動態は土壌水分フラックスの方向およびその大きさを求めることによって明らかになる。ところで、ある土壌深さにおける土壌水分フラックスの大きさ(q)は、不飽和透水係数(k)とトータル・ポテンシャル勾配(GTP)との積($k \cdot GTP$)で与えられ、その向きはトータル・ポテンシャル勾配の符号によって決定される。さらに、不飽和透水係数は土壌水分量の関数であり、またトータル・ポテンシャル勾配も土壌水分量の関数である。したがって、これら両者の積である土壌水分フラックスも土壌水分量の多少によってその大きさおよび向きが変動する。つまり、十分な灌水あるいは降雨後の土壌水分が減少していく過程において、土壌水分フラックスの向きおよび大きさは経時的に変動し、しかもその変動の様相は土壌深さによっても異なる。その一例を図3-3に示す。

図3-3は、R2地点(1984年)における等 pF 値線とゼロ・トータル・ポテンシャル勾配線およびフラックスを示す。なお、フラックスは後述の(3-2)式によって算定されるが、このフラックスの大きさおよび向きを図中に矢印で示す。この図に示されるように、ゼロ・トータル・ポテンシャル勾配線は $pF=1.8$ の等 pF 値線とほぼ一致している。また、上向きの最大フラックスは経時的には土壌深さ方向の浅い方から深い方向へと向い、同一深さ地点でのフ

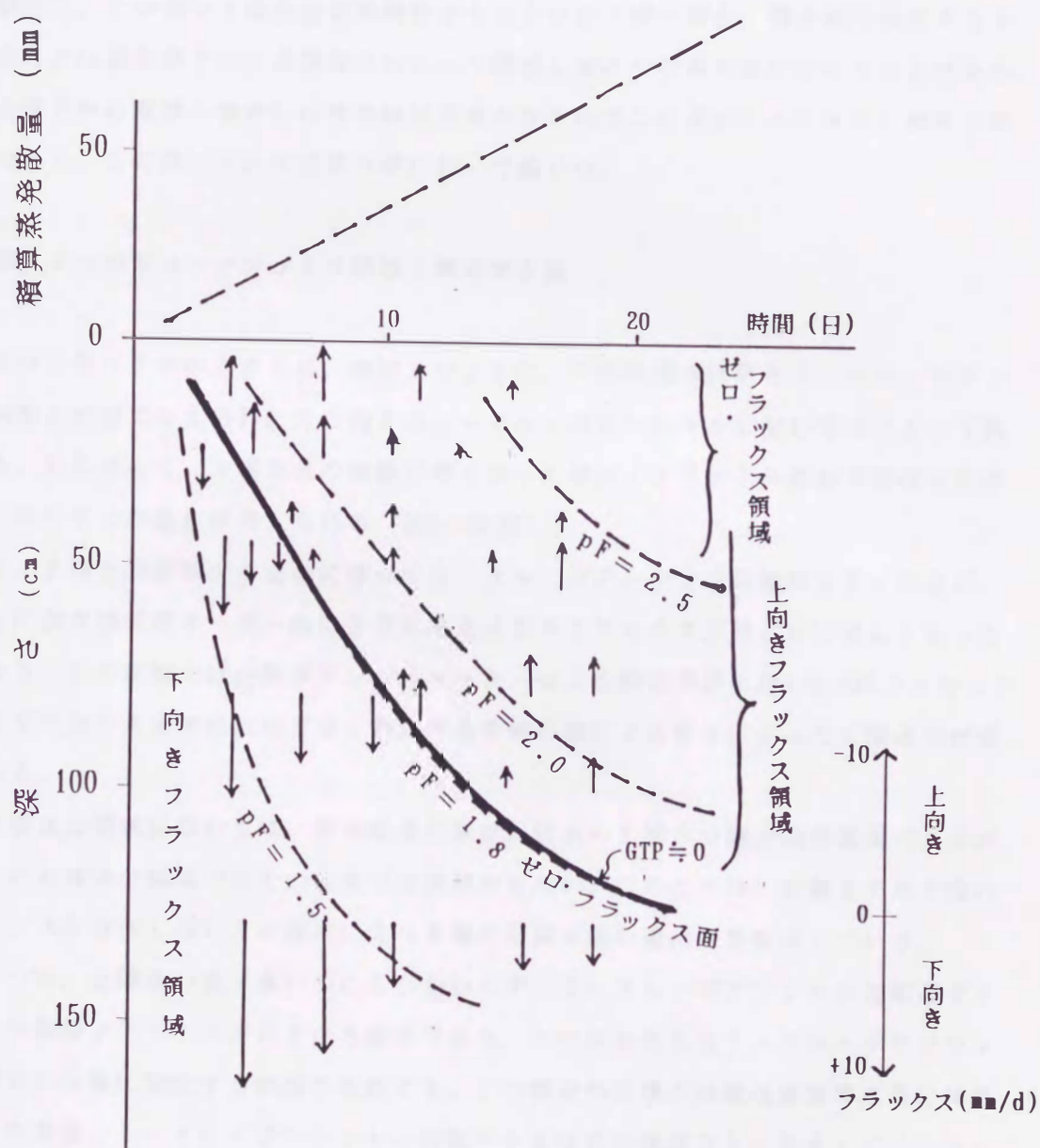


図3-3 土壤水分動態と等 pF 値線との関係 (R2地点, 1984年)

(フラックスは後述の(3-2)式で求める)

ラックスは下向きから上向きに変化し最大値に達した後に漸減し始め、土壌水分減少量がpF値で約2.5以上に相当する領域にまで減少した時にフラックスは0に近づく。この様に火山灰土壌からなる畑圃場の土壌水分の動態は、降雨あるいは灌水後の長期間にわたって変動し続ける。この様な土壌水分変動特性をもつ火山灰土壌の場合、灌水量を決定する上で重要なことは重力降下水が長期間にわたって継続し続けその量が多いということである。この重力降下水は灌漑の場合には無効損失水量となるのでこの量をいかに少なく抑えるかが問題である。この点については第5章において論じる。

第5節 2つのゼロ・フラックス領域と圃場容水量

土壌水分フラックスの大きさは、前述したように、不飽和透水係数とトータル・ポテンシャル勾配との積で与えられ、その向きはトータル・ポテンシャル勾配の符号によって決定される。したがって、土壌水分の移動が無くなったゼロ・フラックス領域が存在する状態として次の2つの場合が考えられる(図3-3参照)。

一つは、土壌水分が減少するのに伴ってトータル・ポテンシャル勾配は大きくなるが、それ以上に透水係数がオーダー的に非常に小さくなりフラックスが殆ど0に等しくなった場合である。この状態ではpF値がテンショメーターによる測定限界に近い2.5以上となっており、上下方向の水分移動は殆どなく存在する作物の根による吸水によって土壌水分が減少している。

この土壌水分領域においては、蒸発散量の算定に従来の土壌水分減少法が適用できるが、それ以外の土壌水分領域ではそのままでは適用できない。このことは、対象とする土層内にフラックスが存在しないとの仮定に立つ土壌水分減少法の適用限界を示している。

他の一つは、土壌水分量が多いのにもかかわらず、トータル・ポテンシャル勾配が0となり、その結果フラックスが0となる場合である。このような現象はトータル・ポテンシャル勾配が正から負に変化する領域で生起する。この部分の土壌水分量は圃場容水量に相当する。この場合、トータル・ポテンシャル勾配=0をはさむ領域でトータル・ポテンシャル勾配の絶対値が大きく変化するほどゼロ・フラックスを生じる土壌の範囲が狭くなり、ゼロ・フラックス面が明確になる。ゼロ・フラックス面についてはRichardsら(1956a, 1956b)によって土壌水分消費の研究に見いだされ、Aryaら(1975a, 1975b, 1975c)によって根による吸水との関連から研究がなされている。

トータル・ポテンシャル勾配プロファイルの経日変化の一例を図3-4に示す。

図3-4(1)は、植生があり蒸発散による土壌水分消費が盛んに行なわれている場合であり、図3-4(2)は圃場の牧草を刈り取り、土壌を給水飽和させた後、土壌面をビニールで覆った場合のトータル・ポテンシャル勾配プロファイルの経日変化を示す。

図3-4(1)に示されるように、ゼロ・フラックス面が存在することはその上の土壌層において蒸発散による土壌水分消費が盛んであり、この水分減少を補うための上向きフラックスがこの面から上の領域で発生していることを意味している。このゼロ・フラックス面は土壌水分量の減少に伴い下方へと次第に移動する（図3-2, 3-3参照）。

一方、図3-4(2)に示されるように、植生がなく蒸発散量が0に等しい場合には、全領域でトータル・ポテンシャル勾配がほぼ0で、かつ正領域となり、下向きフラックスであることを示し、ゼロ・フラックス面は明確でなくなる。

このことは作物にとっての有効水分の上限を圃場容水量（24時間容水量）とし、作物にとっての有効水分領域を上向きフラックスの存在する領域と考えることができる。圃場容水量の定義等についてはVeihmeyerら(1931)、Richardsら(1952)、椎名(1963)、岩田(1963)、鈴木(1973)らによって論議されてきているが、これらのデータを考察すると、植生がある場合には“トータル・ポテンシャル勾配がほぼ0となる位置（深さ）における水分量が圃場容水量”と考えられる。

すなわち、圃場容水量は重力降下水が無くなり、上向きフラックスが発生するまでの遷移領域の水分量に相当し、水分動態におけるある瞬間時間帯の水分量であり、その水分量の領域深さは経時的に変化し、ある深さ領域全層が同時に一様にこの圃場容水量になることは考えられない。

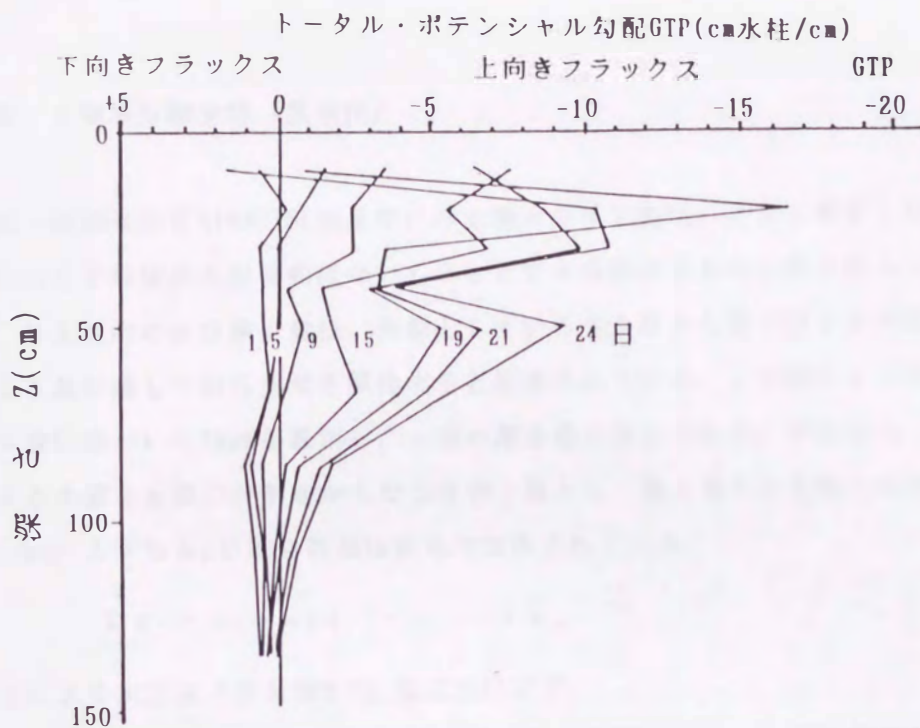


図 3-4(1) トータル・ポテンシャル勾配プロファイルの経日変化
(植生のある場合, R2地点, 1984年)

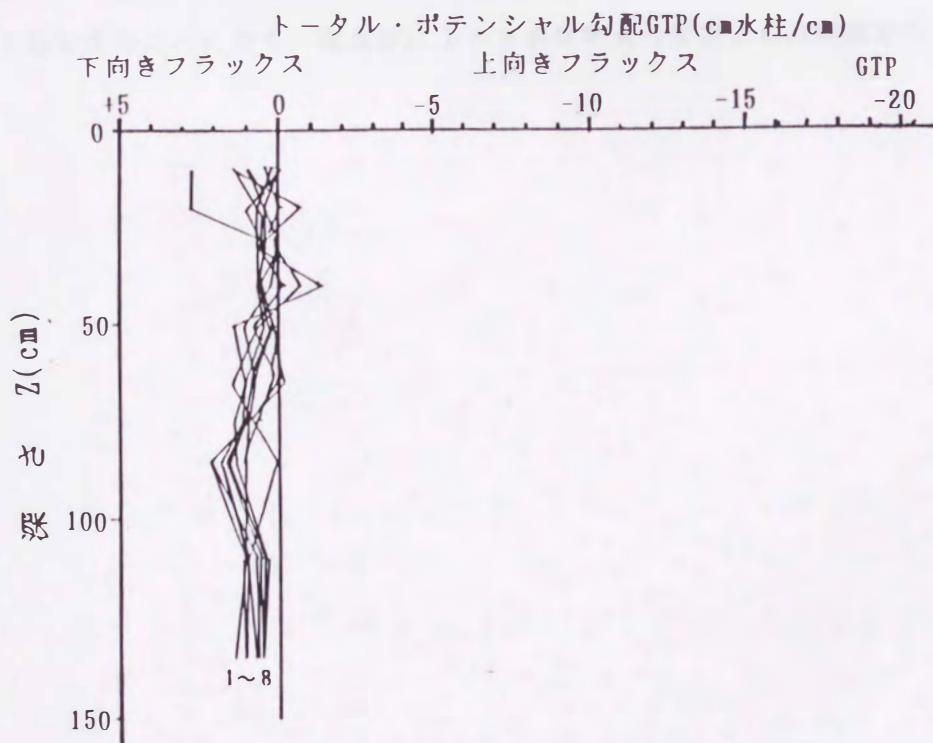


図 3-4(2) トータル・ポテンシャル勾配プロファイルの経日変化
(植生のない場合, 表面蒸発防止のビニール被覆, R2地点, 1984年)

第6節 土壤水分減少法（従来法）

従来法（農林水産省（1982）計画基準）の土壤水分減少法は、有効土層を n 個の土層に分割し、その各土層間の水分移動はないものとして水分減少を静的に取り扱っている。したがって、各土層内の水分減少量は、対象としている全土層から重力降水水が浸透し去り、24時間容水量に達してから実測を開始すると規定されている。この様にして得られる土壤水分減少量に基づいてTRAMを算定し、一回の灌水量が決定される。すなわち、従来法では、対象とする土層を n 個の分割層からなる有効土層とし、第 i 番目の土層における水分減少量を $e_i(\text{mm})$ とすると、日蒸発散量は次式で定義されている。

$$\sum_{i=1}^n e_i = e_1 + e_2 + \cdots + e_n \quad (3-1)$$

従来法による水分減少法を図3-5に模式的に示す。

この図に示されるように、第1層で生じる土壤水分減少量は、土壤面蒸発量と作物根の吸水に伴う減少量に加わるのに対して、第2番目以深の層では作物根の吸水のみに伴う減少量のみである。ところで、この土壤水分減少量の成分組成には前節までに論じた様に、実際には上下土層間におけるフラックスが存在することが多く、この場合重力降下に伴う水分減少量を含むことになり、従来法による日蒸発散量の算定法には問題があることになる。

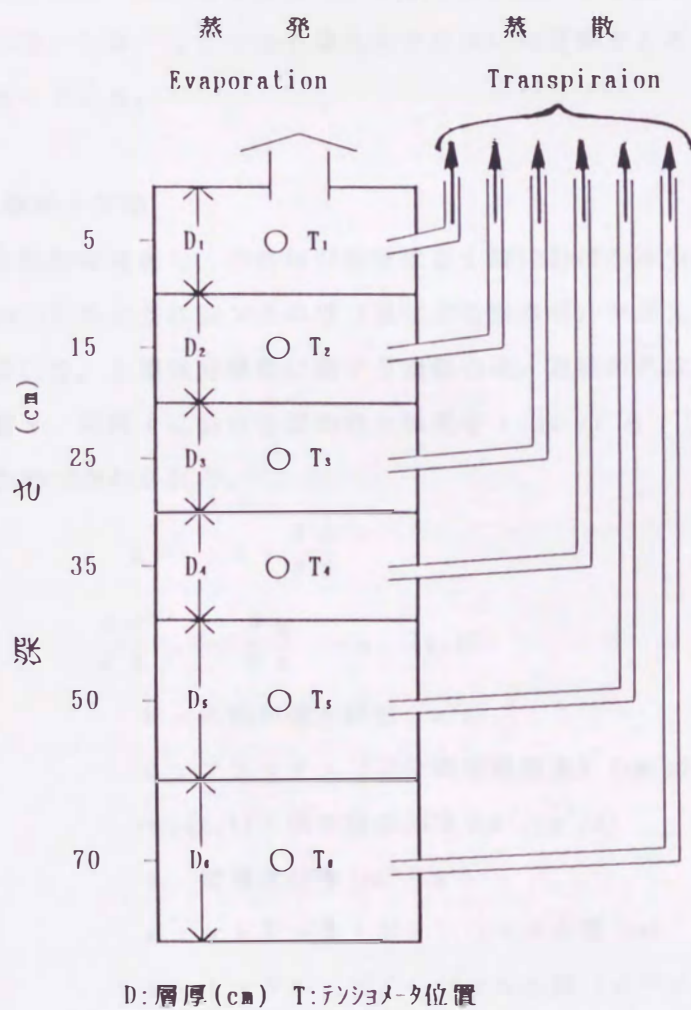


図3-5 土壤水分減少法（従来法）のモデル概念図

第7節 土壤水分動態を考慮した蒸発散量算定

各土層を独立させて取り扱う従来法では、クロボク土壤のように長期間にわたって各土層間での水分移動がある場合には、各土層内における蒸発散量を正確に捉えることが難しい。

そこで、本論文では各土層間での水分の授受がある場合の土壤水分動態を考慮したモデルを考え以下に述べる方法によって、土壤水分の減少する過程を量および移動方向の両観点から論じる。なお、ここでは土壤は水平方向に均質等方と考え、鉛直方向一次元問題として取り扱っている。

1 土壤水分変動

土壤水分動態を考慮し、作物根が分布する土層における水分変動解析を行うためには、Hillel(1982)らのようにシンクの項(根による吸水項)を加えるのが通例である。

この場合には、土壤水分移動に関する運動の式、連続の式は、フラックスを q 、水分量を θ 、位置 z 、時間 t における根の吸水強度を $s_r(z, t)$ とすると、鉛直一次元流れの場合それぞれ次式で表わされる。

$$q = -k \cdot \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad (3-2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} - s_r(z, t) \quad (3-3)$$

k : 不飽和透水係数 (cm/s)

q : フラックス (単位断面積流量) (cm/s)

$s_r(z, t)$: 根の吸水強度 (cm³/cm³/s)

θ : 容積水分率 (cm³/cm³)

ϕ : マトリック・ポテンシャル水頭 (cm)

Φ : トータル・ポテンシャル水頭 ($\Phi = \phi - z$) (cm)

t : 時間 (s)

z : 鉛直軸上の位置 (下向きに+, cm)

すなわち、フラックスの大きさは、 θ あるいは ϕ の関数である不飽和透水係数 $k(\theta)$ あるいは $k(\phi)$ と、トータル・ポテンシャル勾配 ($\partial \Phi / \partial z$) との積で表わされ、その方

向は、トータル・ポテンシャル勾配の正負によって決まる。

2 土壌水分動態を考慮した蒸発散量

従来の土壌水分減少法は (3-3) 式の右辺第一項が 0 である状態を想定しているのに対して、本論文では前節までに論じた土壌水分動態の実態に基づいて、この項を考慮した蒸発散量算定法を試みた。

土壌水分動態を考慮して蒸発散量を算定するためには、土壌水分減少量に各土層間において生じるフラックスの大きさおよび方向を加味して考える必要がある。なお、個々の土層間におけるフラックス q は (3-2) 式で表される。

したがって、土壌水分動態を考慮した蒸発散量の推定とは、(3-3) 式を対象土層に適用して、トータル・ポテンシャル勾配によって上向きフラックス成分が存在する領域を求め、この領域における 1 日の土壌水分減少量を算定し、蒸発散量を推定することを意味する。すなわち、蒸発散量は土壌水分減少量から重力降水量を差し引くことによって算定される。

3 土壌水分変動量 (分割された各土層における水収支)

対象とする土層を土壌断面の構成を考慮して分割し、分割された各土層における各日間における水収支モデルを図 3-6 の様に考える。

図 3-6 は、根群域では重力降水量が浸透し去り毛管上昇が始まった状態を想定したモデルであるので、この領域では矢印が上向きになっている。

ところで、(3-3) 式を差分表示すると次式となる。

$$\frac{\Delta \theta}{\Delta t} = - \frac{\Delta q}{\Delta z} - \Delta s_r \quad (3-4)$$

両辺に $\Delta t \Delta z$ を掛けると次式となる。

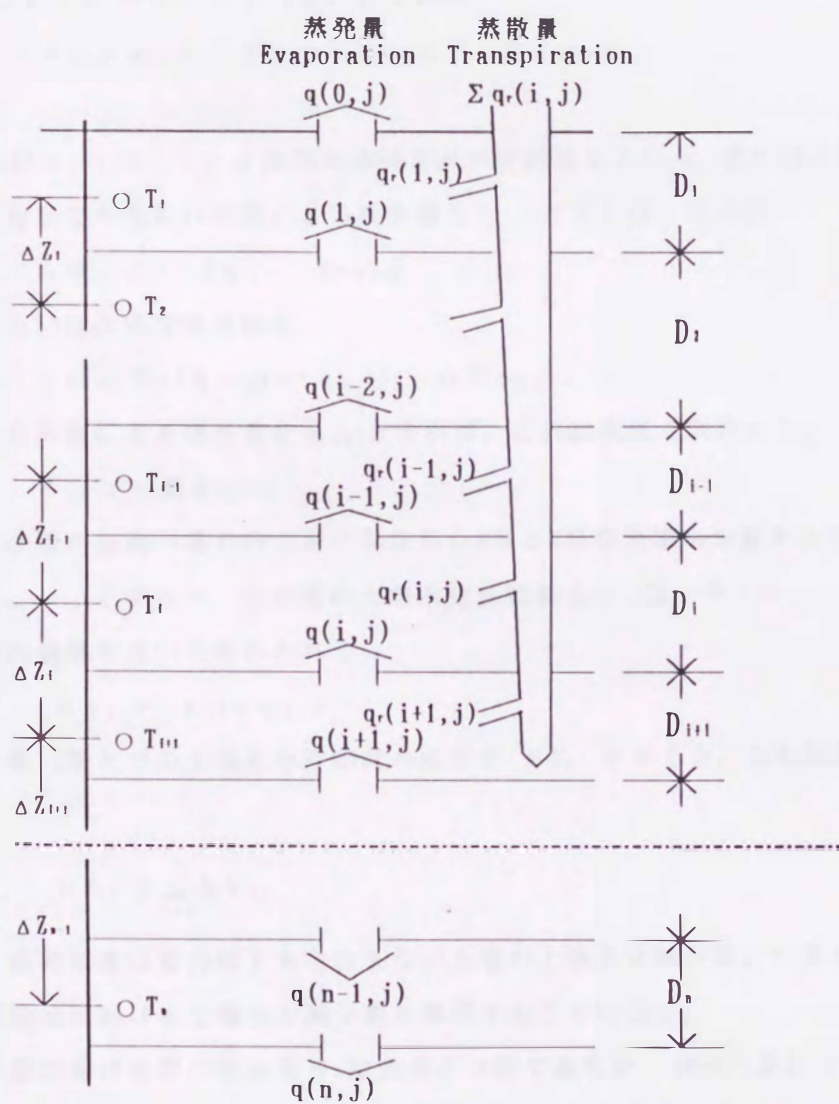
$$\Delta \theta \Delta z = - \Delta q \Delta t - \Delta s_r \Delta z \Delta t \quad (3-5)$$

ここで、図に示す分割土層において上式の Δz は

$$\Delta z = z_i - z_{i-1} = D_i$$

である。

D_i 層の $\Delta t (= t_j - t_{j-1})$ 時間における平均体積含水率変化を $\Delta \theta$ とすると



ΔZ : 層間隔 T : テンソメータ位置

D : 層厚 (cm)

図3-6 分割土層間における水分移動を考慮した水収支モデル

$$\Delta \theta = \theta_{i,j} - \theta_{i,j-1}$$

また、 z_i, z_{i-1} におけるフラックスをそれぞれ $q_{i,j-1}, q_{i-1,j-1}$ とすれば

$$\Delta q = q_{i,j-1} - q_{i-1,j-1}$$

である。これらを (3-5) 式に代入すると次式が得られる。

$$(\theta_{i,j} - \theta_{i,j-1}) D_i = - (q_{i,j-1} - q_{i-1,j-1}) (t_j - t_{j-1}) - \Delta s_{r,i,j} D_i (t_j - t_{j-1})$$

ここで、 $\Delta t = t_j - t_{j-1} = 1 \text{ (d)}$ とすれば

$$(\theta_{i,j} - \theta_{i,j-1}) D_i = - (q_{i,j-1} - q_{i-1,j-1}) - \Delta s_{r,i,j} D_i$$

となる。

D_i 層内の $t_j - t_{j-1} = 1 \text{ d}$ 時間の体積含水率変化量を $\Delta \Theta_{i,j}$ 、根の吸水強度 Δs_r を層厚について積分して与えられる根による吸水量を $s_{r,i,j}$ とすれば、上式は

$$\Delta \Theta_{i,j} = - (q_{i,j-1} - q_{i-1,j-1}) - s_{r,i,j} \quad (3-6)$$

となる。あるいは次式で表される。

$$s_{r,i,j-1} = (q_{i-1,j-1} - q_{i,j-1}) - \Delta \Theta_{i,j} \quad (3-6')$$

全土層からの根による吸水量を $S_{r,i,j}$ とすれば、これは次式で表される。

$$S_{r,i,j-1} = \sum s_{r,i,j-1}$$

ここで、表層から第 i 番目の土層における $j-1$ 日と j 日の土壤水分量を水深に換算し、それぞれ $v_{i,j-1}, v_{i,j}$ とすると、その間の土壤水分変動量 $\Delta v_{i,j}$ は、テンシオメータの読みから土壤水分特性曲線を用いて求められる。

$$\Delta v_{i,j} = v_{i,j} - v_{i,j-1} \quad (3-7)$$

さらに、第 i 層までの土壤水分変動量の総和を $\Sigma v_{i,j}$ とすると、これは次式で表される。

$$\Sigma v_{i,j} = \sum_{i=1}^i \Delta v_{i,j} \quad (3-8)$$

ここで、蒸発散量は重力降水を含まない土層の土壤水分減少量、つまり、上向きのフラックスの領域における土壤水分減少量を算定することになる。

一方、各層における根の吸水量 S_r は実測不可能であるが、(3-6') 式により土壤水分変化量とその層への流入流出差フラックスから算定することが可能である。

4 蒸発散量算定のためのデータ処理手順

従来法および本法により蒸発散量を算定するために、以下のような手順でデータ処理を行う。

(1) 予め調査地点の土壌断面および各土壌の土壌水分特性曲線を調査しておく。

(この項については図3-1参照)

(2) テンショメータ・データからマトリック・ポテンシャル、pF値を求める。なお、テンショメータ・データは毎朝定時の1日毎のデータである。

(3) 各pF値に相当する土壌水分量(V)を算出し、さらに1日間の水分変動量を容積水分率で求める。この結果を用い、土壌断面調査に基づいて分割された各土層当りの1日間の土壌水分変動量(ΔV)を水深(mm)で求める。

(4) (3)で求めた結果を用いて、全対象土層(S)における1日間の土壌水分変動量($S\Delta V$)を求める。

以上の従来法の結果に、本法でいう土壌水分動態を考慮するために以下の項目を加える。

(5) 各深さにおけるトータル・ポテンシャル(TP)を求め、さらに隣り合う上下2点間のトータル・ポテンシャル勾配(GTP)を求める。

$$GTP(i+\frac{1}{2}, j) = \frac{TP(i, j) - TP(i+1, j)}{\Delta Z_i} \quad (3-9)$$

計算格子点のとり方を図3-7に示す。 $\frac{1}{2}$ ステップは各格子間の中間点あるいは平均を意味する。

(6) トータル・ポテンシャル勾配の正, 0, 負に基づいて2測点間の各土層中における水分移動方向を判別する(ゼロ・フラックス面の存在する層の判定)。

(7) (3)の結果から水分量変化, (6)の結果からフラックスの方向を判別し、各土層における1日間の水分変動の量および移動方向を求める。

(8) 以上の結果に基づいて、1日間の対象土層全体の水分減少量の総量を土壌水分減少量($S\Delta V$)、下向きフラックスによる水分減少量を重力降水量($S\Delta V_d$)、上向きフラックスの生じている領域の水分減少量を蒸発散量($S\Delta V_v$)と定義しこれらを算定する。

これらの関係は次式で表される。

$$S\Delta V = S\Delta V_v + S\Delta V_d - S\Delta V_r \quad (3-10)$$

あるいは

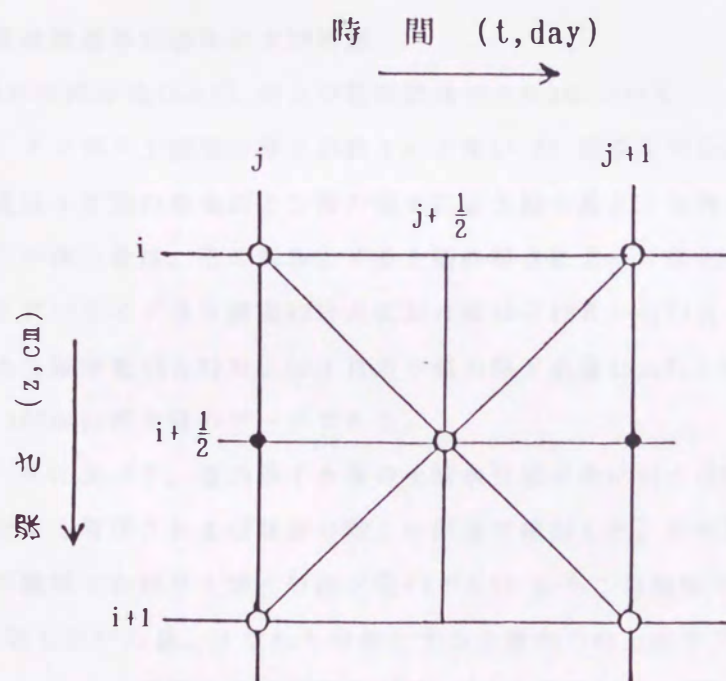


図3-7 計算格子点の取り方

($\frac{1}{2}$ ステップは各格子間の中間点を意味する)

$$S\Delta V_0 = S\Delta V - S\Delta V_d + S\Delta V_r \quad (3-10')$$

ここで、 $S\Delta V_r$ はゼロ・フラックス面の位置が根の深さよりも浅い場合の吸水による補正項である。なお、根の深さよりも深い場合には $S\Delta V_r = 0$ とする。

すなわち、従来法が土壌水分減少量($S\Delta V$)を蒸発散量として推定するのに対して、本法では、(3-10')式で与えられる様に、土壌水分減少量から重力降水量を差し引いた $S\Delta V_0$ を蒸発散量として推定する。

以下に、観測データに基づいて蒸発散量を推定する。

第8節 蒸発散量算定結果および考察

1 土壌水分減少量($S\Delta V$) および蒸発散量($S\Delta V_0$)について

ここでは、クロボク土壌層の厚さが約1mと厚いR2地点を中心に論じる。1日当り土壌水分減少量は1日間の蒸発および根の吸水による減少量と1日当り重力降水量との和であるが、この減少量は、その対象とする土層の厚さによって変化する。1984年9月11日播種のイタリアンライグラス圃場R2地点における10月18日から11月6日までの20日間の1日当り土壌水分減少量($S\Delta V$)および1日当り重力降水量($S\Delta V_d$)の経日変化を算定した。10月16日の165mmの降水後のデータである。

この日データに基づき、重力降水量の土壌水分減少量に対する割合(いずれも累計値で算定)を対象土層深さおよび経過日数との関連で検討した。その結果を図3-8に示す。

また、この期間中の積算土壌水分減少量($\Sigma S\Delta V$)からこの期間中の積算重力降水量($\Sigma S\Delta V_d$)を差し引いた量、すなわち対象とする土層内での上向きフラックスが生起している領域における、この期間中の蒸発散量($\Sigma S\Delta V_0$)を算定した。図3-9に積算蒸発散量(図中○)と算定期間との関係を示す。

これらの結果に明確に示されるように、土層厚が厚くなるほど重力降水量が多く含まれるようになるために土壌水分減少量の累計値は大きく算定されることになる。

しかし、図3-9に示されるように蒸発散量の累計値はほぼ直線上にある。この様に直線上にあるということは、本法の蒸発散量を算定する方法が、算定期間の取り方、土層厚の取り方に影響されることなく蒸発散量を算定することができることを意味する。

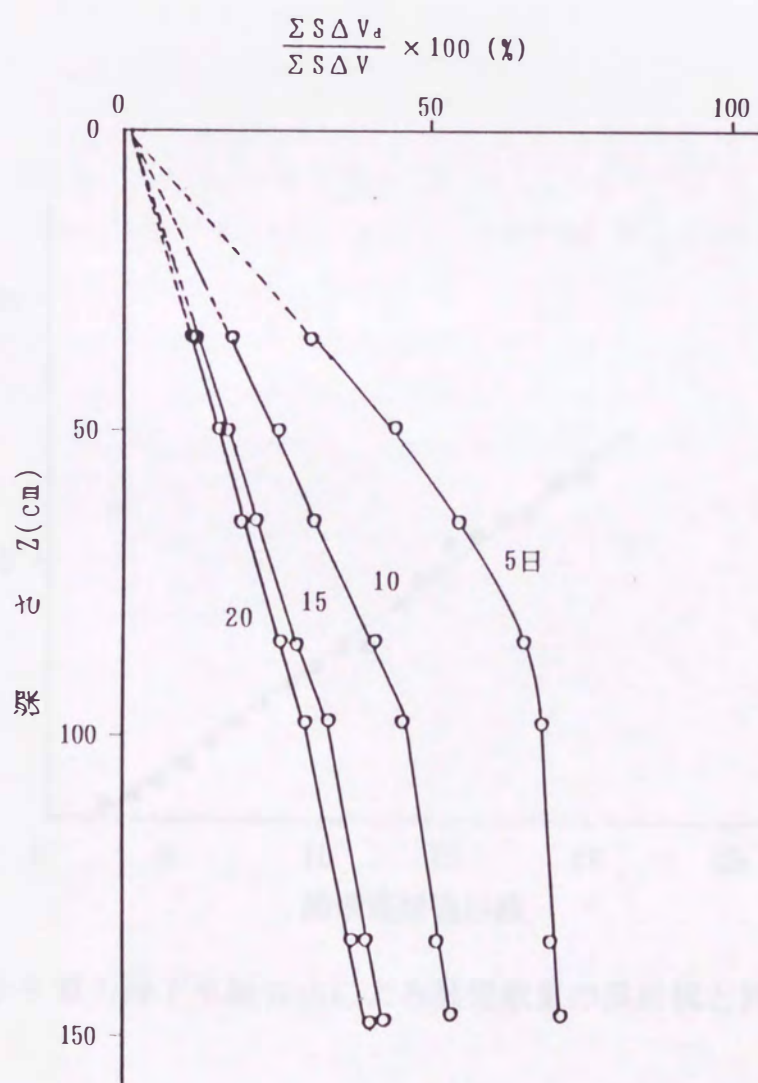


図3-8 各算定期間に対する積算重力降下水量 ($\Sigma S\Delta V_d$) の
 土壤水分減少量 ($\Sigma S\Delta V$) に占める割合と対象土層厚との関係
 (R2地点, 1984.10.18~11.6)

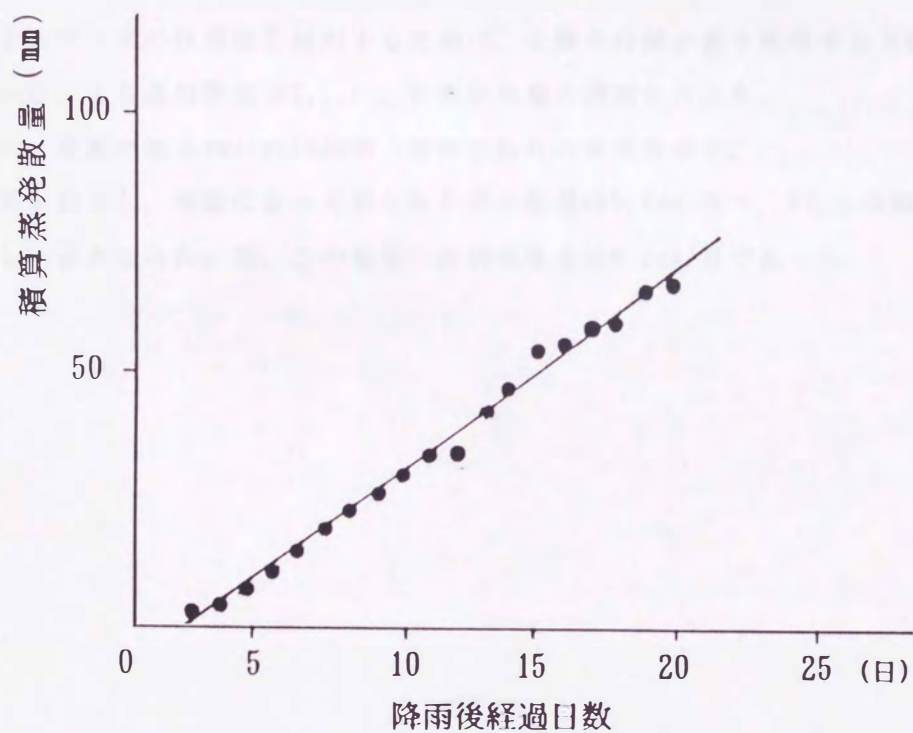


図 3-9 重力降下水除去法による蒸発散量の累計値と算定期間との関係

2 従来法および本法による蒸発散量算定結果

従来法による蒸発散量の算定結果と本法による蒸発散量算定結果を表3-1に示す。従来法では有効土層を与える必要があるが、ここでは対象土層厚を約60cmおよび約80cmの2通りで算定した。これらの結果に示されるように、本法の場合、蒸発散量は従来法と比較して少なく算定される。その差は(3-8) 式の関係から明らかなように、従来法により算定される蒸発散量に含まれる重力降水量の多少の如何に起因するものである。

3 本法による結果と他の方法の結果との比較

本法によるデータの信憑性を検討するために、土壤水分減少量を実測する方法とは別途に、Penman法による蒸発散量(ET_{pm})，計器蒸発量の測定を行った。

図3-10に、唐瀬原地点(R1)の1986年7月のそれらの結果を示す。

この結果を見ると、本法によって得られた蒸発散量は5.1mm/日で、 ET_{pm} の値の5.4mm/日とほぼ等しい値となった。尚、この期間の計器蒸発量は6.3mm/日であった。

表3-1 重力降下水除去法による蒸発散量 ($S\Delta V_u$) と
従来法による土壌水分減少量 ($S\Delta V$) との関係

地点	期間	$S\Delta V_u$ (mm/日)	$S\Delta V$ (mm/日)	
R1	'85. 7.11~ 7.18	7.1	9.8(64)*	11.7(87)*
R1	'84. 8. 2~ 8.13	4.9	4.8(64)	6.5(87)
R1	'85. 9. 3~ 9.16	3.9	4.6(64)	5.1(87)
R1	'85.10.30~11.19	1.4	2.0(64)	2.2(87)
R2	'85. 7.11~ 7.19	8.9	10.0(65)	13.7(85)
R2	'84. 8. 2~ 8.10	5.2	8.1(65)	10.6(85)
R2	'84.10.18~11.14	2.7	3.1(65)	3.8(85)
R3	'85. 7.11~ 7.19	3.2	4.8(59)	
R3	'84. 8. 1~ 8.10	5.6	6.3(59)	9.7(80)
N0	'85. 7.13~ 7.17	5.4	8.3(66)	10.1(82)
	7.22~ 7.27			
N0	'84. 8. 1~ 8.13	3.1	5.8(66)	7.9(82)
N0	'84. 9.23~10. 6	1.9	2.9(66)	4.2(82)
N0	'85.10.17~10.24	1.6	2.6(66)	3.4(82)

*()内数値は対象土層厚(cm)

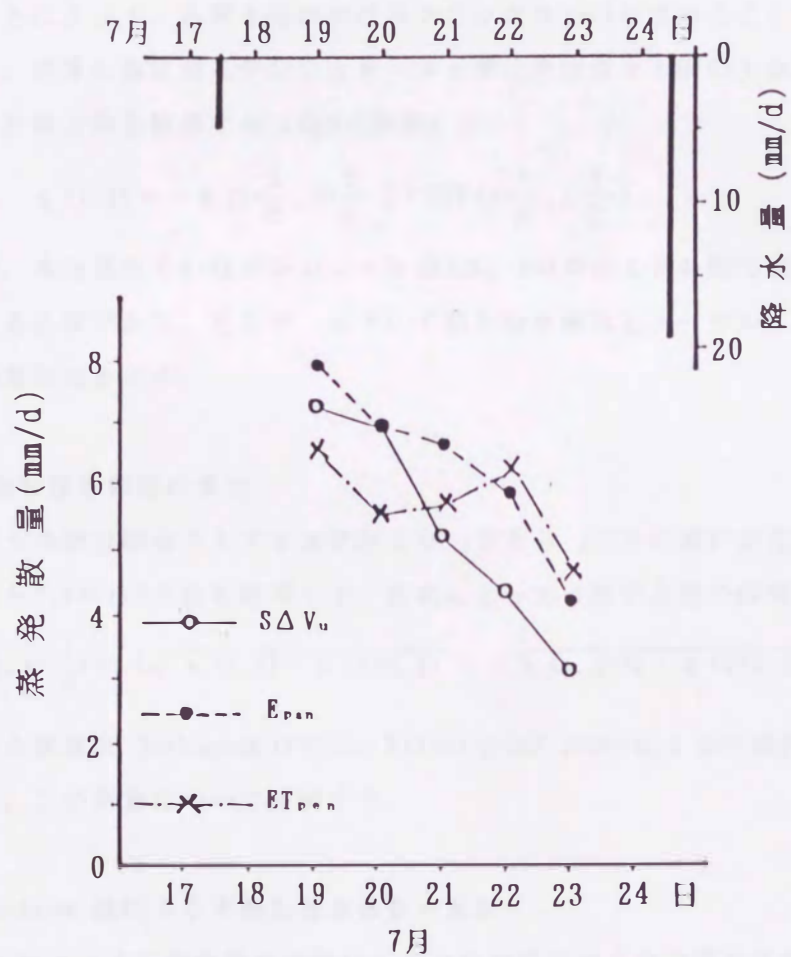


図3-10 重力降下水除去法による蒸発散量 ($S\Delta V_u$), Penman法による蒸発散量 (ET_{pen}) および計器蒸発量 (E_{pen}) の経日変化 (1986.7.17~7.24)

第9節 各深さにおけるフラックス

フラックスは不飽和透水係数とトータル・ポテンシャル勾配の積で与えられる。したがって、各深さにおけるポテンシャルが既知で、しかも不飽和透水係数（ k ）が水分量あるいはポテンシャルの関数として求められていると、トータル・ポテンシャル勾配（GTP）を算定することによって、各深さ間におけるフラックス（ q ）を求めることが出来る。

ここでは、計算の基になるテンショメータ・データは日々1回の1日毎のデータであるので、次の計算方法を採用する（図3-7参照）。

$$q(i, j) = -k\left(i + \frac{1}{2}, j + \frac{1}{2}\right) \cdot \text{GTP}\left(i + \frac{1}{2}, j + \frac{1}{2}\right) \quad (3-11)$$

ところで、水分量あるいはポテンシャルは i 日、 $i+1$ 日の1日の間で変化しているので、平均を考える必要がある。そこで、以下に不飽和透水係数とトータル・ポテンシャル勾配の平均値の算定法を示す。

1 不飽和透水係数の算定

不飽和透水係数は隣合う上下2点間および j 日から $j+1$ 日の間の変化を考慮した平均値を、Belmanら（1983）の方法を使用して、次式によって2格子点毎の相乗平均値を計算した。

$$k\left(i + \frac{1}{2}, j + \frac{1}{2}\right) = \left\{ \sqrt{k(i, j) \cdot k(i+1, j)} \cdot \sqrt{k(i, j+1) \cdot k(i+1, j+1)} \right\}^{1/2} \quad (3-12)$$

不飽和透水係数は Jackson法（1972）と Wilcox（1959, 1960）による内部排水解析法とによって算定した。この両者について説明する。

1) Jackson 法による不飽和透水係数の算定

Jackson 法による不飽和透水係数は土壌水分特性曲線と飽和透水係数が求められている場合には次式によって算定される。

$$k(\theta_i) = k_s(\theta_i / \theta_s)^m \frac{\sum_{n=1}^m [(2n+1-2i)h_n^{-2}]}{\sum_{n=1}^m [(2n-1)h_n^{-2}]} \quad (3-13)$$

すなわち、水分量 θ_i に対する不飽和透水係数（ $k(\theta_i)$ ）は、飽和水分量 θ_s に対する飽和透水係数を k_s 、 m は土壌水分特性曲線における水分量 θ の分割数、 h_n は水分量 θ_n と θ_{n+1}

の平均水分量に対する圧力水頭である。 m は通常10から20の間の値が用いられる。

θ_i / θ_s の指数 r の値として Jacksonは1を与えている。以下の計算には $m=20$, $r=1$ を使用している。

図3-11に計算に用いたR2地点の土壌水分特性曲線データを示す。ここでは、土壌水分の減少過程を中心に論じており、かつクロボク土壌の場合黒田ら(1983)により土壌水分特性曲線におけるヒステリシスは顕著でないと結果が得られているので、脱水過程のデータを使用した。この土壌水分特性曲線に示されるようにクロボク土壌は空隙率が80%前後と非常に大きく仮比重は $0.52\text{g}/\text{cm}^3$ 前後の非常に小さい特性を持つ土壌である。



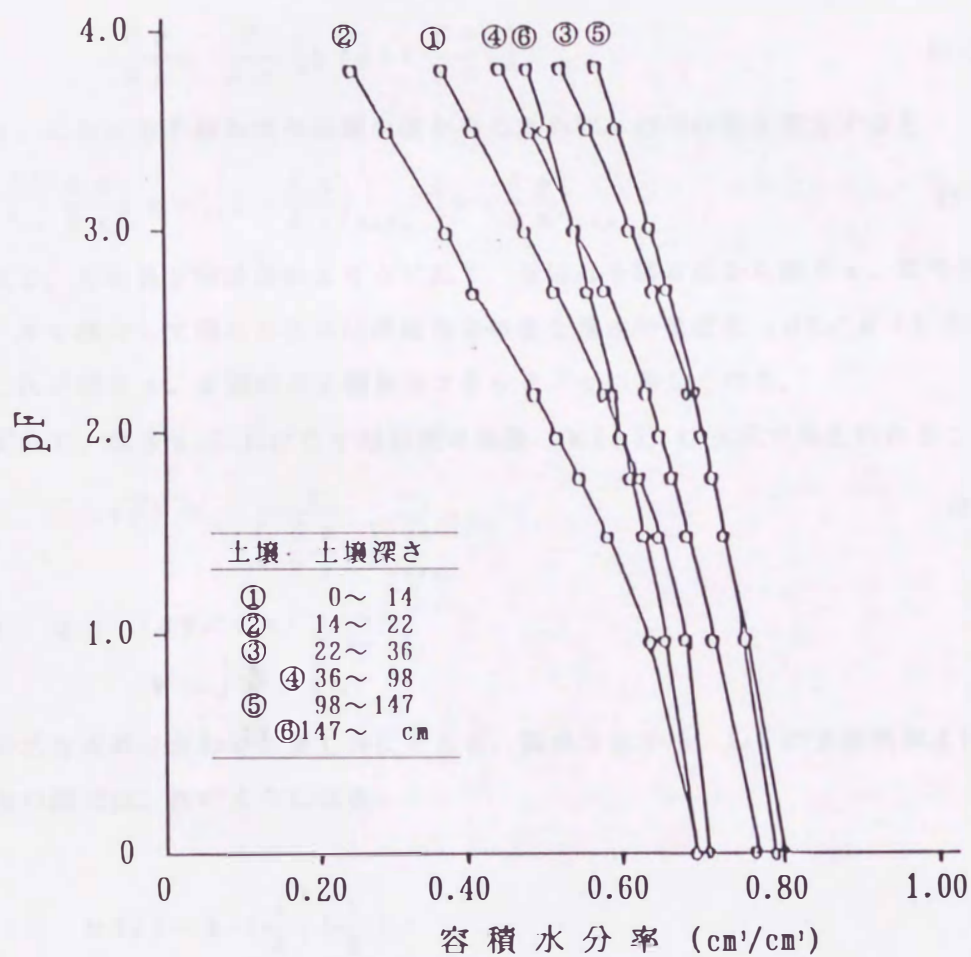


図3-11 土壤水分特性曲線（脱水過程，R2地点）

2) 内部排水解析法による不飽和透水係数の算定

土壌を給水飽和した後、土壌表面を被覆すると、土壌表面における土壌水分フラックスが0となり、内部排水のみが生じる状態が発生する。この状態では土壌水分移動に関する式が以下のように簡単になり、不飽和透水係数が求められる。このようにして不飽和透水係数を求める方法をWilcox (1959, 1960)が考案し内部排水解析法という。鉛直方向の土壌水分移動に関する一般式は次式で与えられる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k(\phi) \cdot \frac{\partial \phi}{\partial z} \right] \quad (3-14)$$

深さ z_n における不飽和透水係数の値を得るために、(3-14)式を積分すると

$$\int_0^{z_n} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = \left[k \cdot \frac{\partial \phi}{\partial z} \right]_{z=z_n} - \left[k \cdot \frac{\partial \phi}{\partial z} \right]_{z=0} \quad (3-15)$$

が得られる。右辺第2項は条件より0であり、左辺は土壌表面から深さ z_n までの水分プロフィールを積分して得られる単位時間当りの全土壌水分量変化 (dW/dt) を意味しており、これが深さ z_n を横切る土壌水分フラックス q に等しくなる。

したがって、深さ z_n における不飽和透水係数 ($k(\phi)$) は次式で与えられることになる。

$$k(\bar{\phi}) = - \frac{q}{\left[\frac{\partial \phi}{\partial z} \right]_{z=z_n}} \quad (3-16)$$

ただし、 $q = (dW/dt)_{z=z_n}$
 $W = \int_0^{z_n} \theta dz$

(3-16)式を本章に合わせた表し方にすると、隣合う上下 $i, i+1$ の2点間および j 日から $j+1$ 日の間では、次のようになる。

$$\begin{aligned} k(\bar{\phi}) &= k\left(i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}\right) \\ &= - \frac{SDV(i, j)}{\frac{1}{2\Delta z} (\phi(i, j) + \phi(i, j+1) + 2\Delta z - \phi(i+1, j) - \phi(i+1, j+1))} \end{aligned} \quad (3-17)$$

ここで、 $\bar{\phi} = (\phi(i, j) + \phi(i, j+1) + \phi(i+1, j) + \phi(i+1, j+1)) / 4$ (3-18)

3) Jackson法と内部排水解析法による不飽和透水係数の結果

不飽和透水係数を Jackson法と内部排水解析法の両者によって求めた。図3-13は、以上の方法によって得られた R2 地点における各深さの土層の不飽和透水係数をpF値の関数として表わしたものである。この図に示されるように、両者の結果は同様なものが得られているが、以下のフラックス算定のための不飽和透水係数には、連続計算に都合の良い Jackson法の結果を使用した。

2 トータル・ポテンシャル勾配の算定

トータル・ポテンシャル勾配の符号が j 日, $j+1$ 日で変化する場合にはフラックスの向きが 1 日の間で変化していることになる。したがって、その場合にはそれぞれの向きに分離してフラックスを計算する必要があるので、符号の変化の有無によって次のような計算方法をとる (図3-13参照)。

すなわち、

① $GTP(i+\frac{1}{2}, j) \cdot GTP(i+\frac{1}{2}, j+1) \geq 0$ の時、

$$GTP(i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}) = \frac{1}{2} \times \{ GTP(i+\frac{1}{2}, j) + GTP(i+\frac{1}{2}, j+1) \} \quad (3-19)$$

② $GTP(i+\frac{1}{2}, j) \cdot GTP(i+\frac{1}{2}, j+1) < 0$ の時、

$$\Delta j_1 = \frac{\left| GTP(i+\frac{1}{2}, j) \right|}{\left| GTP(i+\frac{1}{2}, j) \right| + \left| GTP(i+\frac{1}{2}, j+1) \right|} \quad (3-20)$$

$$\Delta j_2 = \frac{\left| GTP(i+\frac{1}{2}, j+1) \right|}{\left| GTP(i+\frac{1}{2}, j) \right| + \left| GTP(i+\frac{1}{2}, j+1) \right|} \quad (3-21)$$

$$\Delta j_1 + \Delta j_2 = 1 \quad (3-22)$$

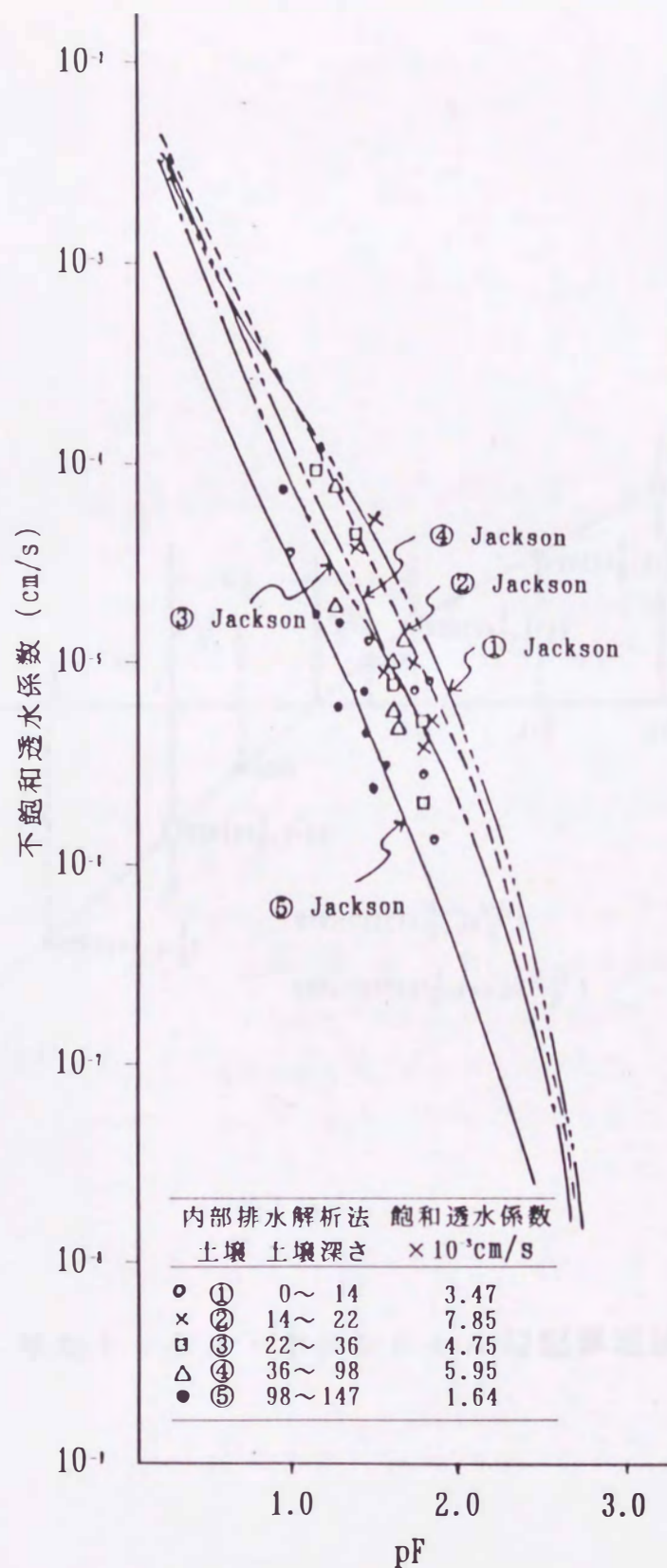


図3-12 不飽和透水係数 (R2地点)

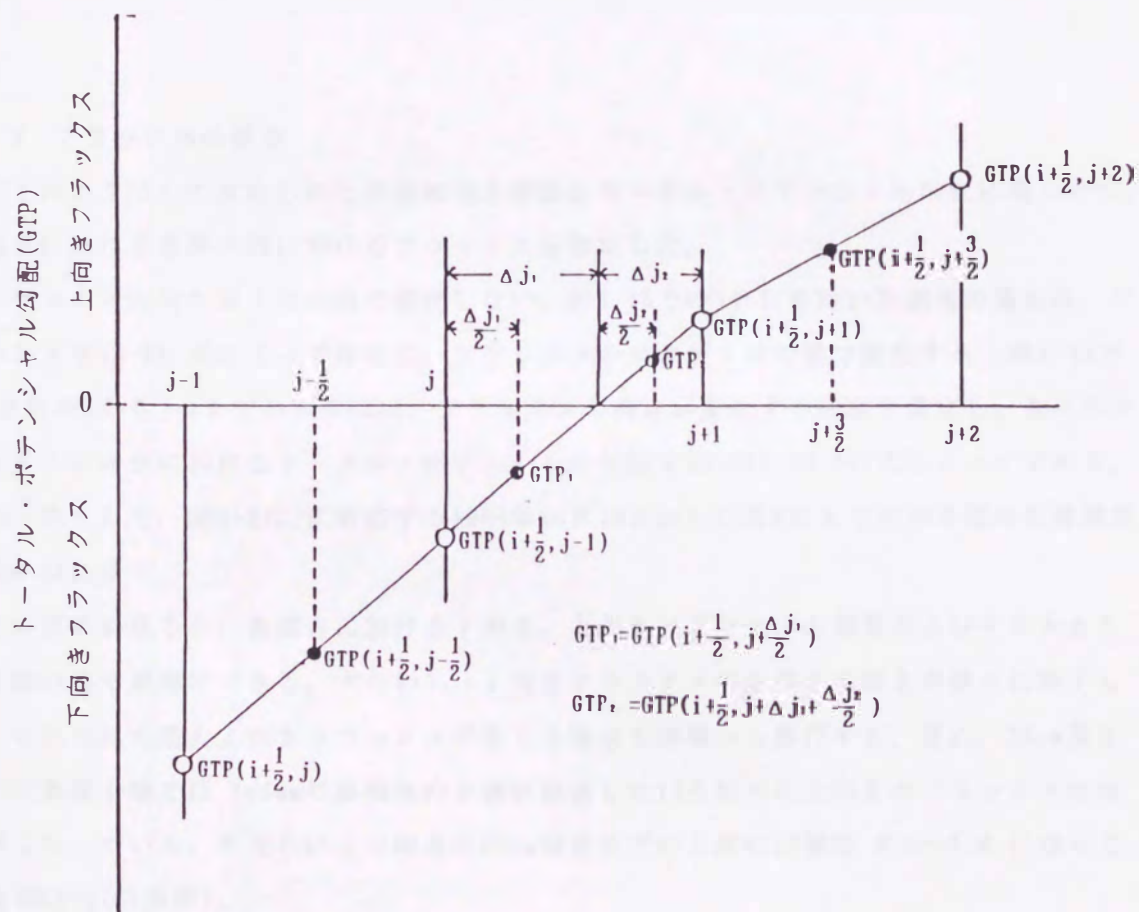


図3-13 平均トータル・ポテンシャル勾配算定法

$$GTP\left(i+\frac{1}{2}, j+\frac{\Delta j_1}{2}\right) = \frac{1}{2} \times \Delta j_1 \times GTP\left(i+\frac{1}{2}, j\right) \quad (3-23)$$

$$GTP\left(i+\frac{1}{2}, j+\Delta j_1+\frac{\Delta j_2}{2}\right) = \frac{1}{2} \times \Delta j_2 \times GTP\left(i+\frac{1}{2}, j+1\right) \quad (3-24)$$

3 フラックスの算定

以上のようにして求められた不飽和透水係数とトータル・ポテンシャル勾配に基づいて、R2地点における各深さ間におけるフラックスを算定した。

フラックスの向きが1日の間で変化しない、図3-13でのj日目を除いた通常の場合は、フラックスを(3-9)式によって求めた。フラックスの向きが1日の間で変化する場合、図3-13でのj日目のjからj+1までの場合には、フラックスの向きが変化する時間を算定し、各々のフラックスの向きにおけるトータル・ポテンシャル勾配を(3-23)、(3-24)式によって求める。その一例として、図3-2(C)に対応する1984年10月18日から11月6日までの20日間の計算結果を図3-14に示す。

この結果を見ると、各深さにおける下向き、上向きフラックスの期間およびその大きさの変動の様子が推定できる。すなわち、上向きフラックスの生起する深さが徐々に降下していくにつれて最大上向きフラックスが生じる深さも深層へと移行する。逆に、25cm深さまでの表層土壌では165mmの降雨後約2週間経過した11月初めに上向きのフラックスは殆ど無くなっている。ちなみにこの時点で25cm深さまでの土層のpF値は2.5～2.8になっている(図3-2(C)参照)。

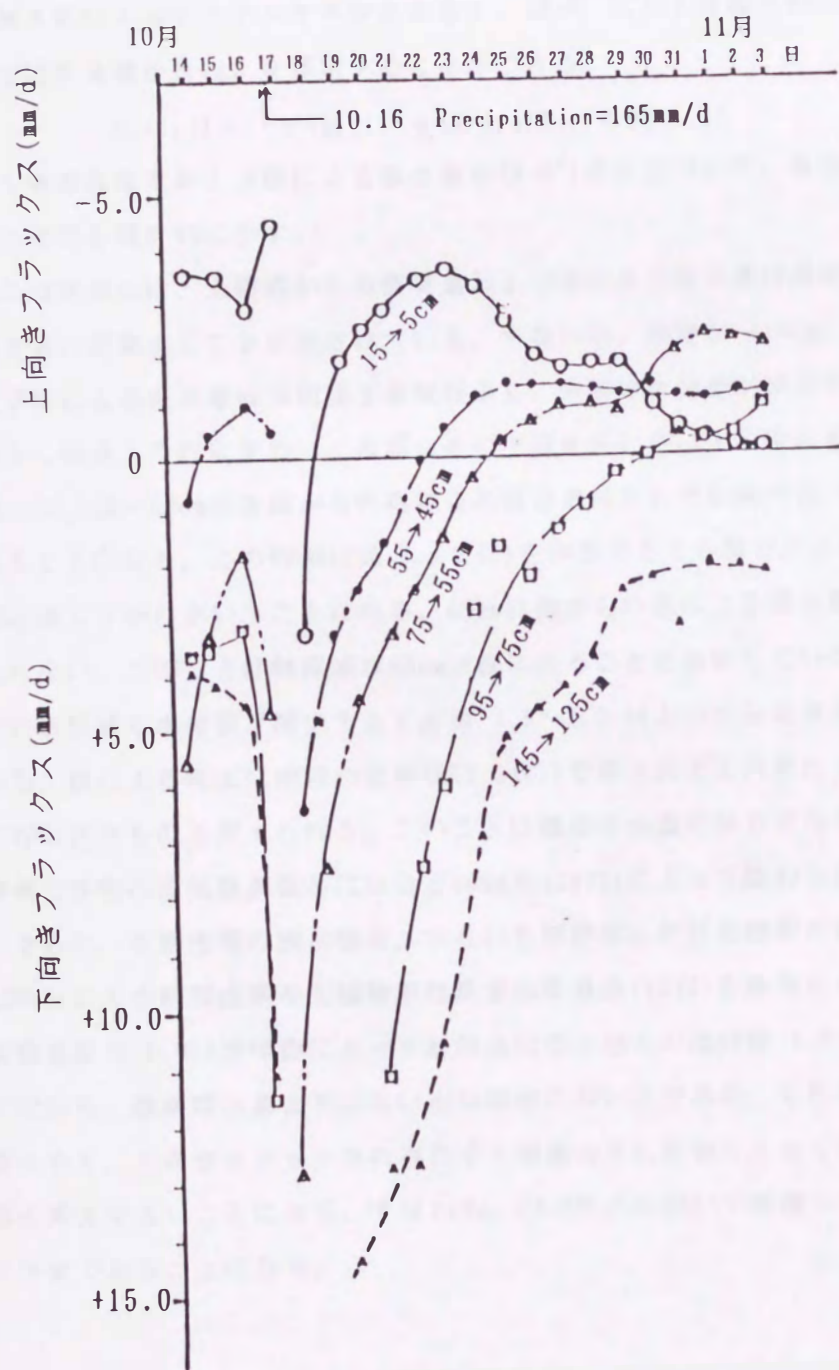


図3-14 各深さ間におけるフラックスの経日変化(1984.10.14~11.3)

第10節 土壤面蒸発量および根による吸水量

第9節によってフラックスが求まると、(3-6)式から各層における根からの吸水量（表層では蒸発量を含む）を算定することができる。

$$s_r(i, j) = \{q(i, j) - q(i-1, j)\} - \Delta DV(i, j) \quad (3-6')$$

土壤面蒸発量および根による吸水量を(3-6')式に基づいて、各分割土層毎に算定した。その結果を図3-15に示す。

この結果には、土壤面からの蒸発量および根による吸水量は降雨後の経過時間と共に各深さ毎に変動することが示されている。すなわち、表層(0~14cm)からの土壤面蒸発量および根による吸水量は降雨後1週間経過し、表層の水分量が減少するのに対応して急速に減少し始め、それによって次第にその下層からの根による吸水量が増加するようになる。36~50, 50~65cmの各層からの根による吸水量はそれぞれ降雨後6日, 9日目頃から認められるようになる。この時期は図3-2(C)を参照すると各層の水分量がpF値1.9~2.0の状態に達してからということになる。65cm以深からの根による吸水量は計算結果からは認められない。このことは根群域は65cm以浅にあることを意味していると考えられる。65cmまでの根群域の水分量が減少するとpF値1.9~2.0以上の水分を吸水することになる。すなわち、根による吸水は前述の結果(図3-2(C))で示される上向きフラックスの領域において行われるものと考えられる。このことは圃場容水量に相当する水分量よりも少ない水分領域で作物の蒸発散が盛んになるとYangら(1971)によって認められていることと合致する。

さらに、作物生理の別な観点、すなわち根群域における酸素の供給から考えたStolzyら(1964)による研究成果や土壤物理性測定法委員会(1972)を参考にして総括すると、酸素の拡散速度(O. D. R.)が作物にとって好的な状態となるのはpF値1.5~2.0よりも乾いた状態、すなわち、圃場容水量より少ない水分領域においてである。したがって、以上の諸点を総括すると、上向きフラックスの存在する領域の中に作物にとって有効な水分領域が存在すると考えてよいことになる。すなわち、(3-8)式において考慮した補正項(SDV_r)は結果的に不要であることになる。

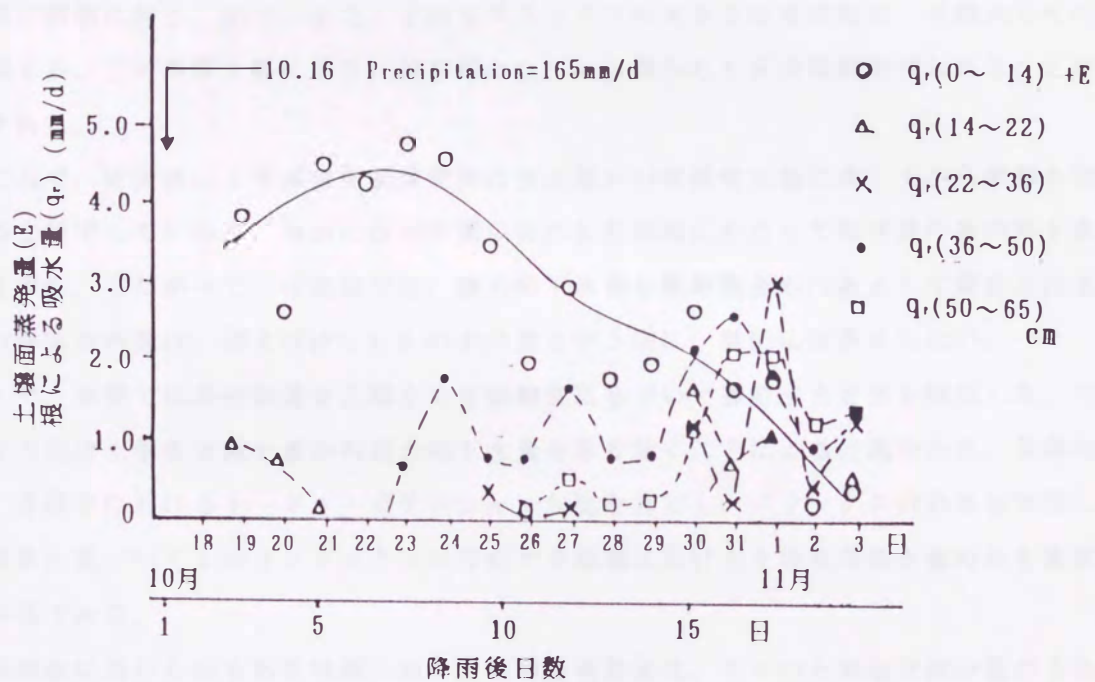


図 3-15 土壌面蒸発量および各土層毎の根による吸水量の経日変化

第11節 まとめ

クロボク土壌では、十分な降水の後には重力降下水の存在する領域が次第に下層へと移行するが、この重力降下水は長期間にわたって存在し続ける。この間に蒸発散により土壌水分消費が進行するにつれて土壌表層は乾燥し、重力降下水の生起している領域の上に位置する領域では毛管上昇が起こる。この毛管補給による上向きフラックスの生起する位置は次第に深部に移る。かつ、また、上向きフラックスの大きさは経時的に一旦増大しその後漸減する。この毛管上昇により、根群域には1 m以深からも水分補給が行われることが実証された。

ところで、従来法による蒸発散量決定法は全土層が24時間容水量に達してから実測を開始すると規定しているが、実際には24時間以後にも長期間にわたって相当量の重力降下水が存在する。したがって、従来法では、重力降下水量も蒸発散量の内数として算定される。かつ24時間容水量は、例えば $pF = 1.8$ の水分量という様に一義的には決まらない。

そこで、本章では蒸発散量を土壌水分変動調査に基づいて算定する方法を検討した。その算定方法は土壌水分減少量から重力降下水量を取り除くことによる方法である。具体的には、各深さにおけるトータル・ポテンシャル勾配を算定し、フラックスの向きを判定し、その結果に基づいて上向きフラックスの存在する領域における土壌水分減少量のみを算定する方法である。

灌漑計画に用いられるある時期における平均蒸発散量は、日々の土壌水分減少量のうち重力降下水量を除いた水分量を日蒸発散量とし、この量の間断日数に相当する期間の総和から平均値を求めれば良いことになる。

土壌水分変動調査結果に基づいて蒸発散量を算定した。その結果、従来法では大きい蒸発散量が算定されたのに対し、本法で算定した蒸発散量は、8-3で述べた様にPenman法の結果と対応しても合理的と考えられる値が得られることが確認された。

また、トータル・ポテンシャル勾配がほぼ0となる水分領域は、作物にとっての有効水分の上限として従来用いられている圃場容水量に相当することがデータから認められた。

一方、本章で提唱した多層モデルによる水収支計算を行うと、各層における根による吸水量が算定される。その結果は、根による吸水領域が土壌水分状態の変化にともなって経時的にどの様に推移するかを示す。その結果によると、根による吸水は上向きのフラックスの領域において行われていることを示しているが、このことは水耕栽培のような特例は

別として、一般の露地栽培では根群域における酸素供給の観点からYangら(1971)によって圃場容水量に相当する水分量よりも少ない水分領域で作物の吸水すなわち蒸発散が盛んになると認められていることと合致する。したがって、以上の諸点を総括すると、上向きフラックスの存在する領域の中に作物にとって有効な水分領域が存在すると考えてよいことになる。つまり、本法で採用した土壌水分減少量から重力降水量を差し引いて蒸発散量を推定する方法は、結果的に作物の水分生理の観点からも妥当なものであると考えられる。