

## 気候的植物生産力モデルと土壤物理性

—土壤水分の気候学的推定の試み—

清 野 豁\*

Soil Physics in Climatological Model of Plant Productivity  
—A Climatological Estimation of Soil Water Content—

Hiroshi SEINO

National Institute of Agro-Environmental Sciences

## 1. はじめに

よく知られているように、作物を含む植物の生長は環境条件（主として気象及び土壤）の影響を受ける。植物の物質生産に一義的に影響を与えているのは水分と温度等の気候条件であり、ついで土壤中の栄養塩類と生物群集の遷移過程であるといわれている。陸上の植物は蒸散作用のために多量の水を要求する。植物は二酸化炭素を取り込むために気孔を開くが、気孔が開くことによって水分が失われるからである。したがって、水が容易に得られるかどうかは植物の生産を規定する主要な決定要因となる。

植物は水分を根から吸収して利用するが、土壤中の水分動態は土壤の物理性に依存している。そのため、植物の生育に関与する水分条件は、土壤物理や農業気象のみならず、多くの研究分野からのアプローチが行なわれている。

本小文では、初めに、著者らが開発した植物の気候学的評価モデル「筑後モデル」を例として、気候的植物生産力評価モデルにおける水分条件の扱いを述べる。次に土壤中の水分条件を直接気象条件から推定する試みについて述べる。

## 2. 植物生産力の気候学的評価モデル

入射する太陽放射エネルギーをほとんど完全に吸収し、植生上の水蒸気フラックスがほぼ蒸散によって放出された水蒸気からのみなると考えられる、よく茂った植生の純一次生産力 (Net Primary Productivity,  $t$  乾物 / (ha·yr), 以下  $NPP$  と略す) は次式で表される<sup>1)</sup>。

$$NPP = A_0 R_n / \{d(1+\beta)\} \quad (1)$$

ここで、 $R_n$  は年間純放射量 (kcal/cm<sup>2</sup>)、 $d$  は年平均飽差 (mmHg)、 $\beta$  は年平均ボーエン比、 $A_0$  は拡散条件・二酸化炭素濃度に関する係数である。この式から第一近似として、

- 1)  $NPP$  は植生上の純放射量 ( $R_n$ ) に比例するが、
  - 2) 比例係数は気候の乾燥化 ( $d$  と  $\beta$  の増大) にもともなって急減する、
- と結論できる。

(1) 式を直接  $NPP$  の評価に利用することは困難が多い。とくに、係数  $A_0$  を決定できる資料が整っているところはきわめて少ない。このため著者らは、大陸上の各気候帯で得られた自然植生の  $NPP$  に関するデータ及び気候データを (1) 式に基づいて解析し、 $NPP$  評価のための半経験法「筑後モデル」の作成を試みた<sup>1)</sup>。

半経験的评价法を作出するにあたって、まず (1) 式を次のように近似した。

$$NPP = \alpha \cdot R_n \quad (2)$$

ここで、 $\alpha$  は主として気候乾燥度で変化する比例係数である。気候乾燥度として放射乾燥度 ( $RDI$ ) を用いて、 $\alpha$  が次式で近似できることを導いた。

$$\alpha = 0.29 [\exp(-0.216 \cdot RDI^2)] \quad (3)$$

(2) 式と (3) 式から次式が求められる。

$$NPP = 0.29 [\exp(-0.216 \cdot RDI^2)] R_n \quad (4)$$

ここで、 $NPP$  は自然植生の純一次生産力 ( $t$  / (ha·yr))、 $R_n$  は年間純放射量 (kcal/cm<sup>2</sup>)、 $RDI$  は年間放射乾燥度 (=  $R_n / (l \cdot r)$ )、 $l$  は蒸発の潜熱、 $r$  は年間降水量) である。(4) 式が自然植生の純一次生産力評価のための「筑後モデル」である。

\* 農業環境技術研究所 〒305 つくば市観音台3-1-1  
土壤の物理性 第61号 p.11~18 (1990)

このモデルは極域を除く世界の気候帯における純一次生産力のデータと気候データを基礎データとしており、世界のほとんどの気候帯へ適用可能である。また、筑後モデルから評価された我が国の生産力と、生態学的方法から評価された生産力<sup>2)</sup>と比較することによって、我が国でも十分の精度で評価法が可能であることが確かめられた<sup>3)</sup>。

現在、筑後モデルを用いて我が国および世界の自然植生の純一次生産力の分布と太陽放射資源（日射量，光合成有効放射量，純放射量）の分布が明らかにされている<sup>4,5)</sup>。また、筑後モデルと国土数値情報と組合せることによって、我が国の純一次生産力の分布ならびに農業気候資源の分布が10 km メッシュ単位で作成された<sup>6)</sup>。さらにこのモデルは、地球規模での環境変化に

よって引き起こされる気候変化による我が国の植物生産力の変化予測に利用されている<sup>7)</sup>。

図-1に筑後モデルによる気候条件と純一次生産力の関係が示されている。この図には対応する気候帯ならびに植生帯の分布も示されている。

3. 土壌水分の気候学的推定

(4)式からわかるように、我々の導いた植物生産力の気候学的モデルでは、植物が育つ土壤中の水分条件を、放射乾燥度(RDI)という指数を用いて表現している。植物の生産力を気候的に推定するモデルの多くは、土壤中の水分条件を降水量や大気湿度などの気象因子を用いて表現している。このような方法は、数百mから数km

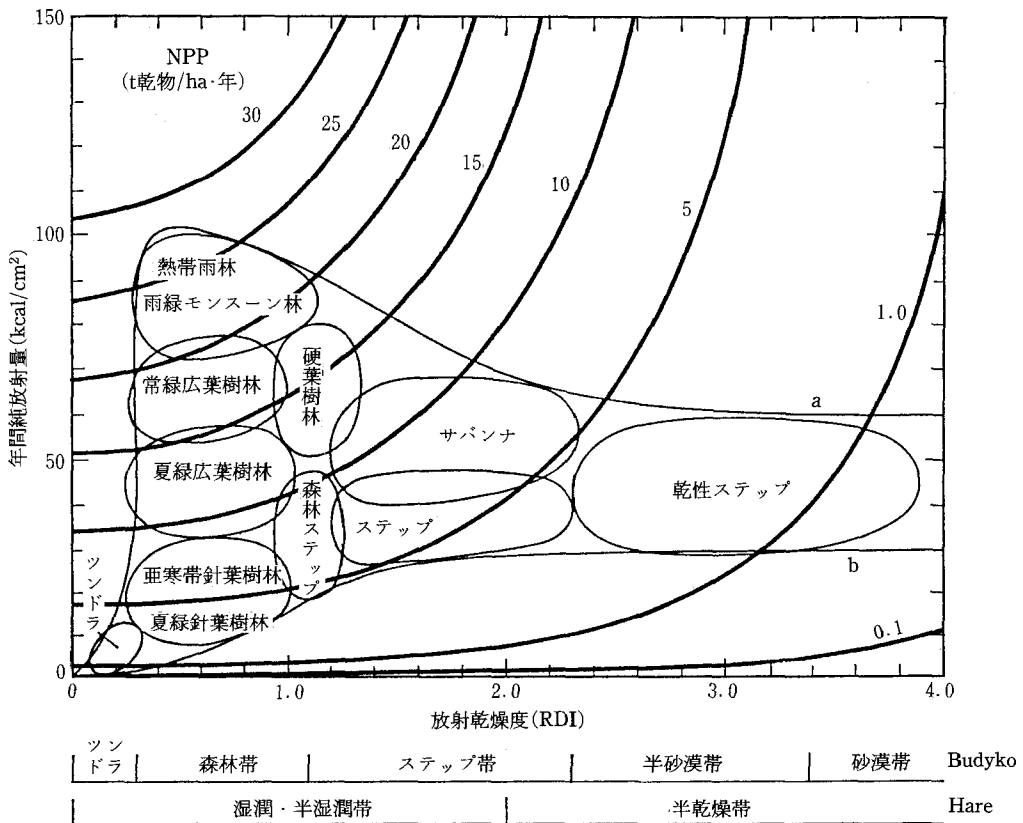


図-1 気候条件-植生-純一次生産力のグラフモデル<sup>5)</sup>。

曲線 a,b は各地理帯での年間純放射量の上・下限を示す。

Fig.1. A graphic model of climatic condition, vegetation type and net primary productivity<sup>5)</sup>. Curves a and b respectively show the upper and lower limits of yearly total of net radiation in each climatic zone.

といったかなり広い範囲の生産力を平均的に評価するには有効な手段である。しかし、圃場単位などの細かなスケールになると、気象因子だけでは困難な場面が多くなる。

圃場単位といったスケールでの植物の生産力を評価しようとする場合、土壌の違いや、水分状態のばらつきが大きな影響をもつようになる。しかし、土壌水分の分布状態を把握することは容易ではない。そこで、土壌の水分特性値を利用し、気象データから土壌水分の変化を精度よく評価することを試みた。

土壌水分の変化を気象データから推定する試みはいくつかあるが<sup>8,9,10)</sup>、本研究の推定手法は、耕地土壌水分の監視を目的として、異なる土壌タイプにも適用できるように著者らが東北タイで開発した手法<sup>11)</sup>をさらに改良したものである。

### 3. 1. 耕地の水収支モデル

いま、農耕地における約50 cm程度の土層を考える。この土層における水平方向の水分移動を無視し、鉛直方向のみを考えた時の水収支は次のように書くことができる。

$$\Delta W = R + H + Q - E_t - S_p \quad (5)$$

ここで、 $R$ は降水量、 $H$ は地下深層からの水分供給量、 $Q$ は灌漑水量、 $E_t$ は蒸発散量、 $S_p$ は表面流出及び浸透によって土層から失われる余剰水量である。本研究では $H$ と $Q$ はないものとした。この場合、(5)式は次のように簡単になる。

$$\Delta W = R - E_t - S_p \quad (5')$$

これらの水収支項の差し引きとして、土層中に含まれる水分の一定期間の変化量( $\Delta W$ )が求まる。本文中では、これらの水収支項をmm単位で表わす。

土壌水分の変化の監視を想定した場合、必要な時間スケールは1日単位で十分と考えられる。この場合、当然ながら各水収支項は日単位で測定ないしは推定する必要がある。本研究ではアメダスデータの利用を前提として、各水収支項を決定することにする。降水量( $R$ )はアメダスデータで得られる降水量をそのまま使うこととし、以下に蒸発散量( $E_t$ )と余剰水量( $S_p$ )の推定法について述べる。

土層中の水分は土壌表面からの蒸発と作物を通しての蒸散によって大気中に放出される。蒸発散量に占める蒸発量と蒸散量の割合は作物の生育時期および種類によって異なってくる。一般に、作物の生育初期には作物が土壌表面を覆う割合は小さく、生育後期はどその割合は大

きくなる。そのため、生育初期には蒸発が蒸散を上回り、後期になるほど蒸散が蒸発を上回ると考えられる。しかし、蒸発と蒸散を合わせた蒸発散量としてみた場合、作物の生育時期による変化は小さいと考えられる。そこで、本研究では作物の種類や生育時期による蒸発散量の差は無いものとし、可能蒸発散量( $E_0$ )土壌水分( $W$ )で規定されると仮定した。

土層内の水分蒸発は、土層内の水分が飽和の状態から次第に減少して一定値( $W_c$ )に達する間は蒸発散量は一定で、水分量が $W_c$ 以下になると急激に減少することが知られている。前者は恒率過程と呼ばれ、後者は減率過程と呼ばれる。これらの関係を次式で与えた。

$$\left. \begin{aligned} E_t &= E_0 && (W \geq W_c \text{の時}) \\ E_t &= E_0(W - W_{min}) / (W_c - W_{min}) && (W < W_c \text{の時}) \end{aligned} \right\} (6)$$

ここで、 $W_{min}$ は土層内の水分が最小となる値で、本研究ではpF=3.0の時の水分量とした。可能蒸発散量( $E_0$ )の推定式は数多く提出されているが、ここではアメダスデータの利用を想定して次式<sup>12)</sup>を使用した。

$$E_0 = 0.0075 \cdot (1.8 T_m + 32) \cdot (R_s / \ell) \quad (7)$$

ここで、 $T_m$ は日平均気温(°C)、 $R_s$ は日射量(cal/cm<sup>2</sup>)、 $\ell$ は蒸発の潜熱(=597-0.6· $T_m$ )である。(7)式はAパン蒸発計の蒸発量の約90%を与える。アメダスでは日射量の測定は行なわれていないので、あらかじめ日照時間と日射量の一次回帰式を求めておき、日照時間から換算して利用する。

$$R_s = R_0 \{a + b(t/t_0)\} \quad (8)$$

ここで、 $R_0$ は大気圏上部における水平面日射量、 $t$ は日照時間、 $t_0$ は可照時間、 $a$ と $b$ は係数である。

恒率過程から減率過程に変わる時点の土壌水分量( $W_c$ )は次式で求められる<sup>13)</sup>。

$$W_c = W_f (0.57 + 0.33 \cdot E_0) \quad (9)$$

(9)式から、 $W_c$ は圃場容水量( $W_f$ )のおよそ0.6倍であることがわかる。

土層内に入ってくる降雨量の一部は対象土層のさらに下層へ浸透し、また土層が飽和しているときは土壌表面を流れ去っていく。この時、表面流出量は降雨時の土壌水分と降雨量に関係することが報告されている<sup>14)</sup>。また、下層への浸透量は土壌の透水係数によって変化すると考えられる。Sellers<sup>15)</sup>は表面流出量と浸透量を合わせた余剰水量( $S_p$ )が土壌水分と降雨量で決まると仮定し、次式を提示した。

$$S_p = B \cdot R \cdot W_m / W_{max} \quad (10)$$

ここで、 $W_m$ は水収支を考える期間の平均土壌水分、 $W_{max}$ は土層の最大容水量である。係数 $B$ についてBudykoは0.2~0.8の間で変化すると述べている。一方Sellers<sup>15)</sup>はアメリカ国内の乾燥地と湿潤地いづれにも次式がよい結果を与えると述べている。

$$B = 0.8 \cdot R / (E_0 + R) \quad (11)$$

清野ら<sup>11)</sup>は東北タイの余剰水量推定に(10)、(11)式を用いてよい結果を得た。(10)式は土壌の透水係数が得られなくても余剰水量を推定することができるので、本研究でもこれらの関係式を利用した。

### 3. 2. 資 料

前節で述べたモデルを動かすための土壌の水分特性(pF-水分曲線)と、モデルの妥当性の検討のための土壌水分実測値は、北海道開発局、北海道農業試験場、九州農業試験場<sup>16)</sup>で取られたデータを利用した。土壌水分の実測値はいずれもテンションメータで測定されたものであり、ほぼ10cm間隔で測定されていた。測定地点の土壌タイプは以下の通りである。

- 天 塩：褐色森林土性疑似グライ土、  
褐色低地土、  
灰色低地土、  
下層グライ灰色低地土、  
低位泥炭土
- 白 滝：酸性褐色森林土、  
疑似グライ土
- 早 来：積層未熟火山性土、  
積層放出物未熟土
- 芽 室：軽しょう褐色火山性土
- 都 城：火山性土

テンションメータで測定された土壌水分量はpF値で表わされているので、pF水分特性曲線を変換して体積含水率に変換し、水柱(mm)に変換した。各層毎に求められた土壌水分の値を積算し、50cmの土層の水分量を算出した。

$$W = \sum_{i=1}^n W_i \quad (12)$$

ここで、 $W_i$ は*i*番目の土層の水分量(mm)、 $W$ は50cmの土層全体の水分量(mm)である。

気象データは、北海道内については土壌水分の測定地点の最寄りのアメダス観測点のデータを、都城については九州農業試験場畑作部のデータを利用した。

(5)式の水収支式の計算にあたっては、以下の仮定を設けた。

①計算当日の土壌水分が最大容水量をこえた場合は、最大容水量を超過した分は余剰水量に加算する。

②前日の土壌水分が圃場容水量をこえている場合は、当日は圃場容水量になっているものとし、超過分は余剰水量に加算する。

## 4. 結果と考察

九州の都城と北海道の天塩、早来、中札内、都城の土壌水分の推移が図-2~5に示されている。図中の白丸はテンションメータによる実測値を、実線は(5)式による推定値を、図下の棒グラフは日降雨量を示す。土壌水分は土層50cm中の体積含水率(%)で表示されている。また、図にはpF0.0(最大容水量)の体積含水率とpF3.0の体積含水率の位置を示している。この位置は土壌の水分特性によって異なる。

図に見られるように、図-2を除いて、(5)式による土壌水分の計算値は細かな部分では実測値と一致しないものの、全体としては土壌水分の変化をうまく捉えている。図-2は泥炭土壌地帯で測定されたデータであり、深層からの水分の供給が常に行なわれているところである。このような場所では深層からの供給量を無視できない。

以上の結果は、(5)式に示した簡単な水収支モデルが、深層からの供給がない農耕地の根群域の土壌水分の変化を、かなりうまく追跡できることを示している。本研究では土層の厚さを50cmとしたが、20cm、30cm、あるいは100cmとすることも可能である。しかし、その場合でも、推定されるのはその厚さの土層の土壌水分の平均値である。

## 5. 摘 要

土壌中の水分は植物の生産力に与える重要な要素である。植物生産力の気候学的推定モデルでは、降水量、大気湿度、気温、日射量などを用いて気候乾湿度で平均的に表わすことが多い。しかし、より細かな時間・空間スケールで植物の生産力を評価しようとする場合、土壌水分を直接必要とすることが多い。そのため、土壌水分の変化を気象データから簡単な水収支式を用いて精度よく推定するモデルを示した。

提示されたモデルから推定される土壌水分を北海道と九州で測定された実測値と比較した結果、このモデルは

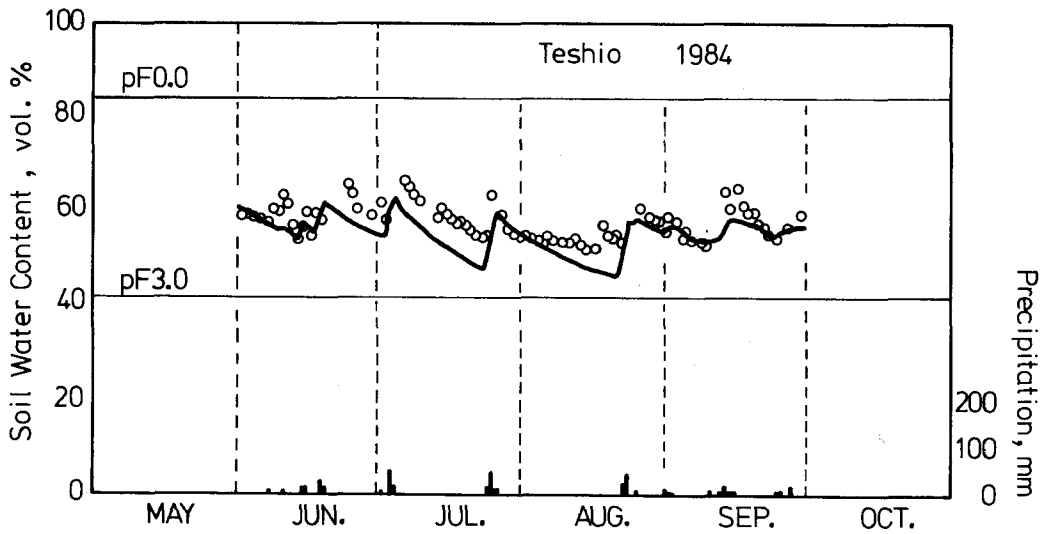


図-2 日別土壌水分の変化 (天塩, 泥炭土).

白丸はテンションメータによる実測値を, 実線はモデルによる推定値を, 棒グラフは降水量を示す.

Fig.2. Comparison of measured soil moisture (open circles) at Teshio (peat soil) and soil moisture estimated from Eq. (5). Bars in the lower of figure show daily precipitation.

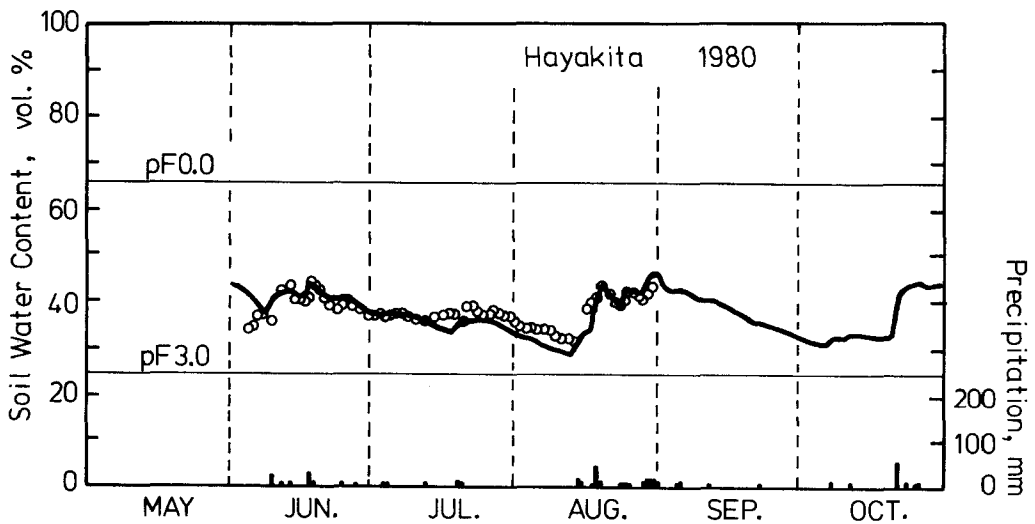


図-3 日別土壌水分の変化 (早来, 火山灰土).

Fig.3. Same as Fig.2 but at Hayakita (volcanic ash soil).

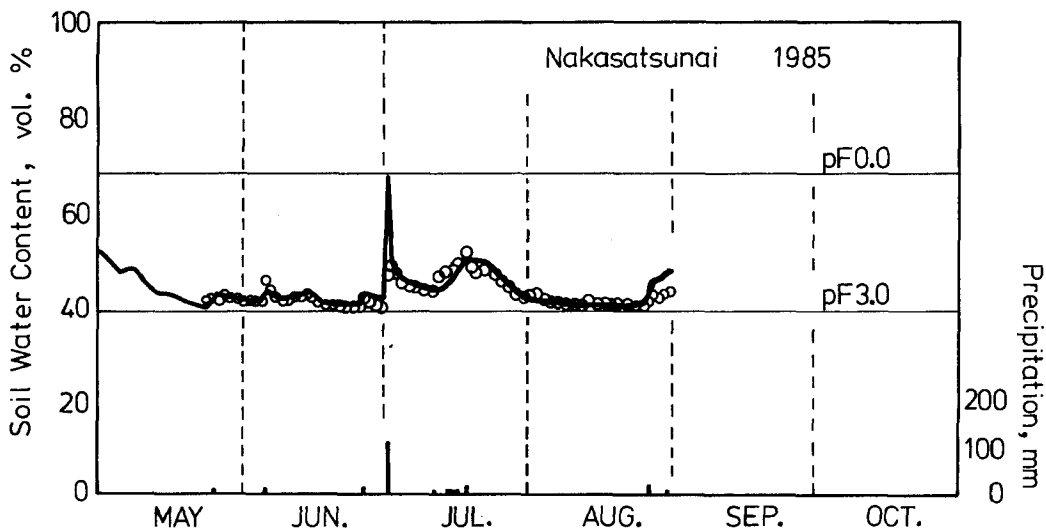


図-4 日別土壌水分の変化(中札内, 沖積土).  
 Fig.4. Same as Fig.2 but at Nakasatsunai (alluvial soil).

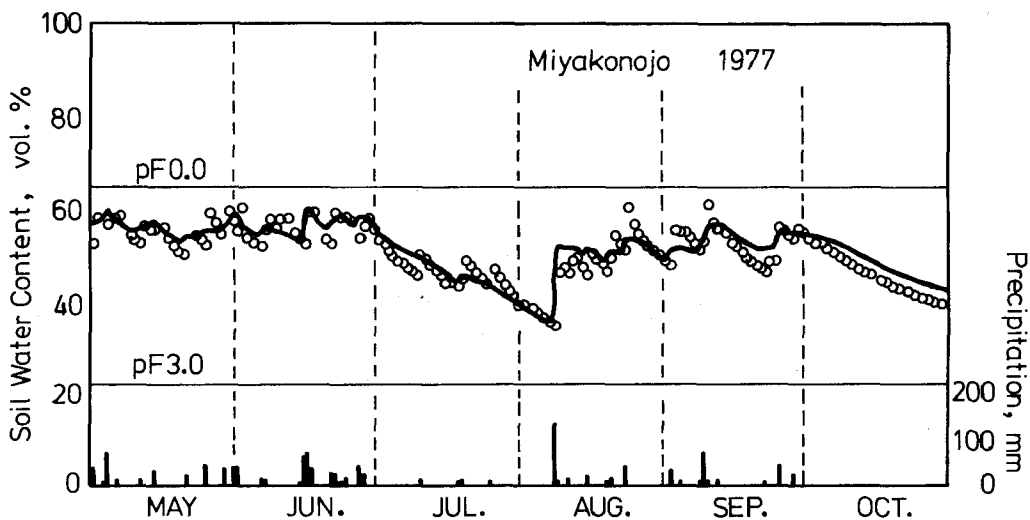


図-5 日別土壌水分の変化(都城, 火山灰土).  
 Fig.5. Same as Fig.2 but at Miyakonojo (volcanic ash soil).

深層からの水分の供給が無視できる農耕地における土壌水分の変化をかなりの精度で評価できることがわかった。

このモデルは、土壌の種類を実測されたpF-水分曲線と与えることで様々な土壌タイプに適用可能である。このモデルを、農耕地の土壌水分の監視と変化予測などに使うことによって、農耕地における水保全管理を有効に行うことが可能と考えられる。今後は、深層からの供給をモデルに組み込むとともに、点の推定から面の推定、すなわち、ある広がりをもった地域の水収支の評価へと発展させたいと考えている。

## 謝 辞

モデル構築と検証のために使用した土壌水分の実測データを提供して頂いた、北海道開発局土木研究所斉藤萬之助室長、北海道農業試験場畑作管理部西宗昭室長ならびに畠中哲哉主任研究官、九州農業試験場畑作管理部大場和彦主任研究官の方々に御礼申し上げる。また、モデル構築にあたって有益な議論を頂いたお茶の水女子大学内嶋善兵衛教授、農業環境技術研究所環境管理部福岡道一室長に謝意を表したい。

## 引用文献

- 1) Uchijima, Z. and Seino, H. (1985) : Agroclimatic evaluation of net primary productivity of natural vegetation. (1) Chikugo model for evaluating net primary productivity. *J. Agr. Met.*, **40**, 343-352.
- 2) 岩城英夫 (1981) : わが国におけるフェイトマス資源の地理的分布について. *環境情報科学*, **10**, 54-60.
- 3) 清野裕・内嶋善兵衛 (1985) : 自然植生の純一次生産力の農業気候学的評価. (2) 日本における純生産量の評価. *農業気象*, **41**, 139-144.
- 4) 内嶋善兵衛・清野裕 (1985) : 日本における自然植生の純一次生産力の分布 (BCP-85-I-1-1). *農業環境技術研究所・九州農業試験場*, pp.121.
- 5) 内嶋善兵衛・清野裕 (1987) : 世界における自然植生の純一次生産力の分布 (BCP-87-I-2-1). *農業環境技術研究所・九州農業試験場*, pp.102.
- 6) 清野裕・内嶋善兵衛 (1988) : 日本における自然植生の純一次生産力のメッシュ分布図 (BCP-88-I-2-2). *農業環境技術研究所*, pp.131.
- 7) Uchijima, Z. and Seino, H. (1988) : Probable effects of CO<sub>2</sub>-induced climatic change on agroclimatic resources and net primary productivity in Japan. *Bull. Natl. Inst. Agro-Environ. Scs.*, No.4, 67-88.
- 8) Budyko, M. I., (1971) : 気候と生命 (内嶋善兵衛・岩切敏訳, 東京大学出版会, 1973), pp.472.
- 9) 中山敬一・八代英世・羽生寿郎・山中捷一郎 (1986) : 根群域の土壌水分予測に関する研究. (1) 予測のための水収支モデルとその応用. *千葉大園学報*, **38**, 1-7.
- 10) 奥山富子 (1988) : 畑土壌水収支の年変化と気候条件. *農業気象*, **44**, 27-32.
- 11) 清野裕・吉岡真一・Charat Mongkolsawat・Nimitr Vorasoot (1987) : 東北タイにおける土壌水分の気候学的推定. *日本農業気象学会1987年度大会講演要旨*, 44-45.
- 12) Hargreaves, G. H., (1977) : *World Water for Agriculture*. Utah State Univ., pp.177.
- 13) Neprin, S. V., Sanojan, M. G., and Chudnovsky, A. F., (1967) : *Biologicheskie Osnoby*, **29**, 449-456.
- 14) 長谷嘉臣 (1973) : 樹園地の水収支-地形改造を実施した大規模ホ場の水収支-. *土壌の物理性*, **32**, 16-18.
- 15) Sellers, W. D., 1965 : *Physical Climatology*. Chicago Press, Chicago, pp.272.
- 16) 鈴木義則 (1972) : 畑土壌水分に関する研究. *九農試験報*, **16**, 383-591.

## Summary

The moisture content of soil is an important factor in determining the productivity of plants. Many of the climatological models used in estimating plant yields are expressed in terms of a humidity index calculated from weather data, such as precipitation, air temperature and humidity, and solar radiation. The "Chikugo" model developed by the authors is presented as an example of the above. While this kind of model works well for large space and time scales, in order to accurately monitor soil moisture and estimate plant yields for smaller space and time scales, direct evaluation of soil moisture content is necessary. With that in mind, we will present a simple model to estimate soil moisture content on a daily basis from weather data. The model is based on a simple water balance in flat layered soil and is written as:

$$\Delta W = R - E_t - S_p,$$

where  $\Delta W$  is the change in soil moisture content,  $R$  is precipitation,  $E_t$  is evapotranspiration, and  $S_p$  is surplus water. The terms  $E_t$  and  $S_p$  are estimated from weather data on the basis of the moisture characteristics of the soil. When the values derived from the model were compared with actual soil moisture measurements, a very good correlation was obtained.

(Soil Phys. Cond. Plant Growth, Jpn., 61, 11-18, 1990)