黄土高原における土壌水分と熱収支 —土壌3層モデル内のパラメーターの決定とモデル計算の結果—

木村玲二*・高山 成*・神近牧男*・松岡延浩**

(*鳥取大学乾燥地研究センター)
(**千葉大学園芸学部)

Soil Water Content and Heat Balance in the Loess Plateau —Determination of Parameters in the Three-Layered Soil Model and Experimental Result of Model Calculation—

Reiji KIMURA*, Naru TAKAYAMA*, Makio KAMICHIKA* and Nobuhiro MATSUOKA**

(*Arid Land Research Center, Tottori University, Tottori, 680-0001 Japan)
(**Faculty of Horticulture, Chiba University, Matsudo, 271-8510 Japan)

Abstract

Parameters used for a three-layered soil model are determined for the purpose of understanding the soil water content and heat balance on the Loess Plateau, China. The soil types on the Loess Plateau are divided into heavy loam, medium loam, light loam, sandy loam and sand. The soil water potential and the surface albedo are parameterized as the function of soil water content. The diffusion distance of water vapor that decides the evaporation efficiency can be simulated by using the saturated volumetric soil water content, field capacity of soil water content, wilting point and maximum value of the diffusion distance, even if the soil types are different.

The model calculation is verified by comparing the observed results. The calculated results of the soil water content and evaporation coincide with the values observed by gravimetric sampling and lysimeter. According to the results observed by the column experiment, the model calculation represents the qualitative difference of evaporation due to the soil texture.

Seasonal variation of the soil water content is simulated by using the actual meteorological data for the Loess Plateau. The soil on the Loess Plateau was generally superior from the viewpoint of the maintenance ability of moisture. It is found that the fractional extractable water calculated by the soil water content can be an index to classify the present state of vegetation cover such as forest, shrub, grassland or desert.

Key words: Heat balance, Loess Plateau, Soil water content, Three-layered soil model.

キーワード: 黄土高原, 土壌3層モデル, 土壌水分, 熱収支

1. はじめに

中国の黄土高原は東経 100~115°, 北緯 34~40°に位置し, 年間の降水量が 400~500 mm 程度の半乾燥地域である。降雨の大部分が 6 月から 9 月に集中する夏雨地域であり, 耕作の立場からいえば前年のこの時期に降った雨を土壌中に保持させて, 翌年の耕作につなげるといふ, 非常に不安定な気候帯である (Tamura, 1990)。黄土高原の南端に位置する西安 (Xian, 北緯 34.3°, 東経 108.93°) (詳細な位置は Fig. 1 を参照) から北部に位置

する榆林 (Yuling, 北緯 38.23°, 東経 109.7°) まで車で縦走すると, 西安 (Xian) 付近の平野では盛んにコムギやトウモロコシの栽培が行われており, リンゴの一大生産地である洛川 (Luochuan, 北緯 35.82°, 東経 109.5°) あたりまでは森林も存在している。しかしながら, 延安 (Yanan, 北緯 36.6°, 東経 109.5°) 付近からは黄土高原に特徴的なテラス型の荒涼とした段々畑とガリ浸食の景観が連なり, 植生の占める割合は非常に少ない。榆林 (Yuling) まで来ると, 砂丘が見えるようになり, 砂漠の様相を呈している。黄土高原には, 同じ年降水量であっても植生の景観が明らかに異なる場所もあ

2003 年 8 月 20 日 受付, 2003 年 10 月 27 日 受理

り、これらは数千年にわたる不適切な土地利用と水管理がもたらした人為的要因と考えざるを得ない。

われわれは、平成 13 年度より、黄土高原における砂漠化対処に必要な環境モニタリングを行う目的で、中国科学院水土保持研究所と共同研究を行っている。前述したように、黄土高原は不適切な土地利用による砂漠化の進行や深刻な土壤浸食が顕著である。発展のすさまじい現在の中国においても、この地域に暮らす住民はこのような条件によって豊かであるとはいえない。しかし、数年前より、政府の政策によって農地の縮小と緑化の推進が掲げられており（中国では退耕還林という）、そのような場所では確実に植生の増加が認められている。引き続き、このような緑化推進地をモニタリングすることで、砂漠化対処に必要な重要な知見が得られると考えられる。

これまで、われわれは黄土高原の土壤と大気の間でやりとりされる熱エネルギーの解明を目的に、土壤 3 層モデルの構築を行ってきた（Kimura *et al.*, 2004）。計算は、土壤中の熱移動、水分移動を同時に解くものである。求められる土壌水分の季節変化は砂漠化の現状と植生の回復を行っていく際の問題点を探る上で、重要なカギとなりうる。なぜなら、砂漠化の進行度合いを如実に表しているのは現存の植生量であり、植物生産を支える基盤は土壌水分であるため、砂漠化のモニタリングは現状の植物の種類、量、そして土壌水分との関係を考えることで可能であると考えられるからである（Shinoda, 2002）。すなわち、土壌水分を用いた何らかの指標によって植物分布力の潜在性を求め、実際の分布と潜在性を比較することで砂漠化のモニタリングが可能であると思われる。

本研究では、黄土高原の熱収支と土壌水分の季節変化を計算する前準備として、黄土高原の土壤に関するモデル内パラメータを室内実験によって決定した。さらに、鳥取砂丘砂での土壌水分量および蒸発量の観測値や黄土高原各土壌を用いた蒸発のカラム実験の観測値を用い、モデル計算の再現性に関して議論した。最後に、黄土高原数地点の気象データを用いてモデル計算を行い、黄土高原の土壌水分の季節変化についての考察を試みた。また、土壌水分から計算される指標を用いて、現存の植物分布と比較することを試みた。

2. 土壤 3 層モデルの概要

計算方法の内容は Kimura *et al.* (2004) で詳細に説明されているので、ここでは簡単な説明を行う。モデルは土壌層を 0~2, 2~22, 22~70 cm の 3 層に分け、初期条件および境界条件を与えることによって、それぞれ

の層における水分移動（液体水、水蒸気）と含水率の時間変化を土壌温度、熱収支の時間変化とともに数値的に解く方法である。3 層をこのように厚めに区切ったのは、Kimura *et al.* (1999) による植生モデル（植生を 1 層、土壌を 2 層に分ける）との整合性を考慮したためである。土壌モデルには植生モデルになかった 2 cm という薄い層が加えられているが、これは土壌からの蒸発が土壌表層の含水率によって支配されていることを考慮しているからである。

土壌表面における熱収支は、潜熱フラックスを表す $h\beta$ 法（Kondo and Xu, 1997）を用いて次式で表される。

$$(1 - \text{ref})S^{\downarrow} + \varepsilon L^{\downarrow} = \varepsilon \sigma T_s^4 + H + LE + G \quad (1)$$

$$H = c_p \rho C_H U (T_s - T) \quad (2)$$

$$LE = l \rho C_H U \beta \{h q_{\text{sat}}(T_s) - q\} \quad (3)$$

$$G = - \sum_{i=0}^2 \lambda_{i,i+1} \frac{\Delta T_{G,i,i+1}}{\Delta z_{i,i+1}} \quad (4)$$

ここに、 ref はアルベド、 $S^{\downarrow}$ は日射量 (W m^{-2})、 ε は地表面射出率（1 を仮定）、 $L^{\downarrow}$ は大気からの長波放射量 (W m^{-2})、 σ はステファンボルツマン定数 ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$)、 T_s は地表面温度、 H は顕熱フラックス (W m^{-2})、 LE は潜熱フラックス (W m^{-2})、 G は地中伝導熱フラックス (W m^{-2})（上向きを正）、 c_p は空気の定圧比熱 ($\text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)、 ρ は空気密度 (kg m^{-3})、 C_H は顕熱に対するバルク係数、 U 、 T 、 q は観測高度 z (m) における風速 (m s^{-1})、気温 ($^{\circ}\text{C}$)、比湿 (kg kg^{-1})、 $q_{\text{sat}}(T_s)$ は T_s に対する飽和比湿、 l は蒸発の潜熱 (J kg^{-1})、 β は蒸発効率、 h は土壌孔隙内における水蒸気と液体水が平衡状態にあるときの空気の相対湿度、 $\lambda_{i,i+1}$ は i 層と $i+1$ 層間の熱伝導率 ($\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) ($i=0$ は表層)、 T_G は土壌温度 ($^{\circ}\text{C}$)（ただし $T_{G0} = T_s$ ）である。

土壌中における水分と熱の移動は次式で表す。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial}{\partial z} (Q_{\text{liq}} + Q_{\text{vap}}) \quad (5)$$

$$Q_{\text{liq}} = - \rho_w K \left(\frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) - \rho_w K \quad (6)$$

$$K = K_{\text{sat}} \left(\frac{\theta}{\theta_{\text{sat}}} \right)^c \quad (7)$$

$$Q_{\text{liq}}(z_{\text{bottom}}) = - \rho_w K \quad (8)$$

$$Q_{\text{vap}} = \frac{\rho D}{F_n} \left(\frac{d[h q_{\text{sat}}(T_G)]}{dz} \right) \quad (9)$$

$$\frac{\partial T_G}{\partial t} = - \frac{1}{c_g \rho_g} \frac{\partial Q_h}{\partial z} - \frac{LE_{\text{soil}}}{c_g \rho_g} \quad (10)$$

$$Q_h = - \lambda_g \frac{\partial T_G}{\partial z} \quad (11)$$

ここに、 θ は体積含水率 ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)、 t は時間 (s)、 ρ_w は

水の密度 ($=1,000 \text{ kg m}^{-3}$), Q_{liq} は液体水フラックス ($\text{kg s}^{-1} \text{ m}^{-2}$), Q_{vap} は水蒸気フラックス, K は透水係数 (m s^{-1}), Ψ は水分ポテンシャル (m), K_{sat} は飽和透水係数, c は土壌の種類に特有な係数, θ_{sat} は飽和体積含水率, $Q_{\text{liq}}(z_{\text{bottom}})$ は第3層下端における液体水フラックス, D は水蒸気の分子拡散係数 ($=2.54 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), F_n は水蒸気拡散距離, c_g, ρ_g は土壌の比熱 ($\text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) および密度 (kg m^{-3}), IE_{soil} は土壌内における潜熱フラックス (W m^{-2}), Q_h は熱フラックス (W m^{-2}), λ_g は熱伝導率 ($\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) である。

第1層と第2層および第2層と第3層の間での液体水輸送に関わる透水係数 K_{1-2} , K_{2-3} は次のように設定した。

$$K_{1-2} = 0.9K_1 + 0.1K_2, \quad \theta_1 < \theta_2 \quad (12)$$

$$K_{1-2} = 0.1K_1 + 0.9K_2, \quad \theta_1 \geq \theta_2 \quad (13)$$

$$K_{2-3} = 0.5 \cdot K_2 + 0.5 \cdot K_3 \quad (14)$$

第1層と第2層の間での液体水フラックスに関しては, θ_1 が θ_2 よりも小さい場合, 第1層に90%の重み付けをとった((12)式)。仮に K_1 に50%の重み付けを与えると, 第1層は第2層に比べて層が薄く, 含水率も小さいため, 第2層からの水分移動がかなり大きくなる。第1層の含水率が第2層よりも大きくなった場合は, 第2層に90%の重み付けをとった。第2層と第3層の間では, どのような重み付けのとり方をしても蒸発量の計算結果はほとんど変わらないので, 重み付けは50%ずつとした。透水係数を表す(7)式内のパラメーターをTable 1に示す(Table 1中の他のパラメーターについては後述する)。なお, これらの透水係数の設定は詳細な10層モデルを使った計算に基づいている(Kimura *et al.*, 2004)。

土壌面における熱収支, 各土層の含水率, 地温の時間変化の計算は土壌水分, 土壌温度の初期値および気象データ(日射量, 気温, 風速, 水蒸気圧, 降水量)を入力することにより行う。

3. 黄土高原の土壌特性

Yang and Shao (2000) によると, 黄土高原の土壌は重壤土, 中壤土, 軽壤土, 砂壤土に分けられる。また,

黄土高原の北西部は内蒙古自治区の砂漠に属するため, 本研究では上記4種の土壌に加えて内蒙古の毛烏素砂漠の砂も研究対象に加えた。

Table 2 に各土壌の粒径組成を示す。黄土の約50%は粒径が0.01~0.05 mmのシルトから成るが, 残りの約50%が砂および粘土によりどのように配分されているかで土壌特性が異なると考えられる。

Fig. 1 に黄土高原における土壌分布を示す。Fig. 1は, Yang and Shao (2000) による44地点の地名と土壌の名称との関係を基に作成した。黄土高原は, 中国西部の内陸砂漠から飛ばされてきた細かい砂が太行山脈にぶつかり, 堆積したことにより形成されたため, ほぼ西から東に向かって土性が細かくなっているのが理解できる。

Table 2. Particle size distribution on the Loess Plateau.

Soil texture	Content (%)		
	>0.05 mm	0.01–0.05 mm	<0.01 mm
Heavy loam	9	42	49
Medium loam	11	50	39
Light loam	21	54	25
Sandy loam	48	39	13
Sand (Mu Us)	98	1	1

Fig. 1. Soil distribution on the Loess Plateau. The symbols denote the meteorological station.

Table 1. Soil parameters of respective soil.

	θ_{sat}	θ_f	θ_w	θ_M	Ψ_{sat}	a	b	$K_{\text{sat}} \times 10^{-5}$	c	f_{max}
Heavy loam	0.476	0.31	0.16	0.24	0.04	35	4	0.1	10	0.02
Medium loam	0.451	0.25	0.10	0.18	0.04	60	5.5	0.5	11.2	0.008
Light loam	0.435	0.21	0.09	0.15	0.04	65	4.5	0.9	10	0.008
Sandy loam	0.434	0.19	0.05	0.12	0.04	110	4	2.4	10	0.008
Sandy soil	0.36	0.12	0.035	0.08	0.2	160	1.5	9	8	0.01

4. 土壌パラメーター

第2章で示したモデル計算を行うにはいくつかのパラメーターを決定する必要がある。すなわち、土壌内における水の動きを左右する水分ポテンシャル、アルベド、および土壌面の熱収支を支配する蒸発効率である。

4.1 水分ポテンシャル

Fig. 2 に重壤土、中壤土、軽壤土、砂壤土、および毛烏素砂漠の砂の体積含水率 θ と水分ポテンシャル Ψ との関係を示す。 θ と Ψ の関係は次式で表すことができる (Kondo and Xu, 1997)。

$$\Psi = -4 \times 10^4 \cdot \exp(-a\theta) - \frac{10^2}{1 + (-10^2/X)}, \quad \theta < \theta_{\text{sat}} \quad (15)$$

$$\Psi = 0, \quad \theta \geq \theta_{\text{sat}} \quad (16)$$

$$X = \Psi_{\text{sat}} \left(\frac{\theta}{\theta_{\text{sat}}} \right)^{-b} \quad (17)$$

ここに、 a , b は土壌種類に特有な係数、 Ψ_{sat} は飽和時における水分ポテンシャルである。Table 1 に各土壌のパラメーターについて示す。Fig. 2 のそれぞれの線は、黄土 (重壤土、中壤土、軽壤土、砂壤土) に関しては Yang and Shao (2000) による実験結果を、砂に関しては Naruoka and Yamamoto (1992) の実験結果を引用し、上式により近似させた結果である。Table 1 の圃場容水量 θ_f と θ_w は pF の値がそれぞれ 2 ($\Psi = -1$ m), および 4.2 ($\Psi = -158$ m) のときの体積含水率である。

Fig. 2 を Table 2 で示した土性と比較しながら検討すると、粘土分の多い重壤土、中壤土、そして砂の含量が多い砂壤土と砂の間ではっきりとした違いを見出せ

Fig. 2. Relationship between the volumetric soil water content θ and soil water potential Ψ . Respective lines represent the heavy loam, medium loam, light loam, sandy loam and sand.

る。他方、中壤土と軽壤土の間にはそれほど明確な差はなく、とりわけ θ が 0.1 以下ではほとんど差が見られない。

4.2 アルベド

Fig. 3 に軽壤土、砂壤土、および毛烏素砂漠の砂に関する体積含水率 θ とアルベド ref の関係を示す。 θ は重量の変化から求めた結果である。アルベドは人工気象室内において、気温 20°C、湿度 50%、照度 8 万ルクスのもとで観測した。具体的には、直径 12 cm のガラス製シャーレに深さ 2 cm 程度になるように土壌を入れ、蒸留水を徐々に含ませ、飽和状態にする。その過程で、アルベドの観測 (小糸工業: IKS-37 小型セル日射センサーを使用) を土壌が風乾するまで続けた。測定値には、土壌周囲のアルベドの影響 (ステンレス製板) も含まれるため、土壌面のアルベド計算に関しては、View factor (形態係数) を考慮して周囲のアルベドの影響を除去した。この方法によるアルベド値の妥当性を調べるため、鳥取砂丘砂および毛烏素砂漠砂の過去の研究結果と比較した。砂丘砂に関しては鳥取砂丘での微気象観測、砂に関しては He et al. (1989) が行った現地観測の結果とほぼ一致した。

軽壤土と砂壤土に関しては、過去の研究結果にあるように、アルベドは飽和時から土壌の乾燥化に伴いある一定の値を示し、ある含水率から増加し始め、再び一定の値に落ち着いていく。ところが、毛烏素砂漠の砂のアルベドは飽和含水率付近にもう 1 つの折れ曲がり点があった。この傾向は、鳥取砂丘砂を用いた実験によっても認められ、これまでの研究例のように飽和体積含水率

Fig. 3. Relationship between the volumetric soil water content θ and albedo ref . Solid line represents the result for heavy loam by Kondo and Xu (1997). The symbols denote the observed values for light loam, sandy loam and sand.

までアルベドは一定とする仮定は成立しないと考えられる。しかし、このような傾向は土性の粗い砂に共通している。水を浸透させやすい砂では、表層含水率が飽和である時間帯はわずかであるため、これまでのように飽和体積含水率までアルベドを一定としてモデルの計算を行っても、計算への影響は少ないと考えた。

ところで、本研究では重壤土、中壤土に対する実験は行っていない。しかしながら、土壌水分特性曲線や土壌物理パラメーター (Table 1) から読みとれるように、中壤土と軽壤土の物理特性の違いはほとんどないため、中壤土のアルベドは軽壤土とほぼ等しいと考えた。重壤土に関しては、Kondo and Xu (1997) による黄土の重壤土の結果を引用した。本研究では、各土壌のアルベドは次式で定義した。

$$ref = \xi\theta + \chi, \quad \theta_{\min} \leq \theta \leq \theta_{\max} \quad (18)$$

$$\xi = \frac{ref_{\min} - ref_{\max}}{\theta_{\max} - \theta_{\min}} \quad (19)$$

$$\chi = ref_{\max} - \xi\theta_{\min} \quad (20)$$

$$ref = ref_{\max}, \quad \theta < \theta_{\min} \quad (21)$$

$$ref = ref_{\min}, \quad \theta > \theta_{\max} \quad (22)$$

ここに、 $\theta_{\min}$, $\theta_{\max}$ はそれぞれ含水率が小さい方、および大きい方のアルベドの変曲点含水率、 $ref_{\min}$, $ref_{\max}$ はアルベドの最低値、および最高値である。各土壌の $\theta_{\min}$, $\theta_{\max}$, $ref_{\min}$, $ref_{\max}$ を Table 3 に示す。

4.3 蒸発効率

(3) 式で表された蒸発効率 β は、水蒸気拡散距離 F (m) と水蒸気の分子拡散係数 D ($=2.54 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) を用いて次式で表される。

$$\beta = \frac{1}{1 + C_H U (F/D)} \quad (23)$$

すなわち、 β は F の関数であり、 F は表層土壌からの蒸発の抵抗値である。つまり、 F は土壌孔隙内で蒸発が生じている液体水表面から土壌表面までの水蒸気の拡散距離 (m) である (Kondo and Xu, 1997)。 F は (3), (23) 式を変形した次式により、室内実験で求めた。

$$F = \frac{\rho D [h q_{\text{sat}}(T_s) - q]}{E} - \frac{D}{C_H U} \quad (24)$$

$$h = \exp\left(\frac{g \Psi(\theta)}{R_w T_G}\right) \quad (25)$$

ここに、 g は重力加速度、 R_w は水蒸気の気体定数 ($=461.5 \text{ m}^2 \text{ K}^{-1} \text{ s}^{-2}$) である。具体的には、まず厚さ 2 cm 程度の各土壌を直径 12 cm のガラス製シャーレに入れ、蒸留水を徐々に含ませて、飽和状態にする。次に、扇風機で一定の風をあてながら飽和時の蒸発量を測定し、そのときの気温、比湿、および土壌面温度から $C_H U$ を決定した。本研究では、軽壤土、砂壤土、および砂に関して実験を行い、それぞれ 0.027, 0.02, 0.019 の値を得た。蒸発の観測は土壌が風乾するまで行い、気温、比湿、および土壌面温度の観測から F を決定した。風乾含水率付近の F は次のように決定した。まず、105℃ のオーブンで一昼夜乾燥させ、含水率をほぼ 0 の状態にする。実験室内の空気につれると凝結を始めるので、その凝結量から F を決定した。体積含水率 θ は重量の変化から求めた。

Fig. 4 に各土壌の体積含水率 θ と水蒸気拡散距離 F との関係を示す。マーカーで示したのは軽壤土、砂壤土、および砂の観測結果であり、線は次式によって近似したものである。

$$F = f_A \exp(-f_B \theta^3) + f_C \left[\cos\left(\frac{\pi}{2} \frac{\theta}{\theta_{\text{sat}}}\right) \right]^{f_D}, \quad 0 \leq \theta < \theta_{\text{sat}} \quad (26)$$

ここに、 f_A , f_B , f_C , f_D は土壌種類に特有なパラメーターである。上式は、Kondo and Xu (1997) によって定義されたものに、新たに f_D というパラメーターを加えたものである。実線は、Kondo and Xu (1997) による黄土の重壤土の結果である。

各土壌ともに、飽和体積含水率に近いところで F は 0 に近くなり、蒸発に対する抵抗が小さいのがわかる。土壌水分が減少するに伴い、 F はしばらく一定の値を示すが、ある含水率から徐々に F は増加し、その後ある一定

Fig. 4. Relationship between the volumetric soil water content θ and diffusion distance of water vapor F . Solid line represents the result for heavy loam by Kondo and Xu (1997). The symbols denote the observed values for light loam, sandy loam and sand. The curves denote the values fitted by Eq. (26).

Table 3. Parameters for albedo.

	$\theta_{\min}$	$\theta_{\max}$	$ref_{\min}$	$ref_{\max}$
Heavy loam	0.05	0.2	0.09	0.27
Light loam	0.11	0.25	0.16	0.27
Sandy loam	0.07	0.21	0.17	0.27
Sand	0.03	0.1	0.16	0.22

値に収束する。

Fig. 5 は θ と蒸発効率 β ($C_H U$ の値が 0.02 の場合) との関係を示したものである。Fig. 4 と同様に各土壌ともにある含水率までは β が 1 に近い、高い蒸発が続くが、それ以下では蒸発は徐々に減少する。とりわけ、砂質土壌では蒸発の低下の度合いが大きいのが理解できる。

Fig. 4 や Fig. 5 を見ると、各土壌の蒸発が低下し始める (抵抗が大きくなる) 体積含水率は圃場容水量 θ_f よりも小さく、しおれ点 θ_w よりも大きいようである。そこで、圃場容水量としおれ点の間を θ_M と定義して、 θ を θ_M で規格化し、 β との関係を示したのが Fig. 6 である。 θ/θ_M が 1 のところに蒸発の変曲点があり、そこを境にして β の値は変化している。すなわち、土壌の種類によって変化する蒸発の変曲点は、 θ_M を用いることで 1 つにまとめられる。これらの結果を考慮し、本研究では土壌の種類によって変化する F の値を次の式によってパラメーター化した。

$$F = 0.00032 \left[\cos \left\{ \frac{\pi}{2} \left(\frac{0.833\theta}{\theta_{\text{sat}}} \right) \right\} \right]^{1.5}, \quad \theta/\theta_M \geq 1 \quad (27)$$

$$F = f_{\text{max}} \times \exp \left[-9000 \left(\frac{0.1 \cdot \theta}{\theta_M} \right)^3 \right], \quad \theta/\theta_M < 1 \quad (28)$$

$$\theta_M = \frac{\theta_f + \theta_w}{2} \quad (29)$$

Fig. 5. Evaporation efficiency β versus volumetric soil water content θ . Solid line represents the result for heavy loam by Kondo and Xu (1997). The symbols denote the observed values for light loam, sandy loam and sand. The curves denote the values fitted by Eq. (23).

ここに、 f_{max} は F の収束値 (最大値) である。Table 1 に各土壌の θ_M および f_{max} の値を示す。

上の式より、土壌の種類が異なっても、飽和体積含水率、圃場容水量、しおれ点、および f_{max} がわかれば、 F の値を推定することができる。Fig. 7 に θ/θ_M および θ に対する F の観測値と推定値の比較を示す。Fig. 7 に見られるように、上式による推定値は観測値をほぼ再現している。なお、本研究では中壤土に対する蒸発実験は行っておらず、Fig. 7 の結果は f_{max} を軽壤土と同じ値

Fig. 6. Evaporation efficiency β as a function of the non-dimensional volumetric soil water content θ/θ_M for respective soil.

Fig. 7. Comparison of the observed and estimated values of the diffusion distance of water vapor F . The first panel represents the relationship between the F and θ/θ_M , and the second panel the relationship between the F and θ .

(0.008) で計算したものである。これは、土壌水分特性曲線や土壌物理パラメーター (Table 1) から読みとれるように、中壤土と軽壤土の物理特性の違いは、 θ が 0.1 より小さくなるとほとんどないため、 θ が小さい範囲では中壤土の蒸発特性は軽壤土とほぼ等しいと考えたためである。また、たとえ $f_{\max}$ を 0.008 から 0.02 にした場合でも、年蒸発量の差は 10 mm (日蒸発量で 0.8 W m^{-2}) であり、敏感度は小さい。

本研究では、経験的に圃場容水量としおれ点の間を θ_M と定義して、 F のパラメーター化を行った。 θ_M は、土壌孔隙内で蒸発が生じている液体水表面から土壌表面まで水蒸気が効率よく運ばれるための、 θ の臨界点であると考えられる。しかしながら、 θ_M が土壌粒子の粒径組成や物性の面から考えて何を意味する量なのかは今のところ判断できない。今後は、 θ_M の物理的な意味を、黄土以外の土壌も用いて検討する必要がある。

5. 土壌 3 層モデルによる熱収支と土壌水分計算の検証

5.1 鳥取砂丘砂による検証

Kimura *et al.* (2004) は、鳥取砂丘砂および黄土高原現地 (陝西省神木県六道溝流域) における数日間の観測から、熱収支や土壌水分の計算の検証を行い、蒸発量の計算誤差は 0.2 mm day^{-1} 程度であること、土壌温度や土壌水分の観測値をほぼ再現したことを示した。しかしながら、季節を通した計算の検証は行っていない。現在のところ、黄土高原現地における長期観測データが得られていないので、ここでは主に鳥取砂丘砂での観測結果により検証を行い、モデルの妥当性を検討する。

計算にインプットする気象データは鳥取地方気象台で測定されたものをを用いた。データは日平均値であるため、日変化の計算をさせるために Kimura *et al.* (1999) が行ったものと同様の方法を用いた。すなわち、気温は 2 波の余弦関数、日射は 4 波の余弦関数で表し、風速と水蒸気圧は 1 日一定であるとした。鳥取砂丘砂の土壌パラメーターに関しては、Kondo and Xu (1997) から引用した。なお、(27)~(29) 式は鳥取砂丘砂には適用できないことがわかった。理由として、鳥取砂丘砂のように極端に粒径が粗い粒子では (飽和透水係数は $48 \times 10^{-5} \text{ m}$)、毛管遮断による蒸発の抑制が θ_M よりも早い段階で起こることが考えられる。

Fig. 8 に 2002 年における降水量の観測値、各層の体積含水率の観測値と計算値 (観測を行った午後 6 時の計算値)、および顕熱フラックス、潜熱フラックスの計算値を示す。本研究では各フラックスを観測していないので、モデル計算の検証は土壌水分の観測値と比較するこ

とで代替した。土壌含水率は 1, 4, 10, 18, 26, 34, 42, 50, 58, 66 cm の深さで採土したものを炉乾法で測定した。第 1 層の観測値は 1 cm、第 2 層は 4, 10, 18 cm の平均値、第 3 層は 26, 34, 42, 50, 58, 66 cm の平均値である。

Fig. 8 の結果を見ると、顕熱フラックスは気温と同様に夏季にピークを迎えるが、潜熱フラックスは明確な季節変化をとらず、降雨日とほぼ対応している。これは、砂丘砂では毛管遮断による乾砂層の形成が蒸発を抑制するため、降雨数日後には日蒸発量は急激に減少するためである。Fig. 9 は土壌水分の観測をした期間の体積含水率の観測値と計算値とを大きく示したものである。若干の差が認められるものの、各層の土壌水分の計算値は観測値をほぼ再現しており、モデル計算の妥当性が伺える。

Yano and Cho (1973) は、鳥取砂丘砂におけるライシメーター実験で、1972 年の砂丘砂からの年間蒸発量を観測している。そこで、本研究では 1972 年における鳥取地方気象台のルーチンデータをを用いたモデルによる蒸発量の計算値と観測値とを比較した。ライシメーター観測をした鳥取大学砂丘利用研究施設での年降水量と年蒸発量はそれぞれ 2,298 mm, 266 mm、鳥取地方気象台の年降水量とモデルによる年蒸発量の計算値はそれぞれ 2,339 mm, 290 mm である。年降水量自体に 41 mm の差があることを考慮すれば、蒸発量の計算値は観測値をほぼ再現していると考えられる。

5.2 黄土による検証

Yang and Shao (2000) は、黄土高原の各土壌において蒸発のカラム実験を行い、重壤土からの蒸発量を 100% とすると、中壤土からの蒸発量は 69%、砂からの蒸発量は 44% であることを示している。そこで、本研究では、前述の鳥取地方気象台の気象データ (2002 年) および前節で決定した土壌パラメーターを使って、これら土壌の年蒸発量の計算を行った。計算の結果、重壤土、中壤土、砂のそれぞれの年蒸発量は 719, 500, 361 mm であり (参考に、鳥取砂丘砂は 261 mm)、重壤土を 100% とすると、中壤土は 70%、砂は 50% となった。ここで示した議論は、定量的観点からは不十分である。しかし、土性による蒸発特性の定性的な違いは本モデルで表現できたと考えられる。

6. 黄土高原の土壌水分の季節変化

ここでは、実際の黄土高原数地点の気象データを用いて、黄土高原の土壌水分の季節変化について若干の考察を試みる。

はじめにでも述べたように、陝西省の西安 (Xian) か

Fig. 8. Seasonal variations of the observed and calculated values at Tottori sand field in 2002. The top panel represents the observed rainfall, the second panel the observed and calculated soil water content in respective layers at 1800 JST and the third panel the calculated daily mean sensible heat flux and latent heat flux.

Fig. 9. Seasonal variations of the observed and calculated soil water content in respective layers from days 100–160 at Tottori sand field in 2002.

ら榆林 (Yuling) まで北に縦走すると、植生の景観が徐々に変わってくる。そこで、平野部での農耕が豊かな西安 (Xian), 自然林の存在する銅川 (Tongchuan), 自然林の限界である延安 (Yanan), そして裸地や草地、灌木の目立つ榆林 (Yuling), 砂丘のオトグチー (Ertuoqeqi, 内蒙古自治区) を対象に計算を行う (地名については Fig. 1 を参照)。Fig. 1 の土壌分布を見る

と、西安 (Xian) の土壌は重壤土、銅川 (Tongchuan) は中壤土、延安 (Yanan) は軽壤土、榆林 (Yuling) は砂壤土、オトグチー (Ertuoqeqi) は砂に属する。

Fig. 10 に黄土高原全域の年降水量分布について示す (1950 年から 2000 年までの平均値)。年降水量は北西方向に向かって減少している。現状の植生の景観と年降水量を照らし合わせると、森林の限界線は年降水量が

Fig. 10. Distribution of annual rainfall on the Loess Plateau. The symbols denote the meteorological station.

500～550 mm の場所に存在することが理解できる。

Fig. 11 に西安 (Xian), 銅川 (Tongchuan), 延安 (Yanan), 榆林 (Yuling), オトグチー (Ertuoqeqi) の各層における土壌水分の計算結果 (1999 年の気象データを使用) を示す。第 1 層の土壌水分は降雨に敏感に対応しており, 西安 (Xian) や銅川 (Tongchuan) では降雨の浸透性が低いために, 飽和含水率に近い値が生じる日もあった。第 2 層と第 3 層の土壌水分に注目すると, 乾季が続いても大きくは含水率が低下しない状況, いわゆる「黄土の水持ちの良さ」が理解できる。つまり, 前年に降った雨を土壤中に保持させて, 翌年の耕作につなげるという農法は黄土を有効に利用した農民の知恵であることが伺える。一方, 砂漠に位置するオトグチー (Ertuoqeqi) では, 土壌水分は非常に貧弱であり, しおれ点を下回る日が多い。

Kimura and Kondo (1999) は, ささまざまな土壌を用いたシバのポット試験, および砂丘砂ソルガム圃場の微気象観測より, 根圏の土壌水分をしおれ点で除した θ/θ_w や Tanner and Ritchie (1974) による θ_e をストレス指標とし, 葉面輸送係数との関係を検討した。その結果, 土壌が変わっても, その関係は 1 本の線でまとめられ, θ/θ_w や θ_e がある値以下になると葉面輸送係数は減少し始めることを示した。本研究ではこの θ_e を用いて, 各地点の植物に対する土壌水分の潜在性を検討することを試みた。 θ_e は次式で表される。

$$\theta_e = \frac{\theta - \theta_w}{\theta_f - \theta_w} \quad (30)$$

Kimura and Kondo (1999) や Black (1979) の結果によると, 作物の場合, θ_e が 0.2～0.4 の間, マツの木で

Fig. 11. The calculated results of soil water content in respective layers for Xian, Tongchuan, Yanan, Yuling and Ertuoqeqi in 1999.

は 0.4 以下になると蒸発散量が低下し始めることを示している。Fig. 12 に各地点の θ_e の季節変化を示す。ただし, θ は第 2 層と第 3 層の平均値である。この図は, 裸地の土壌水分変化に関するものなので, 植物の根の吸い上げによる変化は考慮されていないことに注意する必要がある。

まず, オトグチー (Ertuoqeqi) の結果を見ると, θ_e の大部分は 0 付近で推移しており, 植物の生長には適さないことがわかる。森林のある銅川 (Tongchuan) に注目すると, 雨季 (6～9 月) の θ_e は 1 近辺にあり, 延安 (Yanan) が自然林の限界であることも考慮すれば, 森林は雨季の θ_e が 1 近辺の場所に存在する可能性がある。西安 (Xian) の土壌は粘土分が多いため, 蒸発量が多い。そのため, 1～5 月の乾季には土壌水分は減少する。雨季には土壌水分は増加するが, やはり, 蒸発による低下の割合が大きい。延安 (Yanan) の土壌は西安 (Xian) の土壌に比べると, 砂やシルトの含量が多く, 蒸発が抑

Fig. 12. Seasonal changes of the fractional extractable water θ_e for Xian, Tongchuan, Yanan, Yuling and Ertuoqeqi in 1999 and for Tottori in 2002.

制されている。雨季は、西安(Xian)よりも降水量は少ないが、蒸発の抑制により、土壤水分は比較的高く維持されている。榆林(Yuling)の土壤は砂の含量が多いため、蒸発が抑制され、乾季の土壤水分は比較的高く維持されている。しかし、雨季の降水量が少ないため、耕作期間の土壤水分は十分ではない。この地域の農作物は非常に貧弱であり、植生は草地や灌木がほとんどを占めている。

雨季の θ_e の平均値は、西安(Xian)で 0.82, 銅川(Tongchuan)で 1.06, 延安(Yanan)で 0.91, 榆林(Yuling)で 0.54, オトグチー(Ertuoqeqi)で 0.004 となった。これら 5 地点の結果だけから判断すると、現状の植生の状況と θ_e の関係は以下のように要約される。

$\theta_e \geq 1.0$	自然林が成立
$0.5 \leq \theta_e < 1.0$	灌木、草地
$0 < \theta_e < 0.5$	草地
$\theta_e \leq 0$	砂漠

Fig. 12 の下段は鳥取砂丘砂における θ_e の計算結果である(2002 年の気象データを使用)。6~9 月の θ_e の平均値は 0.95 であった。このように、降雨量の多い日本や中国の他地域の θ_e と黄土高原の θ_e を比較することも、植物分布力の潜在性を考える上で役立つかもしれない。例えば、鳥取砂丘には砂防林(耐旱性のあるニセアカシアが優占種)が根付くことから、この結果は θ_e が 1.0 近辺で森林が成立するという仮定の根拠になるかもしれない。

過去に、乾燥度を表す指標としてさまざまなものが提案されてきた。代表的なものとして、降水量や放射乾燥度、ポテンシャル蒸発量を用いたものがある。これらの指標は水収支の概念に基づいているが、何らかの単純化によって、乾燥度の分類に対して限界を与えていたよう

に思われる。例えば、同じ年降水量でも雨が均等的に降るか集中的に降るかで年蒸発量は異なり、その結果、土壤中の水分の量は異なってくる。したがって、乾燥度の合いを調べるには水収支(降水量-蒸発量)または土壤水分そのものを季節的にモニタリングした方がはるかに現実的である。これまで、このような研究が行われなかったのは乾燥地特有の気象データ観測点の不足やモデル開発の遅れなどが主な理由として考えられる。黄土高原は気象観測所が近年多数整備されており、加えて、政府による緑化の推進が積極的に進められているということ を考慮すると、砂漠化のモニタリング手法を確立していくためには適した場所といえる。今後は Fig. 10 に示した黄土高原全地点の θ_e の計算値を用いて、さらに細かな θ_e と植物分布との関係、および黄土高原の植物分布力の潜在性を探っていく予定である。また、本研究で求めた土壤物理パラメーターを用いて、黄土高原全域の熱収支を計算し、顕熱フラックスや潜熱フラックスの分布を把握したい。

7. おわりに

本研究では、黄土高原における土壤水分と熱収支特性を理解するという目的で、土壤 3 層モデル内のパラメーターの決定とモデルの検証、およびモデルによって黄土高原数地点の土壤水分の計算を行った。以下に結果を要約する。

(1) 黄土高原の各土壤の水分ポテンシャル、アルベドおよび蒸発効率のパラメーター化を行った。土壤水分特性曲線より、粘土分の多い重壤土、中壤土、そして砂の含量が多い砂壤土と砂の間ではっきりとした違いが見出された。砂のような粗い土質のアルベドは飽和含水率付近にもう 1 つの折れ曲がり点があり、過去の研究結果に

見られるように、飽和体積含水率までアルベドは一定とする議論は成立しないと考えられた。しかし、水を浸透させやすい砂では、表層含水率が飽和である時間帯はわずかであるため、これまでのように飽和体積含水率までアルベドを一定としてモデル計算を行っても、計算への影響は少ないと考えられた。蒸発を左右する水蒸気拡散距離 F に関しては、黄土の種類が異なっても、飽和体積含水率、圃場容水量、しおれ点、および F の最大値がわかれば、 F の値を推定することができることを示した。

(2) モデル計算の検証を観測値と比較することで行った。各層の土壌水分や蒸発量の計算結果は、炉乾法による土壌水分やライシメーターによる蒸発量の観測値をよく再現していた。また、Yang and Shao (2000) による黄土高原各土壌の蒸発のカラム実験と比較したところ、モデルは土性による蒸発特性の定性的な違いを表現することが示された。

(3) 黄土高原数地点の気象データを使って、土壌水分の季節変化の計算を行った。降水量や土性の違いにより、土壌水分の季節変化は異なるが、全般的に黄土高原の土壌は水分の保持能力に優れていることが理解できた。

(4) θ_e を用いて、各地点の植物に対する土壌水分の潜在性を検討した。現状の植生の状況と θ_e の関係を比較することで、自然林、灌木、草地、砂漠の分類を行った。

謝 辞

本論文を作成するにあたり、鳥取大学乾燥地研究センターの矢野友久教授、山中典和助教授、千葉大学園芸学部的小林達明助教授には貴重なご助言を頂いた。記して謝意を表します。

References

- Black, T. A., 1979: Evapotranspiration from douglas fir stands exposed to soil water deficits. *Water Resour. Res.*, **15**, 164–170.
- He, W., Matsuda, A., Kamichika, M. and Kobayasi, T., 1989: An elemental measurement of solar radiation balance in the Mu Us Shamo desert. Analysis of mechanism and movement of desertification in the arid land areas in China. Analysis of mechanism and movement of desertification in the arid land areas in China—Basic studies on desert greening and agricultural development in the Mu-Us Shamo desert of the Inner Mongolian autonomous region—. 227–233 (in Chinese).
- Kimura, R. and Kondo, J., 1999: Studies on the relationships among the leaf transfer coefficient for water vapor, soil water content and spectral reflectance. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **77**, 873–886.
- Kimura, R., Kondo, J., Otsuki, K. and Kamichika, M., 1999: A prediction model for evapotranspiration from vegetated surface—Model and experimental verification. *J. Jpn. Soc. Hydrol. Water Resour.*, **12**, 17–27 (in Japanese with English summary).
- Kimura, R., Kamichika, M., Takayama, N., Matsuoka, N. and Zhang, X., 2004: Heat balance and soil moisture in the Loess Plateau, China. *J. Agric. Meteorol.* (submitted).
- Kondo, J. and Xu, J., 1997: Seasonal variations in the heat and water balances for nonvegetated surfaces. *J. Appl. Meteorol.*, **36**, 1676–1695.
- Naruoka, M. and Yamamoto, T., 1992: Soil moisture distribution of drip irrigation method in pilot farm of the Mu Us Shamo desert. Studies on control of desertification and development of agriculture at arid land areas in China. Studies on control of desertification and development of agriculture at arid land areas in China—Construction of pilot farm at the Mu-Us Shamo desert in the Inner Mongolia autonomous region—. 129–133.
- Shinoda, M., 2002: *Desert and climate*. Seizando, Tokyo, 169 pp. (篠田雅人, 2002: 砂漠と気候. 成山堂書店, 東京, 169 pp.).
- Tamura, S., 1990: Basic studies on greening in Loess Plateau in China. Report of Monbusho Grant-in-Aid for Scientific Research (01102023).
- Tanner, C. B. and Ritchie, J. T., 1974: Evapotranspiration: Empiricisms and modeling. Paper presented at Annual Meeting. Am. Soc. Agron., Chicago.
- Yang, W. and Shao, M., 2000: *Study on the soil water in Loess Plateau*. Science Publisher Press, Beijing, 305 pp. (in Chinese).
- Yano, T. and Cho, T., 1973: Evaporation in a sand dune area—Monthly evapotranspiration from grass and evaporation from bare sand—. *Sand Dune Res.*, **20**, 60–66 (in Japanese with English summary).