水文・水資源学会誌
J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour.
Vol. 6, No. 3 (1993) PP. 230-237

乾燥域における地表面熱収支の研究指針 (2)計算結果

近藤純正*

A guide to study on the surface heat balance of arid regions(2): Simulation results

Junsei Kondo*

With application of the three soil-layer model, long-time simulations of evaporation from the bare soil surface are carried out.

- (1) In arid regions, rainfall may have considerable influence on the surface heat budget for a fairly long time.
- (2) After a lapse of long time the soil water content attains an equilibrium state that reflects atmospheric humidity condition. In this state, periodic daily variation continues: evaporation in daytime and condensation in nighttime.
- (3) In deficient condition in soil water content, evaporation from the first top soil layer is equivalent to that from the second soil layer. This means that the traditional parameterization scheme of evaporation has a serious defect.

Key words: Desert, Evaporation, Heat balance

土壌の3層モデルによって長時間の計算を行ない、次の結果を得た。

(1)砂漠のような乾燥域では、降雨は非常に長い期間にわたって地表面熱収支に影響を及ぼす。(2)十分に時間が経過すると、土壌水分は大気比湿を反映した条件で平衡状態となる。この状態では、日中は蒸発、夜間は凝結となる周期変化を行なう。(3)一般に湿潤地域も含めて、土壌水分が少ない条件では、土壌の第1層と第2層で気化した水蒸気フラックスは同等の大きさになる。そのため、従来の表層第1層の温度と土壌水分条件を用いる蒸発のパラメータ化は正確でなくなる。

キーワード：砂漠、蒸発、熱収支

I. はしがき

砂漠のような乾燥域では蒸発量は小さく、たいいていの場合無視されている。しかし、それは気候変動では無視できない大きさであるが、従来の方法では評価することができないため、その振舞いについてはほとんど分かっていない。前報(近藤, 1993a)では、このような場合の蒸発量の推定に利用でき、またその長期変動が簡単に計算できる土壌3層モデルを提案した。本報告では、そのモデルを用いて、乾燥域の蒸発量の振舞いについて調べる。

II. モデルと設定条件

前報を参照し、原理のみ説明する。蒸発量は一般に次式で表わされる。

$$E = \rho C_{Hu} (q_s - q) \quad (1)$$

ここに ρ は空気密度、 C_{Hu} は地表面と大気間の交換速度、 q_s は地表面(土壌間隙内の空気中の)比湿、 q は大気比湿である。ところで、 q_s は一般には観測できないため、蒸発量のパラメータ化の方式として、現在、 α 法、 β 法、 $h\beta^*$ 法がある(いずれの方式でも同じ結果を得る)。ちなみに $h\beta^*$ 法の表示は次式で表わされる。

$$E = \rho C_{Hu} \beta^* [q_s^* - q] \quad (2)$$

$$q_1^* = h q_{SAT}(T_{G1}) \quad (3)$$

$$h = \exp(\Psi g / RT_{G1}) \quad (4)$$

h は土壌の小空隙内の相対湿度, $q_{SAT}(T_{G1})$ は土壌表層の第1層(厚さ0.02m)の地温 T_{G1} に対する飽和比湿, q_1^* は小空隙内の比湿, 土壌の毛管ポテンシャル Ψ 及びパラメータ β^* は体積含水率 θ の関数, R は水蒸気の気体定数である. これらの方式では, 風速 u , 比湿 q , 土壌の第1層の T_{G1} と θ_1 のデータがあれば蒸発量は計算できる.

しかし土壌が非常に乾燥してくると, 土壌の厚さ0.1m程度の各所で水の気化が起こるようになり, 土壌の第1層の条件だけで表現するこれらの方式は適用できなくなる. 前報では, このような場合に適用できる土壌3層モデルが提案された. 蒸発量 E が前報の式(11)で表わされるとき, $q_s (= q_1)$ は式(28)で, 土壌の小空隙内の比湿 q_j^* ($j = 1, 2, 3$)は式(21)(22)で計算される.

1時間~1か月の比較的短期間の変動を対象とする場合は, 土壌の深さ0.14mまでを考えれば十分で, 0~0.02mを第1層, 0.02~0.06mを第2層, 0.06~0.14mを第3層とする. このモデルでは, 各層の地中温度 T_c は既知として与える. 土壌中の体積含水率 θ の初期値が分かっているれば, 潜熱輸送量 ιE と θ の時間変化が計算できる.

数値計算のための設定条件は砂漠の夏とし, 各層の地中温度 T_c は前報の図-3と同じものを仮定する(日平均値 $T_{GM} = 33^\circ\text{C}$). 代表的な「ローム」と「砂」を対象とし, それらのパラメータは前報で示した. なお, 添え字 $j = 1, 2, 3$ はそれぞれ土壌の第1, 2, 3層を指し, 添え字「 M 」は日平均値を意味する.

III. 乾燥域の蒸発の特徴

1. 大気条件と平衡したときの関係

以下, とくに断わらなければ, ロームについての結果である. 図-1は, 十分に時間が経過して, 同じ日変化を繰り返すようになったときの潜熱輸送量(上図)と土壌の体積含水率 θ (下図)の日変化である. 丸印は潜熱輸送量 $\iota E (= \iota E_1 + \iota E_2 + \iota E_3)$ である. 日中はプラスであり地表面から大気へ輸送されるが, 夜間はマイナスで大気から地表面へ輸送される. ιE の日中の最大値は約 15Wm^{-2} (蒸発速度で 0.52mmd^{-1})である. 潜熱輸送量に対する第1層の寄与 ιE_1 (実線)が最も大きく, 第2層の寄与 ιE_2 (点線)は位相は遅れているがかなり大きい. 第3層の寄与 ιE_3 (破線)は小さいが, 第1層とは位相が逆転してい

図-1 夏の条件において平衡状態になったときのロームの潜熱輸送量 ιE (上段)と体積含水率 θ (下段)の日変化. ιE : 地表面の潜熱輸送量, ιE_1 : 土壌第1層からの寄与, ιE_2 : 第2層からの寄与, ιE_3 : 第3層からの寄与, θ_1 : 深さ0.01mの含水率, θ_2 : 深さ0.04mの含水率, θ_3 : 深さ0.1mの含水率.

る. これは, 夜間の第3層の地温が第1, 2層の地温より高温となるため(前報の図-3), 第3層では夜間に蒸発が起こることを意味している. 夜間の第1, 2層では大気からの水蒸気と第3層から運ばれる水蒸気が凝結する.

図-1は平衡状態における日変化であり, 日平均潜熱輸送量 $\iota E_M = 0$ である. しかしに, 含水率は表面に近いほど小さくなっている. 日平均では地表面に近いほど乾燥しているので, それだけから単純に考えると地中から地表面へ上向きに水分が輸送されていることになり, 有意な日平均蒸発量があることになるが実際にはそうはならない. これは一見, 意外な結果である. この問題を考察しよう.

この計算の条件として与えた大気の比湿は一定で $q_M = 0.00927$ (平均相対湿度=50%)である. もし地温が時間的に不変とすれば, 蒸発量がゼロとなるのは小空隙内の比湿 q^* が大気の比湿 q_M に等しい状態である. このときの土壌の体積含水率 θ_M を求めよ

図一 2 土壌の小空隙内の相対湿度 h と体積含水率 θ との関係 (式(4)), 左側は砂, 右側はローム。

う。地中温度の平均値は $T_{GM}=33^{\circ}\text{C}$ として与えているので小空隙内の相対湿度は次のようになる。

$$h_M = \frac{q^*}{q_{SAT}(T_{GM})} = \frac{0.00927}{0.0315} = 0.294 \quad (5)$$

一方、 h - θ 関係 (図一 2) から計算すると、 $h_M=0.294$ となるのはロームで $\theta_M=0.0351$ のところである。表一 1 は地温に日変化がない場合のまとめである。

こんどは、地温が日変化する場合の平衡状態の計算結果をみてみよう。 T_c の形は日中と夜間が非対象で、地表面に近いほど T_c の振幅が大きく、また q_{SAT} が温度に対して指数関数的に大きくなること、さらに h の低下が θ と直線関係でないことによって (図一 2)、日平均含水率 θ_M は表面ほど小さな値になる。第 1 層では $\theta_{M1}=0.0325$ で、第 3 層の $\theta_{M3}=0.0348$ の 93% である。日平均蒸発量がゼロの平衡状態でも日平均含水率 θ_M が鉛直方向に異なるのである。図一 1 の下段をみると、含水率の鉛直勾配は 9 時 (=33 時) 頃最小になるが、日没の頃に最大となる。日没の頃は地温はほぼ等温であるが水蒸気は第 3 層から第 1、2 層へ小空隙内の相対湿度 $h(\theta)$ の著しい差によって輸送されている。

上記の結果から言えることは、長期間にわたって同じ日変化の気象が続くような場合、土壌含水率は大気比湿をほぼ反映したものとなる。すなわち第 3 層の含水率 θ_3 は日変化が小さく大気平均比湿を反映し、日平均含水率 θ_M の鉛直勾配は地表面温度の日変化の振幅を反映したものになる。仮に地表面温度の振幅が小さければ、 θ_M は鉛直方向にほぼ等しく

表 1 地温の日変化がないとしたときの平衡状態の体積含水率 θ_M 、 T_{GM} : 地温、 $q_{SAT}(T_{GM})$: 地温 T_{GM} に対する飽和比湿、 h_M : 小空隙内の相対湿度、ただし大気比湿が $q_M=0.00927$ のとき。

T_{GM} °C	$q_{SAT}(T_{GM})$	h_M	θ_M (ローム)	θ_M (砂)
14	0.00988	0.983	0.1073	0.0092
33	0.0315	0.294	0.0351	0.00123
50	0.0794	0.117	0.0273	0.00087

なる。

もし、大気比湿 $q_M=0.00927$ は同じ条件とし、日平均地温が低く $T_{GM}=14^{\circ}\text{C}$ の場合について同様の計算をしてみると、日変化がないとき、 $\theta_M=0.1073$ で大気と釣り合い状態となる (表一 1)。すなわち $T_{GM}=33^{\circ}\text{C}$ のときより高い含水率で大気と釣り合う。しかし、日変化を伴う場合は、日中の蒸発がしやすくなり、 $L E$ の変化幅が図一 1 に示したもののより大きくなる。図表は省略するが、低温時の注目点として、第 1 層の $\theta_{M1}=0.0503$ 、第 2 層の $\theta_{M2}=0.0591$ 、第 3 層の $\theta_{M3}=0.0720$ は、日変化のないときの $\theta_M=0.1073$ (表一 1) に比べて著しく小さいことである。このような特徴は h_M が 1 に近く、かつ地温の日変化が大きいつきほど顕著になる。 $T_{GM}=50^{\circ}\text{C}$ の場合も計算した。気温が高い気候ほど $L E$ の日変化の幅が小さくなる。そして、低い含水率 θ_M で釣り合う。

同様に砂について計算してみると、日平均蒸発量がゼロとなる釣り合い状態における含水率はロームの場合より約 1 桁小さな値となる。特に注意すべきは、 T_{GM} が 33°C と 50°C の高温条件では、差は小さいが第 1、2 層の平均含水率が第 3 層の平均含水率より大きく、ロームの場合とは逆の傾向となることである。

以上のように、土壌パラメータは重要で、気象条件との組み合わせによって、日平均含水率 θ_M の値とその鉛直分布が変わる。

2. 大気比湿の階段的变化に対するレスポンス

図一 3 は、全層で $\theta=0.027$ の初期条件から計算したときの潜熱輸送量 $L E$ (上段) と含水率 θ (下段) の 10 日間の変化である。これは大気比湿 q_M が長期にわたって小さかったものが時刻 $t=0$ を境にして段階的に増加し $q_M=0.00927$ になった場合に相当する。

図示されていない逆の変化をする場合も含めると

図一3 潜熱輸送量 lE (上段)と土壌の体積含水率 θ (下段)の10日間の変化。ただし初期条件の体積含水率が $\theta=0.027$ で夏の条件。

次のように要約される。(1)第1層(表層0.02m)は4日後から大気条件にほぼ釣合った変動をする。(2)第2層(0.02~0.06m)はおおよそ15日後から、第3層(0.06~0.14m)はおおよそ1か月後から大気条件と釣合う。(3)潜熱輸送量 lE は20日後におおよそ釣合った状態となる。

3. 大気比湿と蒸発

大気の比湿が一定で低いときは日中の蒸発量は多くなるように思われがちであるが、乾燥域ではそうではない。土壌水分の平均値は大気の前平均比湿に応じて小さな値で釣合い、その周りで変化する。そのため大気が平均的に乾いていると夜間に凝結が少なくなり、そのぶん翌日の日中の蒸発量が少なく、 lE の日変化幅が小さくなるのである。その例が図一4に示されている。図の上段は、図一1上段に示す丸印と同じもので、大気の日平均相対湿度 $rh=0.5$ の場合、下段は $rh=0.3$ の乾燥した場合である。 $rh=0.5$ では $\theta_{M3}=0.0348$ であるのに対し、 $rh=0.3$ ではそれより小さい $\theta_{M3}=0.0306$ の条件で平衡になり、このまわりで日変化し、 lE の振幅は小さくなる。

これとはまた別に、たとえば局地循環によってオ

図一4 夏の条件で平衡になったときのロームの潜熱輸送量 lE の日変化。ただし下段は大気の日平均相対湿度 $rh=0.3$ のとき、上段は図一1丸印($rh=0.5$ のとき)と同じもの。

アシスなどから日中湿潤な空気がきて比湿が日変化する場合は(図は省略)、日中の lE が小さくなり lE の日変化幅は小さくなる。逆に、夜間に湿潤な空気がくるような日変化の場合は、夜間凝結した水分が翌日の日中の蒸発を多くし、 lE の日変化の振幅を大きくする。

4. 地温の推定値への敏感度

地温の推定に 5°C の誤差があるとして計算してみると、 lE の振幅の変化はわずか $1\sim 2\text{ Wm}^{-2}$ 程度である。その例が図一5に示されている。破線はこれまでに用いられた夏の条件に対するものであるが、実線は地温の日平均値のみ $T_{GM}=38^{\circ}\text{C}$ で 5°C 高いとした場合である(風が弱いときや、地温の観測値に誤差がある場合に相当)。土壌が少し湿っている状態(第1日目)では、破線と実線の違いは少しあるが、乾燥してくると(4日目以後)両者の違いはほとんど無視してよいほど小さくなる。ことが分かる。

このように、 lE が地温に敏感でないのは次のことから説明できる。つまり、地温の高い日には蒸発が大きくなろうとするが、そのぶん日中の土壌水分は減少し小空隙内の相対湿度 h が極端に低下し(図一2)、その比湿 q^* が小さくなる。この逆フィードバック作用で蒸発は抑制される。このことから、地温の推定に $\pm 5^{\circ}\text{C}$ 程度の誤差があっても lE の計算誤差はほとんど無視できる。[注意:表層土壌が植物

図一五 夏の条件でロームの初期体積含水率が $\theta = 0.05$ から計算を始めたときの潜熱輸送量 $\bar{\epsilon}E$ の5日間の変化。ただし、実線は地温の日平均値のみ 5°C 高い($T_{GM}=38^\circ\text{C}$)とした場合の結果。

の生存限界「しおれ係数」以上にある湿潤条件では小空隙内の h の低下はなく、蒸発量は地温に敏感である。湿潤条件では、熱収支式を直接解く方法で T_c と $\bar{\epsilon}E$ を同時に計算する方法(近藤, 1992)が利用できる。]

5. 降雨後の状況

雨の場合は計算方法を変え、土壌層を 0.01m の等メッシュに切り、初期含水率を $\theta = 0.01$ (厚さ 0.14m の表層土壌内の水の厚さ $=1.4\text{mm}$ 相当)とし、降雨開始24時間後の土壌含水率の鉛直分布を計算した。いろいろな降水量の場合について、各種土壌における降雨開始から24時間後の含水率のデータが別報(近藤, 1993b)に示されている。それを降雨後の初期条件として、また地温 T_c はこれまでのデータ(前報図一3)と同じものを与えたときの潜熱輸送量 $\bar{\epsilon}E$ と土壌含水率 θ の時間変化を計算した。

図一六は降水量 12.96mm の雨が降った後の日平均潜熱輸送量 $\bar{\epsilon}E$ (上図)と日平均含水率 θ (下図)の30日間の時間変化である。1日目の $\bar{\epsilon}E = 104\text{Wm}^{-2}$ で大きい、2日目は 28.5Wm^{-2} 、3日目は 20.9Wm^{-2} 、・・・30日目は 0.32Wm^{-2} と減少していく様子が分かる。 θ については、第1層は3日目、第2層は10日目、第3層は30日目以後にほぼ一定の状態になる。わずかに 10mm 余の雨でも、その影響は30日間も続く。このことから、蒸発の少ない乾燥域における潜

図一六 降水量 $Pr=12.96\text{mm}$ があった後のロームにおける日平均の潜熱輸送量 $\bar{\epsilon}E$ (上段)と土壌の体積含水率 θ (下段)の30日間の変化。ただし初期条件が $\theta_1=0.191$, $\theta_2=0.183$, $\theta_3=0.023$ の場合。

熱輸送量は、大きさは小さいが、遠い過去の降水状態や地下水の条件などに支配されているものと考えられる。それゆえ乾燥域で熱収支を短期間観測しても、それは必ずしも代表にはならない。

同様に砂について計算する。降雨開始24時間後の含水率 $\theta_1=0.096$, $\theta_2=0.158$, $\theta_3=0.060$ を初期条件として計算した。これは 0.14m の土壌層の水の総量では 13mm であり、ロームの場合と同じであるが、その初期鉛直分布が異なる。結果をみると(図省略)、日平均潜熱輸送量は第1日目、第2日目、第3日目、・・・第30日目となるにしたがって 91.0 , 47.4 , 33.0 , ... 0.14Wm^{-2} と減少していく。 θ については第1層は2日目、第2層は7日目、第3層は18日目以後にほぼ一定になる。砂のほうがロームよりレスポンスが早い。

降雨後、3日間または30日間の平均潜熱輸送量 $\bar{\epsilon}E$ に及ぼす各層の寄与を調べると、3日後までは $\bar{\epsilon}E$ に及ぼす寄与は第1層が第2層より 1.3 倍(ローム)～ 1.7 倍(砂)大きい。しかし、30日平均では第2層の寄与が大きい。このことは土壌が乾燥してくると、

表層の条件だけで蒸発量を表わす α 法, β 法, $h\beta^*$ 法(式2)は正確でなくなることを意味する(V章参照)。 ιE についてロームと砂の比較では, 第1日目はロームのほうが大きい。これは砂の透水性がよく(飽和透水係数 K_{SAT} が大), 雨の直後は第1層の θ は砂のほうが小さいからである。そのぶん砂は第3層の θ が大きい。第3層の θ は第2日目以後の蒸発量を大きくする。その際, 土壌中水蒸気分子拡散距離(抵抗) F の違いも重要になる(IV章参照)。雨による13mmの水は, ロームでも砂でも, 3日目までに約半分弱が蒸発している。30日までの積算では, 砂は13mmの内12.8mmを失っているが, ロームはまだ4.9mm($=13-8.1$)が残っている。つまり, 30日以後は砂地では日平均蒸発量はほとんどなくなるが, ロームでは蒸発が延々と続く。

6. 季節による違い

秋の条件を設定して検討した。まず, 大気と釣合った平衡状態を計算した(図省略)。夏の高湿条件に比べて含水率の鉛直勾配は小さく, また ιE の変動幅も小さい。その理由は秋には地表面温度の日変化幅が小さいことと, 日平均地表面温度も低いことによる。

こんどは12.96mmの雨が降った後の状況を計算してみると, 第1層の含水率 θ_1 はロームで15日後, 砂で7日後からほぼ一定になるが, 第2, 3層のそれは30日より後である。砂のほうが夏の場合と同様にレスポンスが早い。日平均潜熱輸送量 ιE をみると, 砂で7日, ロームで15日後, ほぼ一定の状態となるが, 30日経ってもゼロにならない。夏に比べてレスポンスが遅いのは, 秋は温度が低く蒸発速度が小さいからである。

IV. 土壌パラメータとの関係

これまでは主として乾燥条件を中心にみてきた。乾燥土壌では図-2に示す $h-\theta$ 関係が, また雨後では初期条件の土壌含水率の鉛直分布が重要である。

こんどは土壌中水蒸気分子拡散距離(抵抗)の大きさの違いから考察しよう。図-7は第1層の「小空隙抵抗」 F_1 (前報の式35)と第2層から第1層までの「通路抵抗」 F_{12} (前報の式37a)を含水率 θ の関数として表示したものである。この図を参照しながら, 表2にまとめた土壌中の水蒸気輸送の4段階をみてみよう。

砂はロームに比べて飽和含水率 θ_{SAT} が小さいために水を保持する空隙が少なく, かつ飽和透水係数

図-7 土壌第1層の小空隙抵抗 F_1 , 通路抵抗 F_{12} と体積含水率 θ との関係。実線: ローム, 破線: 砂

表2 裸地面蒸発の4段階

- (1) 湿潤段階: $F_1 \ll F_A$ ($\approx 0.002m$)
蒸発量は風速に依存し, 土壌種類によらない
- (2) 乾燥初期段階: $F_1 = 0.001m - 0.05m$
蒸発量は F_1 が増加するにしたがって減少し, 土壌種類に依存する
 $F_1 < F_{12}$: 第2層の寄与は小さい
 $F_1 > 0.02m$: 蒸発量の風速依存性は弱い
- (3) 半乾燥段階: $F_1 > 0.05m$
蒸発量は風速にほとんど依らない, 第2層の寄与が大きくなる
- (4) 乾燥段階: $F_1 > 0.1m$
第2層の寄与は大きい, 蒸発量そのものの大きさは小さい

K_{SAT} が大きくて排水がよいけれども, F_1 が小さいので, 小さい含水率まで湿潤状態でいられる。いま, 初期含水率が同じ条件から蒸発が始まった場合を想定する。第1段階 (Fully wet stage) は十分に湿っており, 蒸発量は土壌の種類によらないが, 風速に強く依存する。第2段階以後 (Partially dry stage, Semi-dry stage, Dry stage) では土壌の種類による違いが現われてくる。第4段階 (Dry stage) では蒸発量は非常に小さいが, 蒸発量は風速にほとんど依存しない。このことはKondo・Saigusa・Sato (1992)も指摘している。これが砂漠の状態である。すなわち, 水蒸気輸送は地中の抵抗(F_1, F_{12})と大気中の抵抗($F_A \equiv D/Chu \approx 0.002m$)の直列抵抗に比例して行なわれるわけだが, 第4段階では図-7に示されるように地中の抵抗が大気中のそれに比べて2桁も大

きいので、蒸発量は大気中の抵抗（つまり風速）にほとんど無関係となる。

ごく粗い近似的な関係を調べてみよう。前報の式(11)(28)(32)~(34)より次式が得られる。

$$E = \frac{\rho D_1}{F_A} (q_1 - q) \\ = \frac{\rho D_1}{F_A} \left[\frac{q + (F_A/F_1) q_1^* + (F_A/F_{12}) q_2 - q}{1 + (F_A/F_1) + (F_A/F_{12})} \right] \quad (6)$$

ここで乾燥初期段階 ($F_1 \sim F_A \ll F_{12}$, $h \doteq 1$) では、

$$E \doteq \frac{\rho D_1}{F_A} \left(\frac{F_A}{F_1 + F_A} \right) (q_1^* - q) \quad (7)$$

$$q_1^* \doteq q_{SAT}(T_{G1})$$

となり、 F_1 が重要である。ただし、 $\rho D_1/F_A \equiv \rho C_{HU}$ のこと。ここで湿潤段階 ($F_1 \ll F_A$) とすれば、 $E = \rho C_{HU} [q_{SAT}(T_{G1}) - q]$ が得られ、湿潤面の式となる。この場合の蒸発量は土壌の種類 (F_1) によらない。

こんどは半乾燥段階～乾燥段階 ($F_A \ll F_1 \sim F_{12}$, $h < 1$) を想定すれば、前報の式(29)~(34)より、 $C_1 \doteq C_2 \doteq 0$, $C_3 \doteq 1$, $B_1 \sim 1$, $B_2 \sim B_3 \sim 1/2$ となり、さらに前報の式(26)より $q_2 \sim (q + q_2^*)/2$ である。 $q_1^* \sim q_2^*$ とし、前報の式(12)(13)(17)より、

$$E = E_1 + E_{12} \\ \sim \frac{\rho D_1}{F_1} (q_1^* - q) \quad (8)$$

$$q_1^* = h q_{SAT}(T_{G1})$$

ゆえに $h-\theta$ 関係が重要となり、 F_A (すなわち風速) に無関係となる。

こんどは温度 T_{WATER} の地下水が深さ dz_{WATER} ($\sim 10\text{m}$) にあり、日平均蒸発量 E_M のみを考えるとすれば、前報の式(36)より次の近似式が得られる。

$$E_M \sim \frac{\rho D_1}{\Sigma F_{j,j+1}} [q_{SAT}(T_{WATER}) - q] \quad (9)$$

$$\Sigma F_{j,j+1} \sim \frac{1.5 dz_{WATER}}{\theta_{SAT}} \sim 3 dz_{WATER} \doteq 30\text{m}$$

$\Sigma F_{j,j+1}$ は F_A の 10^4 倍である。それゆえ、湿潤面の1日の現象は砂漠では数十年かけて起こることになる。

V. 従来のパラメータ化の検討

これまでに調べたように、土壌が乾燥してくると、表層土壌0.1m程度の厚さの層内で蒸発・凝結が全面的に起こるようになり、地表面の温度と含水率だけでは蒸発量を十分に表現できなくなる。

図-8は夏の条件における12.96mmの降雨後5日目までのデータ(1時間ごと120点)を示したもので、横軸は3層モデルによる計算値で真値 ιE ($= \iota E_1 + \iota E_2 + \iota E_3$) とし、縦軸は $h\beta^*$ 法(式2)による計算値 ιE_{cal} である。土壌が湿潤で蒸発量が多いときは両者はほぼ等しいが、乾燥してくると従来の方法による計算値 ιE_{cal} は真値のおよそ $1/2$ 程度またはそれ以下となる。注意すべきは、真値の ιE が $+20\text{Wm}^{-2}$ 程度あるときでも ιE_{cal} はゼロまたはマイナスと計算さ

図-8 夏の条件のロームにおける降雨後5日間の潜熱輸送量 ιE (横軸: 3層モデルによる計算値) と $h\beta^*$ 法による潜熱輸送量 ιE_{cal} (縦軸: 第1層だけの条件を用いた式2の $h\beta^*$ 法による計算値) の比較。

図-9, 図-8と同じ, ただし秋の条件。

れることがある。つまり従来のパラメータ化では十分表現できない。

図-9は秋の条件に対する同じ関係である。夏に比べて1対1の線の近くにプロットが多いのは、秋は蒸発量が小さく雨後は湿潤状態が数日続くからである。しかし、秋でも晴天が5日以上も続くと、図-8に示したと同様に1対1の線からずれたプロットが多くなり(図は省略)、従来のパラメータ化では十分表現できなくなる。

VI. ま と め

砂漠や半砂漠の乾燥域を想定し、1か月以内の短期間の変動を対象として調べ、次の結果を得た。

(1) 蒸発量は土壌の水分パラメータ(飽和含水率 θ_{SAT} 、土壌中水蒸気輸送の分子拡散距離 F 、図-2の $h-\theta$ 関係)に大きく支配される。熱収支・水収支観測はこれらパラメータと関連させて行なうこと。乾燥初期段階では土壌の F が、乾燥条件では $h-\theta$ 関係が重要である(式(7)、式(8))。

(2) 比較的乾燥した土壌条件では、土壌第2層で気化した水蒸気の寄与が大きくなり、従来の蒸発のパラメータ化方式(α 法、 β 法、 hp^* 法)では誤差が大きくなる。このような条件においては潜熱輸送量(蒸発量)は小さく、従来の観測方法では観測誤差の範囲内である。

(3) 同じ気象条件が長期間続くと、土壌含水率は大気比湿を反映した状態で平衡状態に達する。そのとき日中は蒸発、夜間は凝結が起こる。含水率の日平均値とその鉛直分布は、それぞれ大気比湿の平均値と地温の変動振幅を反映する。最表層(0.02m)の含水率は2~3日間の平均気象条件になじんだ値になっているが、やや深い層の含水率は過去の平均気象条件を反映している。

(4) 本研究で提案した3層モデルの蒸発量評価方式を応用するとき、地温の精度は $\pm 5^\circ\text{C}$ 程度でよい。さらに、風速の観測精度は重要でない。重要な気象要素は大気比湿である。

(5) 乾燥域では、10mm程度の降水があった場合、その影響は1か月以上も残る。また、大気比湿が急変したときも定常的になるまでには時間がかかる。砂漠は気象変化に対してレスポンスが早いと考えられがちであるが、必ずしもそうとは言えない。

(6) 大気比湿の大きい条件では日中の蒸発量は少ないと考えられがちであるが、そうではない。この条件では夜間の凝結が大きく、そのぶん日中の蒸発が多くなる。これら意外な結果を引き起こすのは、土壌の小空隙内の相対湿度 h の著しい低下の効果によるのである。このようなことは湿潤条件では見られない現象である。

本研究では今後の指針を示すために、設定した条件についての結果を示した。問題点の1として、たとえば交換速度 C_{HU} を1日中一定としたが、現実条件では、その時間変動値を与えればよい。なお、土壌の乾燥条件では蒸発量は C_{HU} にほとんど無関係である。問題点の2として、この計算結果は観測結果と比較していない。しかし観測は、たとえば室内実験で検証でき、それは計画中である。

最後に、本研究を行なうに際し三枝信子博士にはしばしば議論していただいたので謝意を表します。

参 考 文 献

- 近藤純正, 1992: 地表面温度と熱収支の周期解及びその応用。農業気象, 48(3), 265-275。
近藤純正, 1993a: 乾燥域における地表面熱収支の研究指針(1)モデル。水文・水資源学会誌, 6, pp. 223-229。
近藤純正, 1993b: 降雨による表層土壌中の含水率の時間変化。水文・水資源学会誌, 6, No. 4 (印刷中)
Kondo, J., N. Saigusa and T. Sato, 1992: A model and experimental study of evaporation from bare-soil surfaces. J. Appl. Meteor., 31, pp. 304-312。

(1993年4月24日受付, 1993年6月14日受理)