

II-4 リモートセンシングによる広域蒸発散量の推定に関する基礎的検討

山梨大学工学部 正員 砂田憲吾
 University of Arizona S.Sorooshian
 University of Arizona L.W.Gay

1. はじめに

流域の水収支を調べる際に重要な広域からの蒸発散量の推定のために、従来から各種の方法が提案されているが、多様な地表面条件を考慮するにはリモートセンシングデータを利用するのが有効であり、すでに多くの研究が進められている¹⁾。本研究では衛星データを念頭に、多数の要素域内からの蒸発散量を合成して求める立場から、地表面エネルギー収支をもとに、個々の要素域では地表の粗度や土壌の伝熱特性などの条件を予め設定する必要がない方法をめざしている。ここでは、単に与えられるデータに対して蒸発散量を求めるのではなく、効果的なリモートセンシングデータ収集の方法についても検討される。

2. エネルギー収支

地表面でのエネルギー収支は植物作用に費される微小エネルギー、貯熱量を無視すれば式(1)で表される。

$$R_n = H + LE + G \quad (1)$$

ここに、 R_n : 正味放射量、 H : 顕熱フラックス、 LE : 潜熱フラックス、 G : 地中熱フラックスである。また、 R_n は短波、長波放射収支により、 $R_n = R_s + R_L - R_o$ (2) ただし、 R_s : 地表面に到達する短波放射、 R_L : 大気放射、 R_o : 地表面からの長波放射である。 顕熱、潜熱フラックスは、大気の中立状態が仮定できれば、

$$H = -\gamma C_1 U (T_a - T_s) \quad (3) \quad LE = -C_1 U (e_a - e_s) \quad (4)$$

ここに、 U : 風速、 T_a : 気温、 T_s : 地表面温度、 e_a : 大気中の水蒸気圧、 e_s : 地表面水蒸気圧、 γ : 乾湿計定数、 C_1 : バルク拡散係数であり、気孔抵抗を無視すれば、

$$C_1 = \rho C_p \kappa^2 / [\gamma (\ln(z-d)/z_0)^2] \quad (5)$$

と表される。ここに、 ρ : 空気の密度、 C_p : 空気の熱容量、 κ : カルマン定数、 z : U, T_a, e_a の計測高、 z_0 : 地表面粗度長、 d : 地面修正量である。

3. 日平均エネルギー収支

日蒸発散量を得るために式(1)を平均すると(記号< >、

$$\langle R_s \rangle + \langle R_L \rangle - \langle R_o \rangle = \langle H \rangle + \langle LE \rangle \quad (6)$$

雲量示標 ($Cd = 1 - CD$; CD : 日照率)、雲のアルベド α_c を考慮すれば、

$$\langle R_s \rangle = \frac{1}{\pi} SV(1-\alpha)(1-Cd \cdot \alpha_c)(\sin \delta \sin \phi \cdot \omega_e - \cos \delta \cos \phi \sin \omega_e) \quad (7)$$

ここに、 S : 太陽定数、 V : 短波放射の大気での伝達率、 α : 地表面アルベド、 δ : 太陽赤緯、 ω : 太陽時角、 $\omega_e = \cos^{-1}(-\tan \phi \tan \delta)$ である。

R_L に Brunt の式を用い、 T_a, e_a, T_s の変動が小さいとすれば

$$\langle R_L \rangle \approx \epsilon \sigma \langle T_a \rangle^4 (a + b \sqrt{\langle e_a \rangle}) \quad (8)$$

$$\langle R_o \rangle \approx \epsilon \sigma \langle T_s \rangle^4 \quad (9)$$

ここに、 ϵ : 放射率、 σ : Stefan-Boltzman 定数、 a, b : 定数である。

後述する観測値の日変動は例えば Fig.1 によるであり、式(3)における

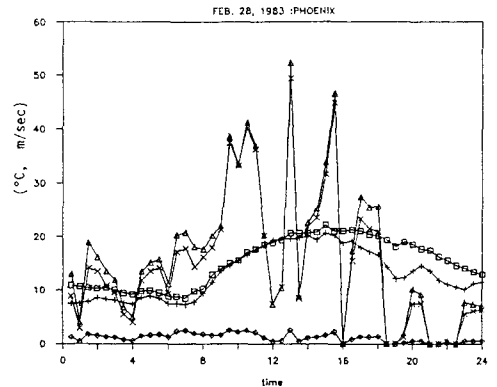


Fig.1 T_a, U などの時間変化

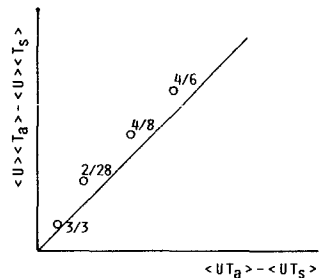


Fig.2 $\langle UT_a \rangle - \langle UT_s \rangle$

$\langle U(T_a - T_s) \rangle$ はFig.2のようになる。従って、

$$\langle H \rangle = -\gamma C_1 \langle U \rangle (\langle T_a \rangle - \langle T_s \rangle) \quad (10)$$

4. バルク拡散係数の推定

式(5)~式(10)より $\langle LE \rangle$ が求まるが、数万~数10万個の要素区域の各々について式(5)中の z_0, d を予め設定することは困難である。いま、2回/dayの地表面温度の衛星観測が可能であるとし(例えばHCMM)、対応する地上微気象データ U, T_a と組合わせて、瞬間観測から C_1 を逆に推定することを考える。式(1)の G は地表面温度が正弦波形で近似されれば G もまた位相のずれた正弦波形のフラックスになることが得られている²⁾。従って任意の時刻とそれから12時間後の時刻で観測値が得られるものとし、それぞれ添字1,2で示せば、 $G_2 = -G_1$ であり、結局 e_{s1}, e_{s2} を知れば C_1 は次式より求まる。

$$R_{n1} + R_{n2} = C_1 [\gamma \{U_1(T_{s1} - T_{a1}) + U_2(T_{s2} - T_{a2})\} + U_1(e_{s1} - e_{a1}) + U_2(e_{s2} - e_{s2})] \quad (11)$$

$e_s(e_{s1}, e_{s2})$ はmicrowaveを用いた別の観測による表層水分量の測定値などを用いて求めることができる。

5. 推定結果と考察

上記の方法をPhoenix(冬小麦畑)で得られた観測データ(赤外線による地表面温度も含む)を用いて検証した。

Fig.3は推定された C_1 を示す。ただし、今回の適用では e_s については最大地表面温度差と土壌特性から求める方法³⁾をとっている。図中の"Observed Time"はその時刻と12時間後の時刻との1組の観測値を用いた場合を意味し、風速に瞬間値、2時間移動平均値、日平均値による場合が示されている。地温、気温の急変する6~7時の観測値を使うのは不適当であることが判る。これまでに提案されている⁴⁾ z_0, d を用いて式(5)から求まる値とここで推定された値の範囲を示せばFig.4のようになり、大略妥当な結果を得ていると考えられる。各観測時刻ごとに得られる C_1 を用いて、その時点でのエネルギー収支とその時点で推定される日平均潜熱フラックス(X印)を示せばFig.5のようになる。実測値(平均値)との比較からおおよそ4時・16時組のリモートセンシング観測が有効なことが知れる。以上の傾向は別の日に適用した場合も同様であった。

6. おわりに

リモートセンシングデータを用いての新しい蒸発散推定方法の開発をめざして検討した。これまでの適用では上記の方法の有効性が見出されたので更に多様な土地利用条件での検証を進めたいと考えている。

[参考文献] 1)たとえば, Camillo et al., WRR(19), 1983, 2) Sellers, W.D., Physical Climatology, 1965, 3) Schmugge et al., WRR(16), 1980, 4) Reginato et al., RSE(18), 1985.

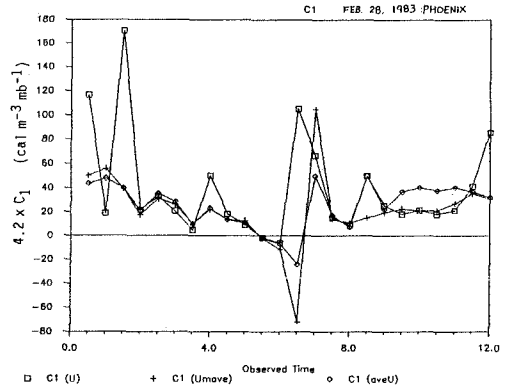


Fig.3 バルク拡散係数の推定

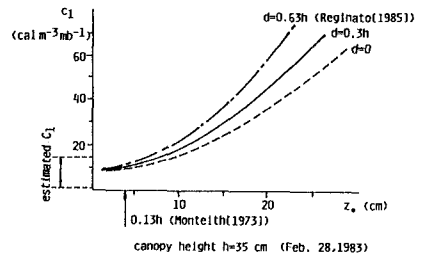


Fig.4 バルク拡散係数の比較

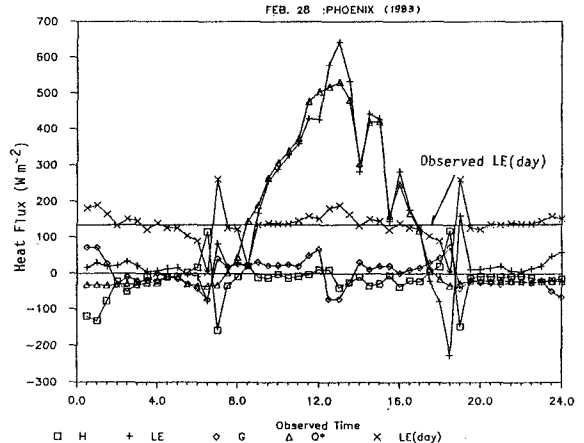


Fig.5 エネルギー収支と日平均蒸発散量の推定

実測値(平均値)との比較からおおよそ4時・16時組のリモートセンシング観測が有効なことが知れる。以上の傾向は別の日に適用した場合も同様であった。