

CS-168 NOAA データによる大気安定度の広域的推定

○松江高専 土木工学科 正員 金子大二郎
中央大学 総合政策学部 正員 日野 幹雄

1. はじめに

地表面からの顕熱や潜熱フラックスは、地表面温度や植生量ばかりでなく、大気安定度の影響も受ける。一地点における大気安定度の推定は、Sugita and Brutsaert(1992)やKatul and Parlange(1992)の報告があるが、広域的な推定例は見当たらない。著者らは、リモートセンシングデータを用いて大気安定度を推定し、広域的な潜熱フラックスの算定を報告して来た。本論文では、Bush(1976)や木村(1984)らの方法を、非一様な気温の考慮や近似無しに無次元高さを求める方法に拡張し、NOAA AVHRRを用いた大気安定度の広域的な推定例を報告する。

2. 大気安定度と普遍関数の関係

2. 1 Monin-Obukhov相似則と大気安定度の定義

大気安定度はObukhov長さ L やリチャードソン数 R_i で表される。このObukhov長さ L は次式で定義される。

$$L = \frac{T_s U_*^2}{\kappa g \theta_*} \quad (1)$$

ここに $\theta_* = -Q/U_*$: 摩擦温度, U_* : 摩擦速度, T_s : 地表面温度, Q : 温度フラックス $= \overline{w'\theta'}$ 。 L により、地表面からの無次元高さ ζ が定義される。

$$\zeta = (z-d_0)/L \quad (2)$$

Monin-Obukhov相似則によれば、平均風速の鉛直勾配 $\partial U / \partial z$ が、無次元高さ ζ のみに係る普遍関数 ϕ_m によって次のように記述される。

$$\frac{\partial U}{\partial \zeta} = \frac{U_*}{\kappa} \cdot \frac{\phi_m(\zeta)}{\zeta} \quad (3)$$

ここに ϕ_m : 平均風速の鉛直分布を表す普遍関数
同様に平均温位 θ の鉛直勾配 $\partial \theta / \partial z$ も、 ζ のみの関数 ϕ_h によって式(4)で表される。

$$\frac{\partial \theta}{\partial \zeta} = \frac{\theta_*}{\kappa} \cdot \frac{\phi_h(\zeta)}{\zeta} \quad (4)$$

ここに ϕ_h : 平均気温の鉛直分布を表す普遍関数

2. 2 リチャードソン数と普遍関数の関係

次に、大気安定度に関するリチャードソン数 R_i の定義はそれぞれ以下の通りである。

$$R_i = (g/T) \frac{(\partial \theta / \partial z)}{(\partial U / \partial z)^2} \quad (5)$$

ここに θ : 空気の温位, T : 気温, U : 風速, z : 地表面からの高さ

R_i は先に定義したMonin-Obukhov理論を用いれば、普遍関数 ϕ と ζ に関して次のように表される。

$$R_i = \zeta \cdot (\phi_h / \phi_m^2) \quad (6)$$

一方、バク・リフト・ソンの数 B は、二つの高さ z_1 と z_2 における風速 U と温位 θ から次のように定義される。

$$B = - \frac{g(z_2 - z_1)(\theta_1 - \theta_2)}{T(U_2 - U_1)^2} \quad (7)$$

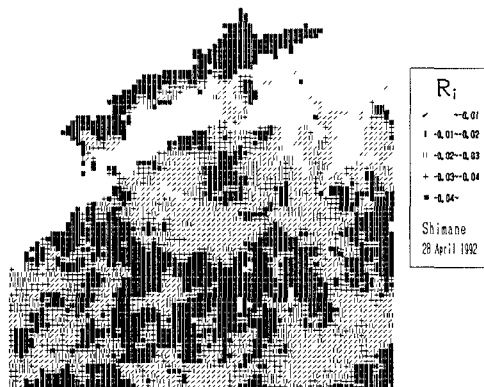


図-1 島根県周辺における
リチャードソン数 R_i の平面分布

リモートセンシングデータと気象台ルーチンデータは、風速と温位の鉛直勾配を与えない。従って、定義式(1)および(6)から直接的にObukhov長さ L やリチャードソン数 R_i を算定することはできない。しかし、気象台の観測高さ z と地表面のゼロ面補正 d_0 が与えられるとバルク・リチャードソン数 B は、気象台ルーチンデータとリモートセンシングデータを用い、式(2-2-9)で近似的に算定できる。

$$B = \frac{g(T_a - T_s)}{\bar{\theta} U^2} \cdot (z - d_0) \quad (8)$$

ここに T_a : 気温($z=26.7\text{m}$), $\bar{\theta}$: 平滑地表面温度, d_0 : ゼロ面補正量

無次元高さ ζ とバルク・リチャードソン数 B との関係は次のように導かれる。風速の鉛直勾配の式(3)と温位の勾配の式(4)を積分し、高さ z における風速差と温度差を求める。また、地表面補正高さ d_0 における地表気温を地表面温度によって近似している。

$$U = \frac{U_*}{\kappa} [\Psi_m(\zeta) - \Psi_m(\zeta_0)] \quad (9)$$

$$T_a - T_s = \frac{Q_*}{\kappa} [\Psi_h(\zeta) - \Psi_h(\zeta_0)] \quad (10)$$

ここに Ψ_m, Ψ_h : 普遍関数の積分

2. 3 大気安定度の推定式

風速の式(10)および気温差の式(11)の関係を式(9)に代入すれば、 ζ と B の関係が次のように求まる。

$$\zeta = B \cdot [\Psi_m(\zeta) - \Psi_m(\zeta_0)]^2 / [\Psi_h(\zeta) - \Psi_h(\zeta_0)] \quad (11)$$

以上に導いた諸関係から

① 式(8)に実測データを用い、まず B が求まる。この際、気温の非一様性は考慮した。風速も地点毎に異なり、対象域の測候所データによれば、松江 6.6m/s 、米子 4.5m/s 、境 5.2m/s である。AMEDASデータを用いたMascon法による風速の推定が考えられるが、処理の都合上、ここでは松江の風速を用いた。

② 式(11)により収束計算により ζ が定まる。

③ 式(1)により L が求まる。

④ 式(7)により R_i が得られる。

また、大気安定度の算定に制約条件が無く、Monin-Obukhov理論が成立する全ての z の範囲についてリチャードソン数そしてObukhov長さ L および無次元高さ ζ の算定が可能である。

3 大気安定度の推定結果

島根について、本方法によって推定されたリチャードソン数 R_i の平面分布を図-1に示した。NOAAを用いた本方法によるリチャードソン数 R_i の平面分布は、中立に近い不安定な値となっている。熱の粗度をパラメーターとして、バルク・リチャードソン数 B とリチャードソン数 R_i の関係を図-2に示した。リチャードソン数 R_i 推定には、熱の粗度の適切な推定が重要である。

4. おわりに

本論文では、リモートセンシングによる地表面温度データと気象台のルーチンデータを用い、大気安定度を広域的に推定する方法を示した。本方法の結論は以下の通りである。TMについて用いた大気安定度の推定法は、NOAAについても基本的に適用可能であることが分かった。今後、NOAAを用いた事による広域化の影響要因について、大気安定度に及ぼす影響を検討したい。

参考文献

- Busch, N.E. (1976), Journal of Applied Meteorology, **15**[9], 909-919.
金子大二郎, 日野幹雄 (1994), 水文・水資源学会誌, **7**(1): 10-21.
木村富士男(1984), 気象研究所技術報告, **II**: 217-295.

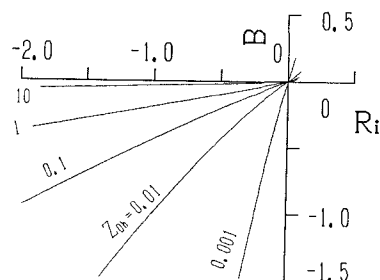


図-2 バルク・リチャードソン数 B とリチャードソン数 R_i の関係