

熱収支法による蒸発散量とライシメーターの観測値の比較

古藤田 一 雄 (水理実験センター)

筑波大学水理実験センター水収支・熱収支実験圃場 (古藤田ほか, 1977) において観測した, 熱収支要素のデータを利用し, 次に示す熱収支法によって潜熱輸送量を計算し, ライシメーターの実測値との比較を試みた。

1) 計算方法

植被面 ($Z=H$) における潜熱輸送量 LE_H は, 植被層での貯熱量変化 G_P が, 他の熱収支項に比較して無視し得る程小さいと仮定すると, 次式のようにおける。

$$LE_H = R_H - H_H - G_0 \dots\dots\dots(1)$$

ここに, R_H , H_H はそれぞれ植被面における純放射量, および顕熱輸送量で, G_0 は地中熱流量である。

顕熱輸送量は, 次に示すように, 風速のデータから拡散速度 (D_H) を求め, これを基にして計算した。 D_H は, 地面修正量 d を考慮して, 次に示す2点法で決定した。

$$D_H = \frac{k^2(u_2 - u_1)}{\left[\ln \left(\frac{Z_2 - d}{Z_1 - d} \right) \right]^2} \dots\dots\dots(2)$$

この方法の利点は, 粗度長 Z_0 を, いちいち計算しなくてすむということである。

地面修正量 d は, 次式を利用して数値計算 (古藤田, 1979) によって求めた。

$$\frac{u_3 - u_2}{u_2 - u_1} = \frac{\ln(Z_3 - d) - \ln(Z_2 - d)}{\ln(Z_2 - d) - \ln(Z_1 - d)} \dots\dots\dots(3)$$

D_H が決定されると, H_H は, 次式によって求めることができる。

$$H_H = C_P \rho D_H (T_1 - T_2) \dots\dots\dots(4)$$

ここに, T_1 , T_2 は, それぞれ土地表面からの高さ Z_1 , Z_2 における気温であるが, 本報告においては, $Z_1=0.5m$, $Z_2=1.0m$ の気温を用いた。

R_H , および G_0 は, それぞれ実測値を用いた。

2) 結果

計算結果の一部 (1978年8月5日の例) を図に

示す。この日は, 午前10~12時頃, 薄い雲がかかったが, 一日中晴天であった。蒸発散量の一日の積算値は, 計算値とライシメーターの観測結果の間の, 測定精度の差異等を考え合わせるとそう大きな開きはなかった。

しかし, 1日の推移を見ると, 午前中は, 熱収支法による計算値の方が, ライシメーターによる実測値よりも, 蒸発散量が大き目に出る傾向があり, 午後になると, この関係は逆転して, 計算値の方が, ライシメーターの値よりも少な目に出てくる。この様な傾向は他の観測日にも同じようにみられた。この差異の原因としては, 計算値の方が, ライシメーターのすぐ近くの自然植生面でのデータを利用しており, ライシメーターの各要素の値そのものではないこと, 植被層における貯熱量変化を無視していること, あるいは安定度の違い等を考慮していないこと等が挙げられ, これらについては, 今後なお, 検討する必要があると考える。

