

# 由氣象因素估測蒸發散量的限制條件

夏 禹 九

楊 之 遠

台灣省林業試驗所

中央氣象局

## 摘 要

由氣象因素的觀點來估測蒸發散量有三種常用的方法：(1)能量平衡或波溫比 ( energy balance or Bowen ratio method )，(2)空氣動力 ( aerodynamic or profile method )，(3)渦流相關 ( eddy correlation method )。此三種方法均包含了一些假設，例如水汽與能量的輸送是處於穩定狀態 ( steady state ) 與是一維的現象 ( one-dimensional )，亦即是沒有水平方向的輸送；蒸發面是均質的 ( homogeneous )。換句話說，動能 ( momentum ) 熱能 ( heat ) 與水汽其來源與消散 ( sinks ) 是不可分的。這些假設在實際野外量測所需的氣象因素時會產生一些限制條件與儀器的特殊要求。如果未能注意這些限制條件，則估測所得的蒸發散量將產生很大的誤差。本文由實際的出發點來討論進行野外試驗時應注意的地方，以供參考。

能量平衡法需要測量的項目為淨幅射能、土壤熱流量及氣溫與濕度的梯度。空氣動力法則尚需有水平風速的梯度、與風剖面的量測。渦流相關法則需要淨幅射、土壤熱流、溫度、濕度與垂直風速的變化。由所需量測項目的數量與所需要的設備而言，實際應用上的困難程度是依能量平衡法、空氣動力法與渦流相關法的順序而增加。如果能在儀器的設計上與測量的位置上稍加注意，以能量平衡法觀測蒸發散量，應可成為農業氣象上可以實際日常觀測的項目。

## 緒 言

蒸發散量的估算一直是水文學與微氣象學中一個重要的課題。一地的氣候，長期而言通常不致有劇烈的改變；所以除了地表的狀況有很大的變動 ( 例如由森林改為農作 )，否則長期的蒸發散量不會有很大的變動。逐日、或逐時的蒸發散量則因為氣象條件的變動會有很大的變異。在植物生理上，這些短期的變化對作物的生長有什麼影響，則是近年來很有興趣的一個課題<sup>(8)</sup>。微氣象學中經由近地氣象要素的量測來計算蒸發散量或能量的收支 ( energy budget ) 大致上可分為三種主要的方法：(1)渦流相關法 ( eddy correlation method )，(2)空氣力學法 ( aerodynamic method ) 及(3)能量平衡法 ( energy balance method ) 或包威比值法 ( Bowen ratio method )。這幾種方法在理

論上均依賴一些假設始能將繁複的近地空氣的渦流混合現象簡化至可以量測或計算的程度<sup>(4)</sup>。

因此在實際量測一些近地空氣層中的氣象要素時，空氣層的狀態與試驗地的條件是否吻合這些假設左右了依此三種方法所計算出來的熱量通量 ( energy flux ) 。

## 量測近地微氣象計算蒸發散量的方法

微氣象研究中最常用來計算垂直的能量或物質輸送的方法可以分成二類。第一類的方法是直接量測空氣的渦流 ( eddy ) 的瞬時特性，據以計算垂直的通量 ( flux ) 。第二類則是量測近地層中有關性質的平均廓線 ( profile ) 或通量梯度 ( flux gradient ) 據以計算垂直的通量。第二類中又可分為以平均廓線為主要依據的空氣力學法與依能量平衡 ( energy balance ) 觀念發展出來的能量平衡法。

### 一、渦流相關法

因為近地層的空气受渦流混合的作用，使得某一定點其空气的特性一直是受到其周遭的影響而在變動。某一特性其較短期 ( 瞬時 ) 的值可看作是依著較長時期的平均值而有上下的變動 ( 偏差 ) 。以  $s$  來表示某一特性瞬時的觀測值，則  $s$  可寫作  $\bar{s}$  ( 平均值 ) 與  $s'$  ( 偏差值 ) 的代數和：

$$s = \bar{s} + s' \dots\dots\dots(1)$$

隨著移動的空氣團垂直輸送的某性質的平均通量 (  $S$  ) 則為瞬時的垂直風速 (  $w$  ) 、空氣的密度 (  $\rho$  ) 與其挾帶的特性 (  $s$  ) 的乘積在時間上的平均。引用(1)式的表示方法，則可以數式表示為：

$$S = \overline{(\rho + \rho') (w + w') (\bar{s} + s')} \dots\dots\dots(2)$$

將(2)式展開：

$$S = \overline{\rho w s} + \overline{\rho w s'} + \overline{\rho w' s} + \overline{\rho w' s'} + \overline{\rho' w s} + \overline{\rho' w s'} + \overline{\rho' w' s} + \overline{\rho' w' s'} \dots\dots\dots(3)$$

(3)式看起來很複雜，不過依(1)式的定義，偏差值的平均亦為0 (  $\bar{w}' = 0$  ,  $\bar{\rho}' = 0$  ,  $\bar{s}' = 0$  ) ；而近地層的空气密度變異很少，可以略去不計則  $\rho' = 0$  。此外依質量守恒定律，一個地表均勻 ( homogeneous ) 的近地空氣層中，通過某一定點經過一段時間中往上往下輸送的空氣質必是相等的，亦即是  $\bar{w} = 0$  。實際上，太長期的平均值一定會顯示一些趨勢 ( trend ) ，所以此一平均時間必需是足夠短而其平均值對時間上並無變化，亦即是處於穩定的狀態 ( Steady State ) ，通常均以 30分鐘為平均的時間<sup>(4)</sup>。

(3)式因此可以簡化為：

$$S = \rho \overline{w' s'} \dots\dots\dots (4)$$

$\overline{w' s'}$  在數學上稱作  $w$  與  $s$  的共相關 ( covariance ) 的時間平均；所以此一方法常稱作渦流相關法。依(4)式，近地層中垂直的動量通量 ( momentum flux,  $\tau$  )，因蒸發所攜帶的蒸發潛能通量 ( latent heat flux,  $LE$  ) 及可感熱通量 ( Sensible heat flux,  $H$  ) 可寫為：

$$\tau = \rho \overline{w' u'} \dots\dots\dots (5)$$

$$H = -\rho C_p \overline{w' \theta'} \dots\dots\dots (6)$$

$$LE = -\rho L \overline{w' q'} \dots\dots\dots (7)$$

式中  $L$  為蒸發潛熱 ( latent heat of evaporation ) 為蒸發每一單位水量所需的熱量； $C_p$  為空氣在定壓下的比熱 ( specific heat at constant pressure )； $q$  為比濕 ( specific humidity )； $\theta$  則為位溫 ( potential temperature )。此一方法所需使用的儀器最主要的要求是靈敏度 ( sensitivity ) 要足以反應渦流所帶來的瞬時變化 (  $> 2 \overline{u} / z \text{ HZ}$  )<sup>(4)</sup>。

## 二、空氣力學法

在穩定狀態下 ( steady state ) 及沒有水平方向的輻合 ( convergence ) 及輻散 ( divergence ) 的通量的條件下，近地層中的渦流混合所產生的動量、蒸發潛能與可感熱的垂直通量亦可以依空氣的分子擴散 ( molecular diffusion ) 運動一樣用渦流輸送係數 ( eddy transfer coefficient ) 而與平均梯度有下列的關係式：

$$\tau = \rho K_M \frac{\partial \overline{u}}{\partial z} \dots\dots\dots (8)$$

$$H = -\rho C_p K_H \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial z} \dots\dots\dots (9)$$

$$LE = -\rho L K_V \frac{\partial \overline{q}}{\partial z} \dots\dots\dots (10)$$

在中性穩定度的情況下 ( neutral stability )，許多的試驗顯示水平風速 (  $u$  ) 的風廓線 ( wind profile ) 是呈對數風廓線 ( Logarithmic wind profile ) ( 圖 1 )：

$$\overline{u} = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0} \dots\dots\dots (11)$$

式中  $k$  為 Von Karman 係數約為 0.40， $u_*$  稱為摩擦風速 ( friction velocity )，定義

爲  $u_*^2 = \tau / \rho$ ， $z_0$  則稱爲粗糙長度 ( roughness length ) 與地表的粗糙程度有關。由(11)式可知平均風速的梯度與距地面的高度成反比，亦即是：

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{u_*}{k} \frac{1}{z}$$

或 ..... (12)

$$u_* = k z \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$$

依  $\tau = \rho u_*^2$  之定義，動量的渦流輸送係數  $K_M$  爲：

$$K_M = k u_* z = k^2 z^2 \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \dots\dots\dots (13)$$

而水平動量的垂直通量  $\tau$ ，因此可藉水平風速的梯度來計算；

$$\tau = \rho k^2 z^2 \left( \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2 \dots\dots\dots (14)$$

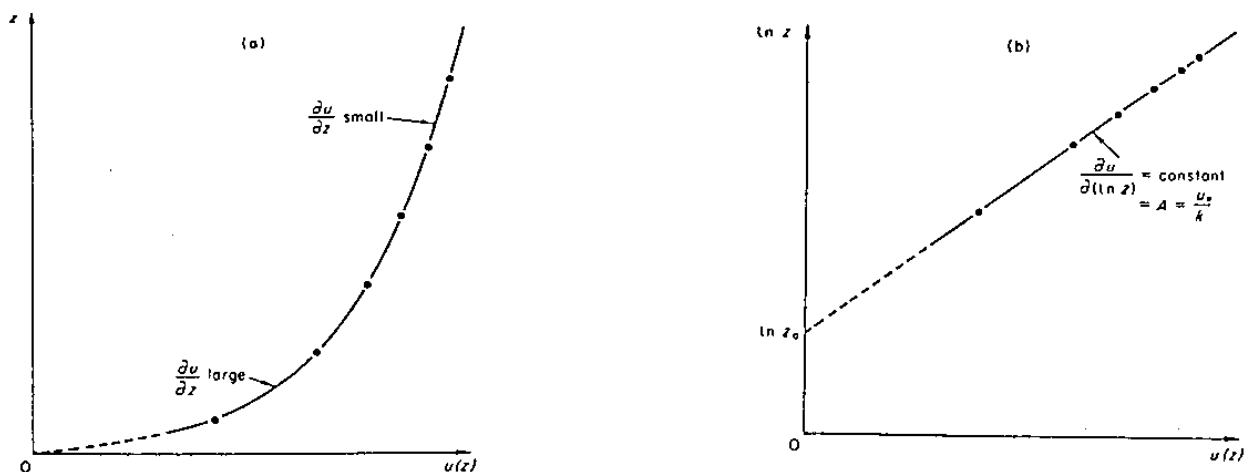


Figure 1. Typical wind profile over an open, level site:  
 (a) plotted linearly against height  $z$ ; and  
 (b) plotted against the logarithm of  $z$ .

如果假設動量、蒸發潛能及可感熱的來源 ( source ) 與消散 ( sink ) 是不可分的，亦即  $K_H = K_V = K_M$  ( 此一假設稱作 *similarity hypothesis* ) 則(9)、(10)二式亦可寫為：

$$H = -\rho C p k^2 z^2 \left( \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) \left( \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \right) \dots\dots\dots (15)$$

$$LE = -\rho L k^2 z^2 \left( \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) \left( \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \right) \dots\dots\dots (16)$$

(14)、(15)、(16)式即是空氣力學法最初的依據，因為其必需量測水平風速、氣溫與濕度的平均梯度或廓線，故亦稱之為廓線法 ( *profile method* )。

很明顯的，大氣中呈中性穩定度的情況並不是很常見的， $K_H = K_V = K_M$ 的假設亦受到很多的質疑。不少的研究均用一個與空氣穩定度有關的函數加在(13)式中，使其更具有代表性；相同的，可感熱與蒸發潛能的渦流輸送係數亦可定義為：

$$K_M = k u_* z \phi_M^{-1} \dots\dots\dots (17)$$

$$K_H = k u_* z \phi_H^{-1} \dots\dots\dots (18)$$

$$K_V = k u_* z \phi_V^{-1} \dots\dots\dots (19)$$

而風廓線則可寫成：

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{u_*}{k z} \phi_M \dots\dots\dots (20)$$

如此一來，(14)、(15)、(16)三式則可有一不受大氣穩定度限制的通式：

$$\tau = \rho k^2 z^2 \left( \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2 ( \phi_M \cdot \phi_M )^{-1} \dots\dots\dots (21)$$

$$H = -\rho C p k^2 z^2 \left( \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) \left( \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \right) ( \phi_M \cdot \phi_H )^{-1} \dots\dots\dots (22)$$

$$LE = -\rho L k^2 z^2 \left( \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) \left( \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \right) ( \phi_M \cdot \phi_V )^{-1} \dots\dots\dots (23)$$

不過此一隱含了大氣穩定度的函數却不是很容易得到的，較簡單的一個方式是半經驗式 ( *semi-empirical* ) 的由實測資料歸納而得的 (4) (19) (25)。

在穩定條件 ( *stable condition* ) 下：

$$\phi_V = \phi_H = \phi_M = ( 1 - 5Ri )^{-1} \dots\dots\dots (24)$$

而不穩定條件 ( *unstable condition* ) 下則為：

$$\phi_v = \phi_H = \phi_M^2 = (1 - 16 R_i)^{-1/2} \dots\dots\dots (25)$$

式中  $R_i$  為李查遜常數 (Richardson number)，其定義為：

$$R_i = \frac{q}{\bar{\theta}} \frac{\partial \bar{\theta} / \partial z}{(\partial \bar{u} / \partial z)^2}$$

由(24)及(25)式可見  $\phi_v = \phi_H$ ，亦即  $K_v = K_H$  大致上在任何穩定條件下均是成立的。所以以一個代表穩定度的參數  $F$  ( $F = (\phi_v \cdot \phi_M)^{-1}$ ) 來表示的話，(24)式，在穩定的條件下：

$$F = (1 - 5 R_i)^2 \dots\dots\dots (26)$$

而在不穩定的條件下則(25)式可改為

$$F = (1 - 16 R_i)^{3/4} \dots\dots\dots (27)$$

圖 2 表示了  $F$  在各種不同穩定度時的變化，而在  $R_i > 0.25$  時則空氣近乎層流 (laminar flow) 大氣中幾無垂直混合的發生，也沒有垂直通量存在，這種情況在逆溫很大時才會出現。值得注意的是，在地面較粗糙的情況時，(1)式所呈顯的風廓線必需加上另一個參數  $d$  (稱作地面修正高度，zero plane displacement height) (圖 3)，始能符合對數風廓線：

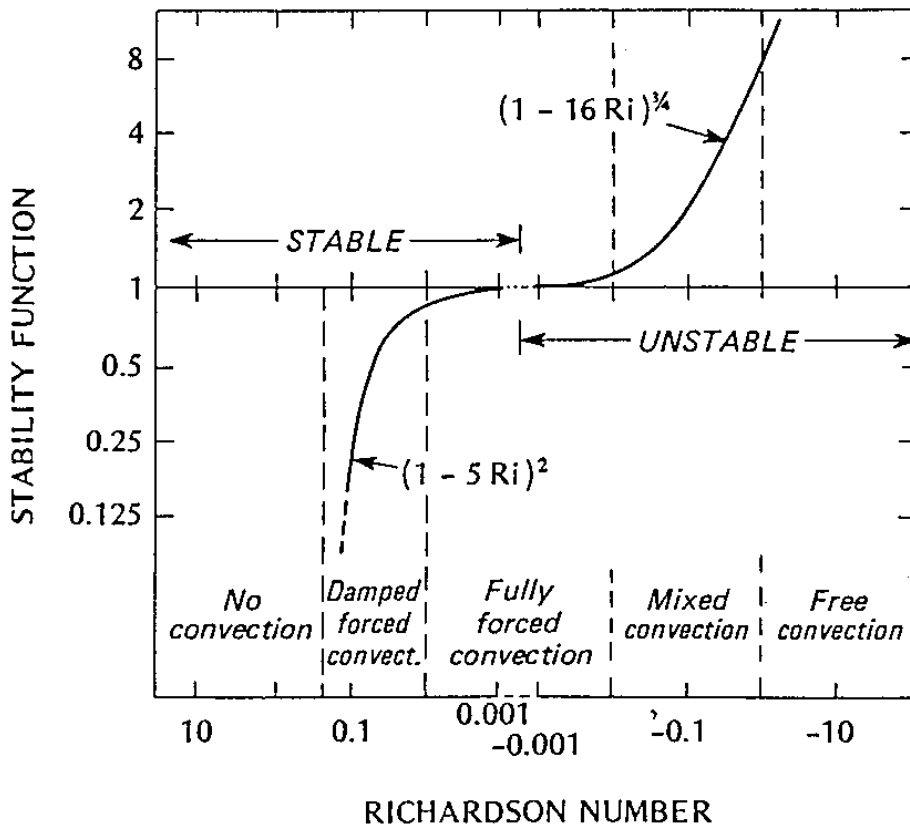


Figure 2. The "stability factor"  $F$  plotted logarithmically against the Richardson number  $R_i$ .

$$\overline{u} = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z-d}{z_0} \dots\dots\dots (28)$$

而上述所有的討論中的高度， $z$ ，均需用  $z-d$  來代替。

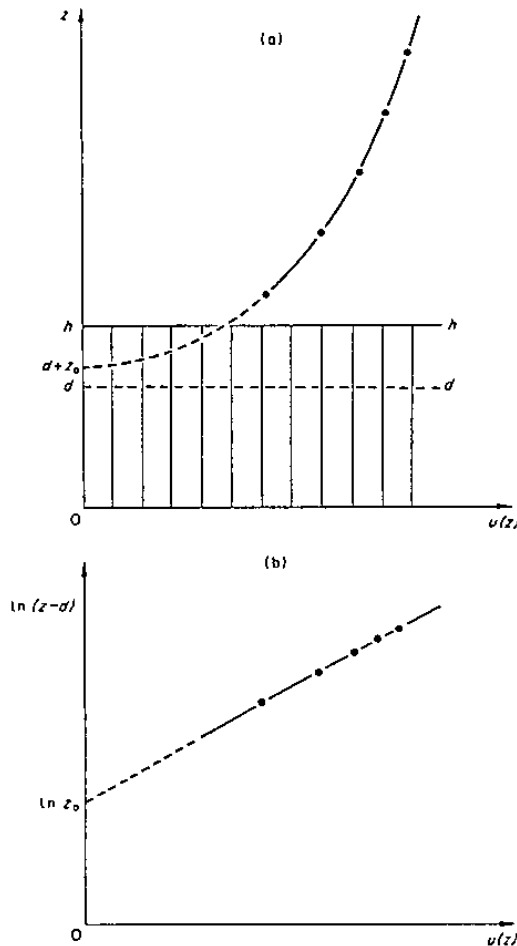


Figure 3. Typical wind profile over an rough surface with mean height of  $h$ : (a) plotted linearly against height  $z$ ; and (b) plotted against the logarithm of  $(z-d)$ .

空氣力學法，需要量測平均風速、濕度或氣溫的平均廓面以求得的風、氣溫或濕度梯度，通常需要有 5 層依對數高度置放的觀測值始能確定這些風廓線。各層間的差異則需依精確的量測，在很粗糙的地表上，渦流的混合發達、梯度甚小（表 1），在儀器的精密度（precision）與記錄的解析度（resolution）上的要求均很高。此外還需要求得與地表粗糙度有關的  $z_0$  與  $d$  的參數值。而  $z_0$  與  $d$  之求得則最好是由(11)式或(28)式來計算，所以可能需觀測很長一段時間才能得到所需要的中性穩定度條件下的風廓線。當然，亦可引用一些以前的研究結果來估計  $z_0$  與  $d$ （表 1）。亦有一些經驗公式，將  $d$  與地表物質的平均高度（ $h_0$ ）相聯，如  $d = 0.64 h_0$  (6)、 $d = \frac{2}{3} h_0$  (5)， $h_0 / z_0 = 7.35$  (20)，不過僅能用來作為參考，由實測風廓線來求  $d$  與  $z_0$  仍是最好的依據 (7) (22)。

Table 1. Estimates of standard deviations in temperature ( $\overline{\delta T}$ ) and vapor pressure ( $\overline{\delta e}$ ) over various surfaces with an assumed wind speed of 5 m/sec at height of 5m above the displacement height for frequently encountered values of H and LE. Also listed are typical values of standard deviations in vertical wind speeds ( $\overline{\delta w}$ ), if conditions were neutral.

Surface	Approx. canopy height (m)	Roughness length (cm)	Neutral $\overline{\delta w}$ (cm s <sup>-1</sup> )	Typical noontime values			
				H (W m <sup>-2</sup> )	$\overline{\delta T}$ (°C)	LE (W m <sup>-2</sup> )	$\overline{\delta e}$ (mb)
Smooth ice		0.003	22	30	0.3	80	0.6
Ocean		0.005	23	20	0.2	100	0.6
Sandy desert		0.03	27	400	3.0	50	0.2
Tilled soil		0.1	31	100-300	0.6-1.9	300-100	0.3-1.3
Thin grass	0.1	0.7	39	100-300	0.5-1.5	300-100	0.3-1.0
Thick grass	0.1	2.3	49	100-300	0.4-1.2	300-100	0.3-0.8
Tall thin grass	0.5	5	57	100-300	0.4-1.1	300-100	0.2-0.6
Tall thick grass	0.5	10	67	100-300	0.3-0.9	300-100	0.2-0.6
Shrubs	1.5	20	82	100-200	0.2-0.5	300-200	0.3-0.5
Corn	2.3	30	92	100-200	0.2-0.4	300-200	0.3-0.5
Forest	10.0	50	113	100-200	0.2-0.4	300-200	0.2-0.3
Forest	20.0	100	162	100-200	0.1-0.2	300-200	0.2

### 三、能量平衡法

考慮一地的能量收支 ( energy budget ) ( 圖 4 )，其能量平衡式可寫為：

$$Q^* + LE + H + G + \Delta S + A + P = 0 \quad (29)$$

$Q^*$  為淨輻射能通量 ( net radiation flux )， $G$  為土壤傳導的熱通量 ( soil heat flux )， $\Delta S$  為系統中儲存的熱量變化 ( heat storage change )， $P$  為用於光合作用等生理作用之熱能， $A$  則代表了水平方向的平流 ( advection ) 熱通量。 $P$  通常甚小，可以忽略不計。 $\Delta S$ ，在農地上通常亦可忽略不計，在生物量較大的森林則必需考慮樹

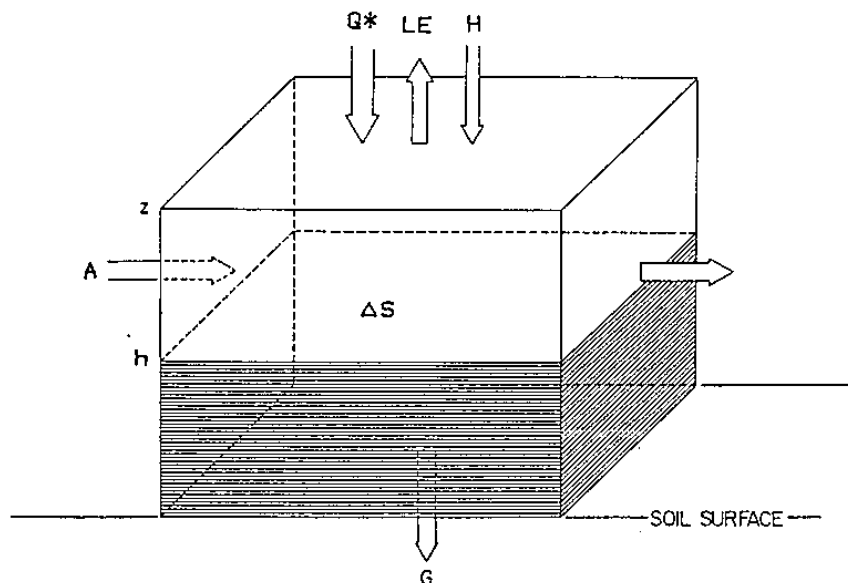


Figure 4. Complete energy balance of an imaginary box enclosing a crop volume.



體溫度的改變<sup>(2) (15)</sup>。平流的熱通量(A)，是一個很難數量化的項目<sup>(16)</sup>，一般在農地中若能有大面積的均勻地面則亦認為可忽略不計。爲了簡化討論，可用一個C項目來代表除了LE與H以外所有的熱量，因此<sup>(29)</sup>式可寫爲：

$$C + LE + H = 0 \quad \dots\dots\dots (30)$$

H / LE 之比值，稱爲包威比 ( Bowen ratio )，因此

$$LE = - \frac{C}{1 + \beta} \quad \dots\dots\dots (31)$$

由(9)及(10)式的通量—梯度關係式，可得

$$\beta = \frac{Cp}{L} \frac{\partial \bar{\theta} / \partial z}{\partial \bar{q} / \partial z} \cdot \frac{K_H}{K_V} \quad \dots\dots\dots (32)$$

若接受  $K_H = K_V$  的假設，則

$$\beta = \frac{Cp}{L} \frac{\partial \bar{\theta} / \partial z}{\partial \bar{q} / \partial z} \quad \dots\dots\dots (33)$$

包威比可以簡單的由氣溫與濕度的梯度來計算。此一方法先計算包威比，然後用能量平衡的概念來計算蒸發潛能與可感熱的通量，所以通常又稱爲包威比方法。此一方法引用了通量—梯度關係式，所以亦包含了空氣動力學法中的一些假設，只是  $K_H = K_V$  的假設如前述較不受大氣穩定度的限制。包威比的方法一般認為在農地上使用是一個相當合適而簡單的方法<sup>(9)</sup>，在森林等較粗糙的地表上，因爲溫、濕度的梯度差很小，所以在梯度的量測上，需要特別設計；一個定時互換溫、濕度儀器的裝置是必需的設備<sup>(3) (12) (13)</sup>。

### 限制條件

描述近地層空氣亂流的物理方程式相當的複雜，並且沒有能夠解答的方法。前述三種常用的計算蒸發散的方法均包含了一些假設，始能用空氣的平均運動來簡化這些繁難的方程式。最主要的假設是認爲近地層的大氣正如同一個水管中流體與管壁所形成的一個穩定的界面層 ( steady boundary layer )；在這個界面層中因爲垂直的梯度遠大於水平的梯度，所以可以只考慮垂直的通量。如果有一個大面積、性質相同的地表，則近地層的空氣，順著風向將逐漸發展出來一個性質與地表狀況達於平衡的近地界面層 ( surface sublayer 或 surface boundary layer )<sup>(4) (25)</sup> (圖5)，這一層中空氣是完全處於亂流，且無水平的輻合或消散的通量，因此垂直的通量由地表至界面層可看作是固定的，所以又稱作固定通量層 ( constant flux layer )。另一個假設是動能、熱能與蒸發潛能的輸送，其過程具有相似性 ( similarity )；特別是空氣力學法與能量平衡

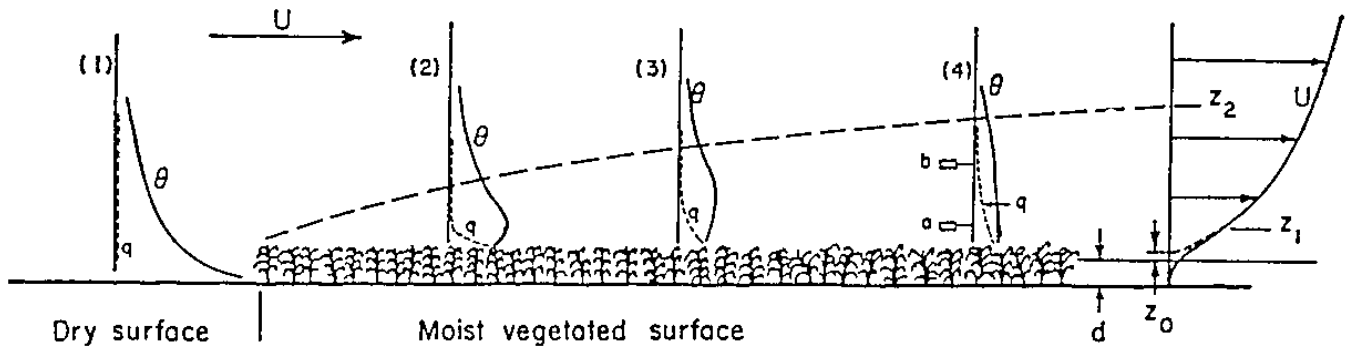


Figure 5. Adjustment of profiles as air passes from a dry surface over a moist vegetated surface. Vertical scale is greatly expanded by comparison with horizontal. Long broken curve reaching  $z_2$  represents height to which wind profile is well adjusted to new surface roughness (ignoring any thermal effects). Short broken curve below height  $z_1$  represents ideal profile from which actual wind differs irregularly in vicinity of vegetation.  $d$  is zero plane displacement. Schematic sketches of profiles of potential temperature  $\theta$  and specific humidity  $q$  illustrate inadequacy of fetch at positions (2) and (3) for gradient measurements by instruments placed at heights  $a$  and  $b$ .

法  $K_H = K_V = K_M$  或  $K_H = K_V$  的假設關係到計算的結果很大。

另一個必需的假設是穩定狀態 ( steady state ) 的存在。穩定狀態的存在，使各項參數對時間的變化可以略去不考慮。在實際的情況下，如果能妥當的選擇所量測的變數的平均時間 ( 如 30 分鐘到一小時 )，則除了天空中雲量變化太大與日出、日落之際，穩定狀態的假設一般不難達成<sup>(10) (23)</sup>。

比較困難達到的兩個假設是固定通量層與相似性的假設。自然的地表很難會完全均質的。非常靠近地表，如果進入植物的冠層 ( canopy ) 則必然會呈顯個體的差異；太高的高度則又可能超過近地界面層的高度 ( 圖 5 )，所以如何使量測的項目是處於界面層之中是設置觀測儀器時必需首先考慮的地方。

### 實際應用時的考慮

在實際野外試驗時，達到固定通量層要求的考慮，通常稱作上風緩衝帶 ( fetch ) 的考慮，一般用儀器裝置高度與上風緩衝帶長度的比率 ( height-fetch ratio ) 來表示。文獻中並無很確定的結論<sup>(1)</sup>，一般的說法此一比率至少需要 1 : 100，亦有達 1 : 1000 的<sup>(14) (23)</sup>。此一比率視大氣穩定度與地面粗糙度而變；Munn<sup>(9)</sup> 認為上風方向的地表若較為粗糙則其比率需為 1 : 100，反之則僅需 1 : 20。目前一般認為在森林上因為其粗糙的冠層使得其上的空氣混合作用強烈，上風緩衝帶若有 50 倍的儀器高 ( 儀器至  $d$  之高度 ) 即可符合要求<sup>(10)</sup>。

考慮儀器高度與上風方向緩衝帶的要求似乎建議儀器的高度應儘量降低。若降至冠層內，則如上節所述將違反均質地表的的要求，當然不合所需<sup>(14)</sup>。此外，渦流的大小與高度成正比，渦流的頻率過小則儀器的反應亦需更快，在渦流相關法中將造成更多的儀器困難。就包威比與空氣力學法而言，觀測各層若距離過小則所需的精度亦很難克服，所以儀器放置的位置與上風緩衝帶之間必需視實際試驗地狀況與所使用的儀器設備妥善的決定因應的方法。

就儀器方面的考慮而言，三種方法中當以渦流相關法對儀器的要求最高，不過因其

在理論上所受的限制最少，所以過去十幾年來受到很大的注意。目前已有一、兩個研究認為已能克服儀器上的困難，能夠成爲一個可以使用的系統<sup>(24)</sup>。空氣力學法，是最早開始使用的一個方法，如前所述其理論上雖有一些半經驗的公式可以修正原先需要中性穩定度的嚴格限制，不過廓線的確定最好能有5層以上依對數高度放置的觀測<sup>(19)</sup>，在設備上造成很大的需求。而 $d$ 與 $z_0$ 的決定又需要選擇中性穩定條件，所以在使用上不是很實際可行的。在特別粗糙的地表如森林，空氣動力法的適用性亦受到很大的質疑<sup>(17)</sup>。就農地而言，則包威比方法目前似是一個實用性很高的方法。如果上風緩衝帶的條件能夠滿足，則此一方法僅需2層高度的溫、濕度觀測與淨輻射，土壤熱通量的觀測。後二者均有儀器可以直接測量，所以在技術上最容易。較粗糙的地表則可能需採用能互換的溫、濕度觀測設計以消除儀器的系統誤差（systemic error）。在森林上的溫度梯度大約在 $0.03\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ，而水汽壓約 $0.002\text{ KPa}$ <sup>(11)</sup>，在記錄系統上亦需有特別的安排始能達到所需的目的<sup>(12)</sup>。

能量平衡的關係，在渦流相關法與空氣力學法中雖然沒有使用，不過多增加淨輻熱與土壤熱通量的觀測並不是很困難的事，所以在使用這兩種方法時最好亦能用能量平衡的觀念對所測的結果加以檢驗以確定所得的結果是否正確。事實上，在渦流相關法中，目前量測濕度瞬時變化的儀器並不是很可靠的，常見的方法是只量測可感熱的通量，而用能量平衡的方法來求得蒸發散量<sup>(8)</sup>，在不能很肯定所觀測的地點是否處於固定通量層中的情況下，即使是能量平衡法亦必需多觀測一、二層的溫、濕度檢定其溫、濕度梯度的相似性，以確定所得的觀測值是眞的屬於固定通量層性質<sup>(21) (26)</sup>。森林或果園等地表粗糙度大的地表，這一考慮尤其重要。

## 結 論

常用的三種微氣象觀測計算近地層蒸發散量的方法中，目前仍以能量平衡法在農地上最爲實用。其所需要的觀測項目較容易也較少，應該可以成爲農業氣象觀測的經常觀測項目。渦流相關法，因其在理論上所受的限制較少，如果未來能有合適的儀器設備，其使用的潛力應相當大。不過任何一種方法，在進行試驗之前，均需考慮上風緩衝帶是否足夠，以決定觀測設施的適當地點。森林或覆蓋不完全的果園等地表粗糙度很大的地區，任何一種方法目前在使用上均需特別注意，檢驗所得的數據是否符合理論上所需的假設是必要的工作。

## 参考文献

1. Aston, A. R. 1984. The effect of vertical separation of psychrometers on the determination of Bowen ratios over young eucalypt forest. *Agric. and Forest Meteorol.* 35: 299–307.
2. Aston, A. R. 1985. Heat storage in a young eucalypt forest. *Agric. and Forest Meteorol.*, 35: 281–297.
3. Black, T. A. and K. G. McNaughton. 1971. Psychrometric apparatus for Bowen-ratio determination over forests. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2: 246–254.
4. Brutsaert, W. 1982. *Evaporation into the Atmosphere: Theory, History, and Application*. D. Reidel Publishing Co., Dordrecht, Holland. 299 p.
5. Brutsaert, W. 1975. Comments on surface roughness parameters and the height of dense vegetation. *J. Meteorol. Soc. Japan* 53: 96–97.
6. Cowen, I. R. 1968. Mass, heat and momentum exchange between stands of plants and their atmospheric environment. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 94: 523–544.
7. de Bruin, H. A. R. and C. J. Moore. 1985. Zero-plane displacement and roughness length for tall vegetation, derived from a simple mass conservation hypothesis. *Boundary-Layer Meteorol.* 31: 39–49.
8. Hatfield, J. L. 1985. Wheat canopy resistance determined by energy balance techniques. *Agronomy J.* 77: 279–283.
9. Fritschen, L. J. 1966. Evapotranspiration rates of field crops determined by the Bowen ratio method. *Agron. J.* 58: 339–342.
10. Fritschen, L. J. 1982. The vertical fluxes of heat and moisture at a vegetated land surface. pp. 169–226 In: *Land Surface Processes in Atmospheric General Circulation Models*. (P.S. Eagleson ed.) Cambridge Univ. Press.
11. Fritschen, L. J., L. W. Gay and J. R. Simpson. 1985. Eddy diffusivity and instrument resolution in relation to plant height. pp. 583–590. In: *The Forest-Atmosphere Interaction*. (B.A. Hutchison and B. B. Hicks eds.) D. Reidel Publishing Co.
12. Fritschen, L. J. and J. R. Simpson. 1982. An automatic system for measuring Bowen ratio gradients using platinum resistance elements. pp. 739–742. In: *Temperature, its Measurement and Control in Science and Industry*. Vol. 5. (J. F. Schooley ed.) Am. Institute of Physics.
13. Gay, L. W. 1985. Bowen ratio estimates of wildland evapotranspiration. pp. 159–169. In: *Casebook of operational assessment of areal evaporation*. WMO Operational Hydrology Rep. No. 22.
14. Kanemasu, E. T., M. L. Wesely, and J. L. Heilman. 1979. Techniques for calculating energy and mass fluxes. In: *Modification of the Aerial Environment of Crops*. (B. J. Barfield and J. F. Gerber eds.) pp. 156–182. ASAE.

15. MaCaughey, J. H. 1985. Energy balance storage terms in a mature mixed forest at Petawawa, Ontario – A case study. *Boundary-Layer Meteorol.*, 31: 89–101.
16. McNaughton, K. G. and P. G. Jarvis. 1983. Predicting effects of vegetation changes on transpiration and evaporation. pp. 1–47. In: *Water Deficits and Plant Growth.*, Vol. 7. (T. Kozlowski ed). Academic Press.
17. McNeil, D. D. and W. J. Shuttleworth. 1975. Comparative measurements of energy fluxes over a pine forest. *Boundary-Layer Meteorol.* 9: 279–313.
18. Milne, R. J. D. Deans, E. D. Ford, P. G. Jarvis, J. Leverenz, and D. Whitehead. 1985. A comparison of two methods of estimating transpiration rates from a sitka spruce plantation. *Boundary-Layer Meteorol.* 32: 155–175.
19. Munn, R. E. 1966. *Descriptive Micrometeorology.* Academic Press. 245p.
20. Paeschke, W. 1937. Experimentelle Untersuchungen zum rauhgkeits und stabilitaetsproblem in der bodennahen luftschicht. *Beitraege z. Phys. d. freien Atmos.*, 24: 163–189. (Quoated from W. Brutsaert, 1975).
21. Perttu, K., A. Lindgren, A. Lindroth, and B. Noren. 1977. Micro- and Biometeorological Measurements at Jadraas: Instrumentation and Measurement Technics. Technical Report 7 1977, Swedish Coniferous Forest Project, Uppsala, Sweden. 69p.
22. Riou, Ch. 1984. Simplified calculation of the zero-plane displacement from wind-speed profiles. *J. of Hydrol.*, 69: 351–357.
23. Shuttleworth, W. J. 1979. *Evaporation.* Report No. 56, Institute of Hydrology, Wallingford, Oxon, England. 61pp.
24. Shuttleworth, W. J., J. H. C. Gash, C. R. Lloyd, D. D. McNeill, C. J. Moore, and J. S. Wallace. 1988. An integrated micrometeorological system for evaporation measurement. *Agric. and Forest Meteorol.* 43: 295–317.
25. Thom, A. S. 1975. Momentum, mass and heat exchange of plant communitites. pp. 57–109. In: *Vegetation and the Atmosphere.* Vol. I (J. L. Monteith ed.), Academic Press.
26. Webb, E. K. 1965. Aerial microclimate. pp. 27–58. In: *Agricultural Meteorology.* AMS Meteorological Monographs, Vol. 6, No. 28.

## PRACTICAL LIMITATIONS OF EVAPOTRANSPIRATION ESTIMATION BY MICROMETEOROLOGICAL METHODS

*Yue-Joe Hsia\* and Chea-Yuan Young\*\**

\*Division of Watershed Management, Taiwan Forestry Research Institute

\*\*Chinese Central Weather Bureau

### ABSTRACT

The eddy correlation, aerodynamic and Bowen ratio energy balance methods are nondestructive micrometeorological techniques which can be used for evaluating the fluxes of sensible and latent heat from earth surfaces for short time periods. The assumptions which are common to the utilization of those techniques include: (1) one-dimensional transport (i.e. no horizontal gradients); (2) the surface is homogeneous (i.e. the heat, water vapor and momentum sources and sinks are indistinguishable); and (3) steady-state conditions exist. The inherent limitations imposed by these assumptions can not be overlooked when a monitoring program is scheduled. Fetch requirement, height of the instruments, and the coupling instrumentation requirements should all be considered prior the actual field experiment started. From the practical point of view, Bowen ratio energy balance method is one of the easiest technique and might be used as a routinely agriculture meteorological observation practice.