

旱作灌溉資料

一、灌溉水量的估計及計算方法

灌溉用水施灌時間率：在大多數灌溉於田區之水，常使薄層溢流經地面時能有足量水流滲透深入土層中，藉以充分濕潤根層地帶。通常施行之灌溉法為漫灌法與畦灌法，故所需施灌水量之多寡應視土壤中水分滲透率之大小而定。

在土壤滲透率較低之田區，施灌大量水量，可發生過量之地面逕流，反之，在土壤滲透率較高之單位面積上，施灌小量之水量常因深層滲漏而使水量損失甚多。用水量之多寡與一定水量所灌溉之面積及施灌時間率之關係，可用下列方程式表示之。

設 Ar = 一次所灌溉之面積，以公頃計，即土埂條形之灌地或分區面積。

g = 流入條形灌地或分區之流量，以每秒立方公尺或每小時公頃—公厘計。

R = 根據施灌面積 Ar 之施灌時間率以每公頃秒立方公尺計。

施灌時間率之定義為 g 與 Ar 之比率，即

$$R = g/Ar$$

設一土埂條形灌地或其他灌區利用一薄層溢流水覆蓋土地施行灌溉。水流最初流入灌地時向前流動甚速，嗣因部份流量滲透入土中，流於乾燥土地之水量逐漸減少。設已知施灌水量、溢流水層之平均深度及下滲率，並假定此等數值約近常數，則可計算覆蓋一指定面積所需之時間。

設 A = 灌溉水流入灌地後任何時間內所覆蓋之面積，以公頃計。

I = 灌溉水流入濕潤地區土壤之下滲率，以每小時表面公厘計。

g = 流入條形灌地之水量，以每小時公頃公厘計（或每秒立方公尺）。

t = 灌溉水流入灌地所經之時間，以小時計。

y = 流經灌地之水流平均深度以公厘計。

在任何指定短時間內，設為一秒，流入條形灌地之水量可用下列二法計算之：

1. 部份流向灌地下游覆蓋更多土地面積。

2. 部份滲入土壤中。

在 dt 秒之時間內流入灌地之水量為 gdt ，流經

任一指定點濕潤更多灌地之水量為 ydA ，在時間 dt 內滲入土壤之水量為 $IAdt$ ，故在極短時間 dt 水流于面積 dA 上向前流動滲入土壤面積 A 之速率為 I ，則得：

$$gdt = ydA \pm IAdt$$

$$dt = \frac{ydA}{g - IA}$$

積分後消去積分常數並將自然對數換成常用對數，假定 y 及 I 均為常數可得：

$$t = 2.303 \frac{y}{I} \log \frac{g}{g - IA} \dots \dots \dots (1)$$

在任何時間對於一指定水量所可能濕潤土地之面積，若干灌溉專家均多應用直接測定法。如時間較長，直接計算面積具有若干之優點，茲將所需之步驟說明如下。

如上式(1)求其面積 A ，可簡化應用之步驟：

$$\text{若設 } X = \frac{It}{2.303y}$$

$$\text{則 } A = \frac{(10^X - 1)g}{10^X I} \dots \dots \dots (2)$$

應用上若將(2)式變成簡單形式：

$$A = \frac{g}{I}$$

亦僅有甚小之誤差。故可利用上式，求出灌溉水流入灌地後，任何時間內所覆蓋之面積。

用水之分配：對於有效灌溉，最重要者應使配水均勻及避免田間一部份有積水或過量之深層滲漏損失，而另一部份土壤反有浸潤不够之現象。每次灌溉目的在使土壤充分浸潤及使田間任一部份根層土壤不至有過量深滲漏之損失。田間低處大量之地面逕流損失甚屬浪費，此項損失如能稍予注意，甚易發現，且可予以防止。但甚難達到理想目的，尤其在應用溢流法灌溉，溢流水層緩慢流經地面浸潤土壤之處。

輸配水量之估計：只要求得輸配至田間所需之水量，則可計算某一時間內一指定灌地面積上所需要施灌水之平均深度。茲特說明如下：

設 g = 流量以每秒立方公尺計（或每小時公頃—公厘計）。

a = 面積，以公頃計。

t = 灌溉面積所需之時間，以小時計。

d = 施灌水量迅速均勻覆蓋於灌地上所需之水深以厘米計。

將每秒立方公尺之水量（或每小時公頃—厘米計）乘

以時間（以小時計），即為所施灌之公頃—厘米水量，如以覆蓋之公頃數乘以水深（以厘米計），亦為所施灌之公頃—厘米水量，故 $da = gt$ 。

如已知上式中任何三項，則可求出其他之一項。做為灌水的基準。

二、土壤有效水之新性質與每次灌溉水量之求法

要實施合理的灌溉、先決條件是將每次灌水量予以確定。欲確定每次灌水量須先要明瞭土壤有效水之特性，現摘要說明如下：

有效水分為水分當量與凋萎係數間之毛細管水，作物之根可將其全部吸收，此點與以往之理論相符。但有效水分範圍內之水分，雖可全部可供植物吸收，惟吸收與有效水分之利用意義全然迥異。接近水分當量附近之有效水分，在土壤中之移動極容易，但凋萎係數附近者，移動則甚困難。玉井氏利用 Soil Point 所測得之結果為凋萎係數附近之有效水分，其移動速度僅為水分當量附近者之1/600。

作物之蒸散、同化、運動及生長等四生理作用，隨有效水分之減少而減少。即不同部分之有效水分對上述四種生理作用之效果不等，而愈接近於凋萎係數，其效果更見減少（玉井，1956）。玉井氏於敘述有效水分效果不均等時，曾述及根可吸收任何部分之有效水分，但吸水速度因有效水分部位之不同而發生顯著差異，故植物體內水分收支之平衡關係亦隨有效水分之部位不同而迥異，故有效水對植物生長，並不一致。

上述四種生理作用中，有效水分對生長之效果最不均等。即當有效水分上半部（約50%）被消耗時，生長即告停止。

據玉井氏就九種土壤五種作物之調查，植物停止生長約在水分當量之75%時（玉井，1956）。

在生長停止點附近，尚有溢液停止點（Kramer, 1941），與初期凋萎點（Furr, 1945）存在。此等現象均可證明有效水分之效果不均等。

因有效水分中央部分有(1)水分移動急減點，(2)生長停止點，故玉井氏乃將上半部之有效水分稱為易動性有效水，而下半部稱為難動性有效水以示區別（玉

井，1956）。

關於生長與有效水分之關係，在日本亦引起各方面之注意，如長谷川（1962）氏報告表土 10~15cm 內之有效水分消失40%時，陸稻即停止生長。又椎名氏（1963）之報告，不僅證明有效水分之效果不均等，且 PF 的觀念亦導入此問題而由量的方面研究其有效水分與生長之關係。

如上所述，關於有效水分效果不均等之研究報告極多，隨有效水分性質改變，以往旱地用水法勢將有所更改。玉井氏有感於此，現就灌水時期之判斷法及一次灌水量之計算法分述如下。

1. 灌溉開始期之決定，多依據作物之外部形態（外觀），生長情形，土壤顏色等直覺決定。然此法於今實欠客觀，而應在有效水分範圍中點即行開始灌溉。

2. 一次適量灌水量之計算法：

灌溉開始期由有效水量 0% 提高至50%，故每次灌溉應補充之水分百分比，不能以田間容水量與凋萎係數之差為準。有見於此，玉井氏乃作如下之公式：

一次適量灌溉水深mm

$$= \frac{(\text{田間容水量} - 0.6 \text{ 田間容水量})}{100}$$

$$\times \text{土壤假比重} \times \text{根層深 mm}$$

$$= \frac{0.4 \text{ 田間容水量} \times \text{土壤假比重} \times \text{根層深 mm}}{100}$$

層深mm

田間容水量略較水分當量為高，在多種土壤中，其數值較水分當量約多 2 成。

0.6 田間容水量係保持等於有效水分 50% 之含水量時以對田間容水量之比率所示者。

三、旱地需水量計算法

旱地水分消耗除作物之蒸散外，又有土面蒸發及滲透流失。故滲透水流失後，土壤含水量達田間容水量。此時耕地之水分又為作物與土面所蒸發所消耗，兩者合計值，稱為蒸發散量（Evapotranspiration），此數值亦可稱為作物用水量（Consumptive Use），作物用水量雖可分為蒸散量（Transpiration）與土面蒸發（Soil Surface Evaporation），實際上區分研究常有困難。實用上兩者之合計值即足以應用。

需水量之求法可大別為(1)依計算之方法及(2)實測

法兩種，現將具有代表性者，簡述如下：

1. 以計算求作物用水量之方法：

利用與蒸發散量相關最著因子組成之公式計算者，如下數種：

A. Blaney-Criddle 法：

兩氏認為影響蒸發散量為(1)月平均溫度，(2)晝間長，及(3)作物種類三因子茲介紹如下：

$$U = K \cdot F \quad U \text{ 為蒸發散量。}$$

$$F = \sum t \cdot p \quad \text{即蒸發散量有關之外界因子}(t \cdot p)$$

之總和。

t 為月平均氣溫或10日平均氣溫。

p 為白天時間之百分率。

k 為依作物而不同的係數。

此式可以依當地平均氣溫與日照時間為基數，計算作物蒸發蒸散量，故甚為便利，此法美國極為推重，然在日本多雨潮濕地帶，因上式未考慮日照量，故應用範圍有其界限。

B. Thornthwaite 法：

Thornthwaite認為蒸發散量與月平均氣溫(°C)之間可成立下式： $e = ct^a$

e：月別之蒸發散量 (cm)

t：月平均氣溫。

a.c.：地區係數。

此法所求之蒸發蒸散量，係以日長12小時，一個月30日所求得。

標準數值。若依該地之季節，緯度之影響，將此標準數值略加修正即可得符合該地區要求之數值。如此以月平均氣溫及緯度所求得之蒸發散量，在北美洲大部地區，此數值因與其作物覆蓋情形，土壤類型及土地利用狀況等無關，故能符合當地之應用。

C. 種田氏法：

種田氏設一直接測定蒸發蒸散量儀器以研究實際值與外界因子之關係，發現牧草之蒸發蒸散量與外界因子有如下公式之關係存在：

$$\text{蒸發散量 } e = c_1 t_m^{1.37} \quad e = c_2 t$$

t：月平均氣溫 (°C)

t_m ：月平均最高氣溫 (°C)

c_1, c_2 ：受作物之生育狀況或氣象因子(尤以6~7月累積氣溫)支配之係數。

如欲利用牧草之蒸發蒸散量，計算他種作物之蒸發蒸散量，需再測定各種作物之蒸發蒸散量與牧草蒸發蒸散量之比率係數。據同氏之研究，此比率係數均在 0.3~1.0 之間。

D. 玉井氏試案：

係根據作物根之吸水量與外界因子之相關，並調查土面蒸發量與其支配因子之關係。參酌以往關於滲透試驗資料而設立：

$$\text{甘蔗之灌溉水量} = (\text{甘蔗之吸水量} + \text{土面蒸發量} + \text{滲透量}) - \text{有效雨量}$$

$$= (0.36aE + 0.5bE + 0.25cR) - 0.6R$$

此式係以一公頃生產蔗莖十萬臺斤為準。

a：係數依產量不同而異，若生薑量五萬臺斤增至二十萬臺斤時 $a = 0.5 \rightarrow 2.0$

b：表示土面蒸發與土質之關係，如土壤砂土變為腐植土時 $b = 0.3 \rightarrow 1.0$

c：表示滲透與土質之關係，土壤由砂土變為腐植土時 $c = 1.0 \rightarrow 3.0$

E：生育期間蒸發計之蒸發量mm。

散之水分而求之。

R：生育期間降雨量mm。

E. 以蒸發計之蒸發量計算蒸發散量法：

日照、日長、氣溫、濕度及風等因子影響蒸發散量為眾所熟知。因之，單依據氣溫求蒸發散量，實際上其應用範圍受限制。故以包括上述日照等氣象因子之水面蒸發量作計算蒸發散量之依據，可能為最有效之方法。如種田氏曾將牧草之蒸發散量與蒸發量之關係表示如下： $e = (0.5 \sim 1.5)E$

或 $e = (0.9 \sim 1.5)E$ (此式1~3月不計)

e：月別蒸發散量

E：月別之蒸發計蒸發量。

2. 實際測定法：

蒸發蒸散量之實際測定法中，最古老方法為秤量盆栽作物之減輕量，即所謂 (1)重量法外，尚有 (2) Lysimeter 法， (3) Floating Lysimeter (4) Autoirrigator 法及 (5) 利用蒸發散室以收集水分，或測定其濕度之變化法。

A Lysimeter 法：

在普通之 Lysimeter 下部置砂礫，量其地下灌水量同時測定降雨量及滲透水量，再以下式求得一個月間之蒸發蒸散量：

$$\text{月蒸發蒸散量} = \text{月雨量} + \text{月地下灌水量} + \text{最初含水量} - (\text{流失水量} + \text{最後之土壤含水量})。$$

B. Floating Lysimeter 吉良氏之提案 (1958)

即于大水槽中置一具有浮力之栽植槽(此槽之周圍充滿空氣以增加浮力)。蒸發散結果，栽植槽重量改變，大水槽之水位亦隨之而改變，並可將此水位之改變擴大於自錄計上。降雨產生之滲透水則集存於栽植槽底之礫石層，以附設之塑膠管吸出計算之。

C. Autoirrigator 法：

即自動灌水法。最初為 Livingston (1908) 將 Atmometer 之素燒埋於土中，與貯水槽之水連結，而水之供給僅依作物之需求量連續由貯水槽經玻璃管送入，最近於素燒與貯水槽間，增設量水計，而以電動自錄器不時記錄植物之吸水情形。此係臺大農工系高坂教授設計之自動記錄計 (1941) 而經玉井氏 (1953) 改善。

D. 利用蒸發散室收集水分或測定濕度變化法：

此法以塑膠布的透明蒸發散室覆蓋供試作物(單株或群落狀態)，通以一定流速之空氣，以自記裝置測定室內出入口之濕度，爾後，依照計算求得作物之蒸發散量。或以吸濕劑代替測定濕度，以所吸收蒸發

此外亦有將水分計插入土壤中，以其讀數之變化，調查土壤水分之消耗量，由此累計月別之蒸發散量者。然降雨時，必須加算有效雨量，此法僅能求出月別蒸發蒸散量而難以紀錄短時間之變化情況，故不適於某作物之蒸發蒸散作用特性之基礎研究。

以上介紹各法，各有其特徵，應用時須依研究之目的選擇之。