

專 論

農田土壤水分之動態 (續)

The Field Water Movement (II)

臺灣大學農業工程學系教授

徐 玉 標

Yuh-Piau Hsu

五、裸地表土蒸發

田間水分蒸發作用多發生在土壤表面及自由水面，至於從植物表面之蒸發，則稱之為蒸散 (Transpiration)。由於很難明確地劃分蒸發或蒸散之現象過程，所以通常是將此兩者視為一體，總名之為蒸發散 (Evapotranspiration)。

一般在田間實際情況，土壤成裸地暴露之時間相當多，諸如：收穫後休閒期、耕耘、種植、發芽以及作物初期之生長等，都有大部份之表土直接受太陽輻射及風吹而使土壤水分蒙受損失。表土蒸發不但能影響種子發芽及初期作物生育，同時由於水分上升，使地表積聚鹽分，帶來鹽害，此種情形，不但在農田如此，在初期生育之菜園中，情況可能更為嚴重。

(一)蒸發之物理條件：

一物體能產生蒸發現象，必需具備三種條件：

(A) 必需有不斷之熱源以供給蒸發潛熱之需要。例如，在 15°C 之溫度，蒸發 1 克重之水，需要 590 卡之熱量。

(B) 蒸發體上空大氣蒸汽壓必需低於蒸發體表面之蒸汽壓 (註三)。換言之，蒸發體與大氣間必需維持有蒸汽壓差之存在，同時其蒸汽要藉擴散 (Diffusion) 或對流 (Convection) 從蒸發體之表面移走。

上述兩種：(A) 是供應能量，(B) 是移走蒸汽，兩者均為蒸發體之外在條件，是受氣象因子所支配。如：氣溫、濕度、風速、輻射能，此四者之共同作用亦稱之為大氣蒸發度 (Atmosphere evaporativity)。

[註三]：在濕潤地區，天氣晴朗時，大氣中之相對濕度亦相當於土壤水分負壓位能，其值可達 100 巴以上。

[註四]：大氣蒸發度 (Atmosphere evaporativity)，亦稱為大氣蒸發要求量 (The evaporative demand of the atmosphere)。大氣蒸發度之高低，一部份是依蒸發體表面之性質而定。例如：用於蒸發作用之淨「能」供應量 (Net supply of energy for evaporation) 是受土壤表面之放射、反射及熱傳導之影響。因此，大氣蒸發要求量對土壤對自由水面並不完全相等，就是對自由水面而言，亦要考慮水體積之大小及深度等因素。

vity) (註四)。所謂大氣蒸發度是指當時大氣對自由水面所能蒸發之最大通量 (Maximal flux)。

(C) 在蒸發體中必需有源源不斷之水源 (不管來自體內體外) 流至蒸發部位供蒸發之用。此種條件是依蒸發體之內在因素，如含水量、水分保持位能以及其導水性而定，此三者之共同作用便能決定蒸發體中水分傳導至蒸發部位之最大流速。依據實地觀察之結果，一般蒸發率若不是決定於外界之氣象蒸發因子，便是決定於土壤輸送水分之條件，其情況是視何者為構成其限制因子而定。

設土壤之上層正當下滲後呈十分濕潤狀態，則在蒸發時將會減少土壤表土之濕度，因而增加母質吸力 (Matric suction)，此種吸力將會拉引下層之水分向上移動，供表土繼續蒸發。但因種種條件之不同，其蒸發之情況亦有差別，一般可歸納有下述諸種現象：

1. 淺層地下水，當毛管上升水之上限超過地表時，則將產生穩定之蒸發流量，水分可以經由飽和層傳導至不飽和層而至地表。在此種情況下，雖然繼續蒸發而不致改變土層中之水分含量，然在表土，往往會發生鹽化現象。反之，若無地下水存在或是地下水位太深，毛管上升水之上限不能達到地表時，則地表蒸發之水分將漸漸導使土層剖面中之水分含量減少，而至於乾燥。

2. 在蒸發時，不論土壤是呈均一剖面、漸變式剖面或有明顯之間層存在，其對蒸發均有影響，蓋剖面不同時，其導水係數亦不同之故。

3. 蒸發剖面之深淺對蒸發之時間具有影響，在長期蒸發下，其蒸發面將自表面逐漸下移，直至相當之深度。

4. 蒸發方式有時僅屬垂直之單向量，有時亦能發生二向或三向量。例如：土壤存在有垂直裂隙，使土壤剖面中產生第二個蒸發面。

5. 蒸發可以在定溫或變溫 (Nonisothermal) 下進行。假如是在變溫之下，則蒸發液將受熱力差 (Thermal gradients) 與熱傳導 (Conduction of heat) 之影響。

6. 外在之環境因子可使蒸發穩定，亦可使之產生升降之變化。

7. 土壤水分流動，或許祇受蒸發支配，或許亦受蒸發（上剖面）及內在排水、水分再分佈（下剖面）同時支配。

(二)自由水面上之毛管上升：

土壤中自地下水面上升至其上面土層中之水分稱為毛管上升水。此種現象是將土壤視為一束毛細管，如屬砂土其毛管較大，粘土較細。根據毛管平衡公式，毛管水上升之高度與其半徑成反比。公式如下：

$$h_c = \frac{2a \cos \alpha}{r q_w g} \dots\dots\dots (10)$$

上式中： h_c = 毛管上升高度

a = 表面張力

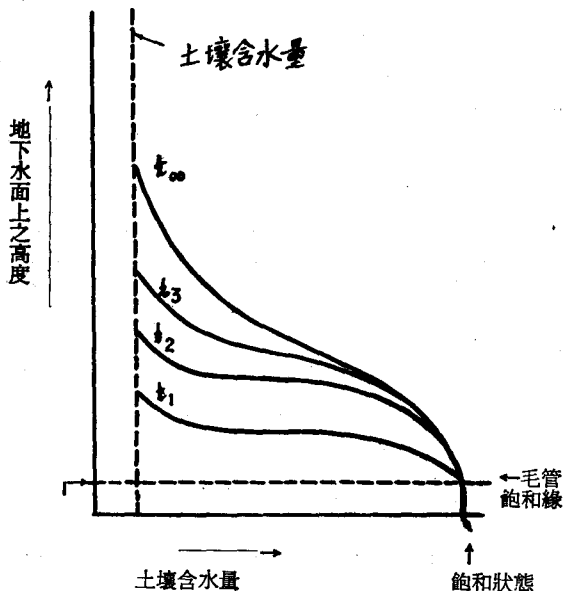
r = 毛管半徑

q_w = 水之密度

g = 重力加速度

α = 濕潤角（一般為 0° ，即 $\cos \alpha = 1$ ）

根據公式(10)，可以測出粘土之毛管上升高度較砂土為高，但其速度較慢。土壤因孔隙直徑之大小不一，所以毛管上升高度因孔隙之大小而不同。在地下水面上，毛管水之母質吸力將因高度位能之增大而增大，因此全部充水之孔隙便因高度而減少，亦即土壤飽和度因高度而減低。在同一土壤中，毛管水上升之速度與毛管飽和度相同，亦因上升高度之增高而降低。



圖(2) 土壤水從地下水面向上滲入乾土中之情形。圖中各曲線係不同時間中 ($t_1 < t_2 < t_3 < t_\infty$) 剖面水分含量之分佈， t_∞ 是無限長之時間。

圖(2)係毛管水在乾燥土壤中之上升情形。在初期，其情形與下滲相似，僅方向相反而已。及至後期，其通量並不像下滲能趨於一定值，而是漸減而至於零，成準平衡狀態，理由是毛管水上升運動之方向恰與

下滲相反，故其重力坡降亦與下滲相反。由於下滲最後是受重力支配而趨於定值，所以毛管上升最後亦受重力支配，其壓力坡降便接近於零。

自然界之水都在不停地運動，土壤水亦然，絕對靜止的土壤水很難遇到——一般是呈穩定水流之準平衡狀態。如果在土層中有地下水存在，水分便能藉毛管作用不斷上升運動至地表而蒸發，要是土壤之外界條件相同，土壤之構造安定，地下水位亦保持一定深度，則土層中自地下水面至地表之間將產生準平衡狀態之穩定水流 (Steady-state flow)。

(三)土層有地下水位存在時之穩定蒸發情形：

Moore 氏 (1939) 是最先研究土層在有地下水位之情況下，水分從地下水面經由土壤剖面上升至地表蒸發時而產生穩定流量現象之學者，氏曾提出種種理論公式，此種穩定蒸發水流之理論公式，嗣後經由 Philip (1957)、Gardner (1958) 諸氏加以推演如下：

$$q = K \left(\frac{d\phi}{dZ} - 1 \right) \dots\dots\dots (11)$$

$$\text{或 } q = D \frac{d\theta}{dZ} - K \dots\dots\dots (12)$$

上式中： q = 通量； ϕ = 土壤負壓吸力

K = 導水係數， D = 擴散係數

Z = 距地下水面高度 θ = 土壤濕度

從公式(11)顯示，若 $d\phi/dZ = 1$ 時，則流量停止 ($q = 0$)，再者從公式(11)可以改寫為：

$$\frac{q}{K} + 1 = \frac{d\phi}{dZ} \dots\dots\dots (13)$$

(13)積分之後得：

$$Z = \int \frac{d\phi}{1 + q/K} = \int \frac{k}{k + q} d\phi \dots\dots\dots (14)$$

$$\text{或 } Z = \int \frac{D(\theta)}{k(\theta) + q} d\theta \dots\dots\dots (15)$$

公式(14)中， ϕ 與 k 之函數關係 [$k(\phi)$]，經 Gardner 氏 (1958) 從經驗式求得：

$$k = a(\phi^n + b)^{-1} \dots\dots\dots (16)$$

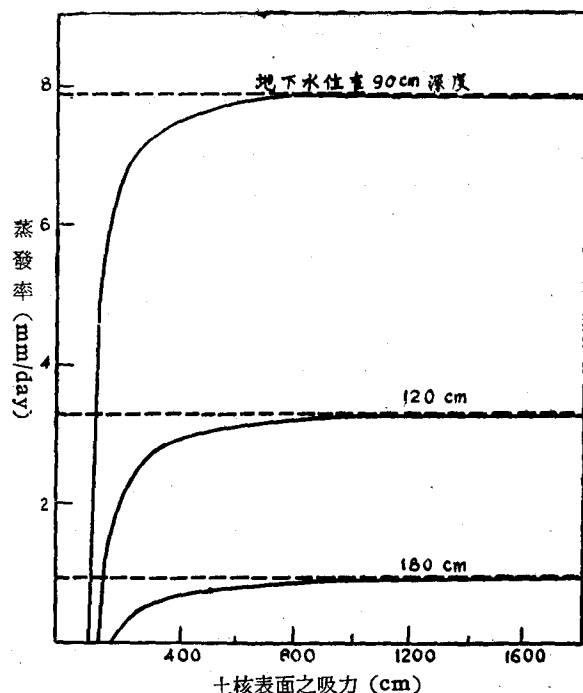
上式中 a 、 b 及 n 為參數，其值是依土壤而不同。因此原公式(11)可改寫成：

$$q = \frac{a}{\phi^n + b} \left(\frac{d\phi}{dz} - 1 \right) \dots\dots\dots (17)$$

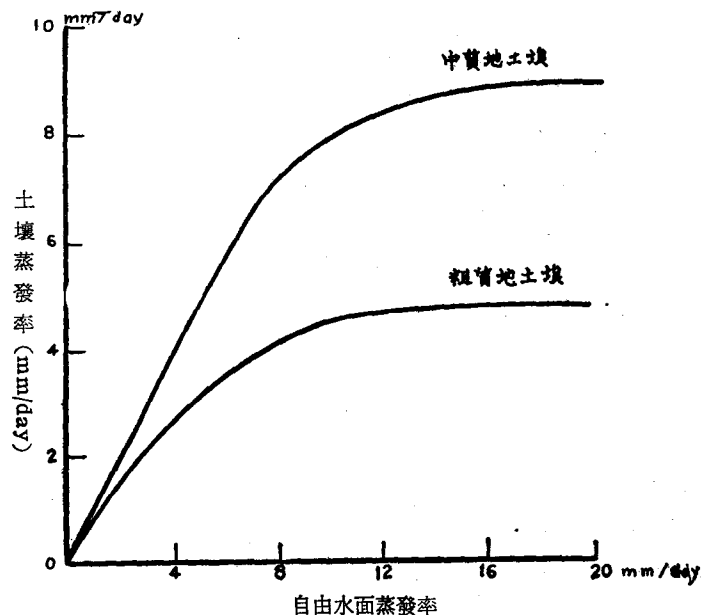
利用公式(16)及(14)積分之，可得在不同地下水位下，土層剖面中吸力（負壓位能）之分佈與通量（即各種蒸發率間）之關係情形。圖(2)係一細砂壤土，若 n 值為 3 時，根據公式(11)而求得之理論曲線分佈。

從圖(2)顯示，毛管上升之穩定流量率 (Steady rate) 及蒸發率是依地下水位深度及地表土壤負壓位能吸力之大小而定。因為一般中質地土壤，地下水位在表上下 90cm 以內時，毛管水上升之穩定流量率可達到 8 mm/day，已接近於大氣蒸發要求之蒸發最大

可能率 (Maximum Possible rate)，亦即說明此時之毛管水上升穩定流量率不受土壤濕度之限制，實際上是受外界之氣象條件所支配。若地下水位自



圖(22) 土壤表面呈現之負壓位能吸力與從土壤地下水面因蒸發上升所產生穩定流量率(Steady rate)間之關係。土壤為細砂壤土 $n=3$ (After Gardner, 1958)



圖(23) 粗質地與中質地土壤其蒸發率與自由水面蒸發間之關係。地下水位保持 60cm (After Gardner, 1958)

90cm 以下更形下降時，由於毛管重力位能增大之結果，毛管水上升之速度受阻，其水流亦逐漸趨於緩慢，則其所產生之穩定流量率將低於大氣蒸發要求之蒸發最大可能率，即實際蒸發率 (Actual evaporation) 低於蒸發要求量 (Evaporative demand) 此時毛管上升之穩定流量率之大小，是決取於地下水位降低之程度，如圖(22)所示，當地下水位在120cm時，穩定流量率為 3.4mm/day，若降至 180cm 時，僅為 1.0mm/day。

同時，表土吸力之大小亦是由外界氣象條件來決定。因為蒸發愈旺盛，表示作用於表土之吸力愈大。然而，增加表土之吸力，雖能增大蒸發通量，但其最大值最終還是受地下水位之深度所控制。因為即使是最乾燥之大氣亦不能很穩定吸取土壤表面之水分，使其速率超過地下水上升透過土壤剖面至地表之速率。土壤剖面最大之水分傳遞能力是依土壤吸力以及該吸力下之導水係數而定。Gardner 氏 (1958) 曾提出土壤從地下水位傳遞至地表蒸發層之最大流量 q_{max} 公式如下：

$$q_{max} = \frac{A^*}{d^n} \dots\dots\dots (18)$$

上式中： d = 自土壤表面至地下水位之深度。

A, a, n 為參數， A 值係依 n 值而決定。

此外，從公式(18)中亦可以看出，如果地下水位接近於地表，則地表土壤之水分吸力低，其時蒸發率大小是由外界之條件來決定，反之，當地下水位深，地表土壤水分吸力大之情況下，此時外界之環境條件，不管其具多大之蒸發潛力，其實際之蒸發率仍然受限制在一定之範圍內。

公式(18)亦說明最大蒸發率是隨地下水位之深度而降低，此種現象在砂質地更為明顯。因砂土中 n 值多超過 4。然而在砂壤土中，即使地下水位降至地表下180cm時，表土仍可維持一相當大之蒸發率。圖(23)係表明土壤質地對蒸發率之影響情況。

四地下水位過高所引起之鹽害：

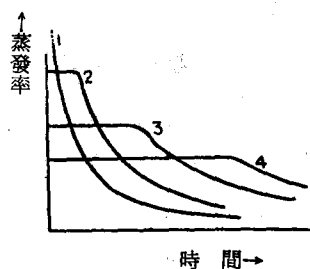
地下水位淺之地區，毛管上升水往往能上達根系土層，而被視為農田之水源；然而，此種水源通常可能導致農田蒙受鹽害，特別是在氣候乾燥，蒸發量大，同時地下水含鹽分高之地區。質地粘重之土壤，有時地下水位深達數公尺，仍能產生相當大之鹽害。世界上有許多農業發達地區，曾經因單行灌溉，而不實施排水，結果使地下水位升高，鹽分同升，而導致土地荒蕪。排水降低地下水仍是控制土壤鹽化 (Salinization) 之有效方法，但排水工程

是一種花費很大之工作；因此，優良之排水設計工程是很重要。諸如：排水溝渠設計之深度與地下水位可能降低之程度之瞭解便是一項基本之研究工作。茲再以圖(2)為例說明之：

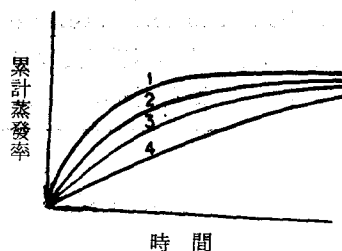
土壤剖面傳遞蒸發水流，當所處之地下水位在90cm時，其最大蒸發量有時可達8mm/day，此種數值，就是在一般最高蒸發條件下(Potential evaporation)亦難達到，因此，地下水位再上升，並不能再有效地增加蒸發率。反之，當地下水位降低至180cm，其蒸發率可降至1mm/day。如果更降至360cm時，其蒸發率僅0.12mm/day，要是再降至360cm以下，則其蒸發率將變為忽視之程度，甚至完全停止。因此，有效之土地改良，其排水溝渠埋設之深度，便應依據各種不同蒸發率之情況而定。

(四) 無地下水位狀態下之土壤表面蒸發：

農田土壤，有地下水位存在之地區並不太多，大部分均屬無地下水之農田，尤以乾旱地區為然。在無



圖(24) 蒸發率(通量)與時間之關係曲線。
(曲線 1, 2, 3, 4, 是依蒸發率開始降低時間之先後次序排列)



圖(25) 累計蒸發率與時間之關係曲線。
(曲線 1, 2, 3, 4, 是依原始蒸發率開始降低時間之先後次序而排列)

地下水之情況下，剖面中土壤水分因蒸發而形成純然之損失，其蒸發過程亦不是呈穩定流，最後之結果，使土壤乾燥達永久凋萎點以下，而使作物無法生存。

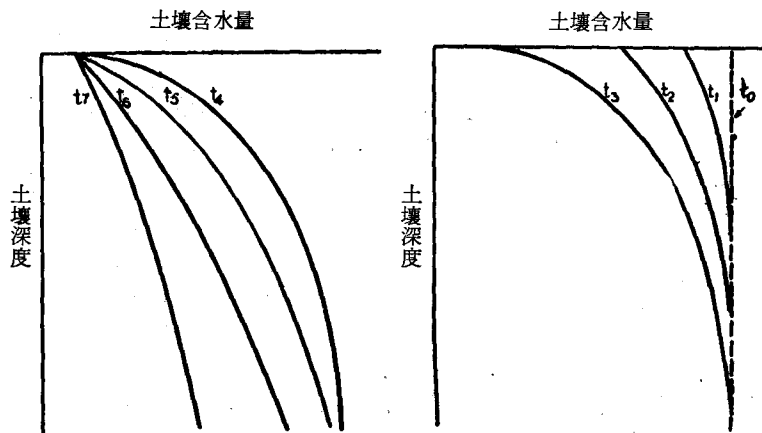
在外界環境保持不變之條件下，無地下水面存在之土壤，其在蒸發中土壤之乾燥過程可分為兩個明顯期：

(1) 穩定期 (Constant-rate stage)：蒸發初期，其蒸發率由外界條件及土壤表面狀態所決定較土壤之導水性為大之時期。

(2) 降落時期 (Falling-rate stage)：蒸發進行中，當蒸發率降至最大可能蒸發量以下時，其實際之蒸發率 (Actual rate) 是由土壤剖面能傳導水分至蒸發層之能力來決定。

上述兩時期之蒸發概況可用圖(24)及圖(25)表明：

凡是研究農田土壤脫水過程及其控制方法者，都必需認清此兩時期，其中前期是著重於時間，後期是在蒸發率之變化，其基本決定因素是在擴散度與水分含量坡降間之關係 (Diffusivity and water-content gradient relationships)。



圖(26) 土壤乾燥時，剖面中水分含量之變化情形。

右圖係在蒸發初期，水分坡降曲線，愈向地表愈陡。

左圖為蒸發後期，當深層土壤水分因蒸發損失時，剖面水分坡降曲線愈變愈緩。

就前期之蒸發而言，土壤之表面逐漸乾燥，土層中之水分亦不斷上升以應付（降低）表土因蒸發而增大之水分坡降。祇要表土所增之水分坡降（水分減少）能被土層中之水力導度所補償（抵消）時，則表土之蒸發率將維持一致，不會有大變化。但經過一段時間之後，土層中之含水量因不斷蒸發而降低，其導水係數亦逐漸降低，亦即是說，後期之蒸發，表土將逐漸乾燥，最後成風乾土，此時，水分坡降已不再增加，但在土層中之導水係數却一直降低，所以蒸發率（通量）便逐漸減少，其情形就如圖(24)所示，其在初期終止至後期開始之間，曲線將會突然下降。至於圖(24)係表示蒸發初期，水分坡降愈向地表愈形增大，以及在蒸發後期，全部土層之水分坡降與地表愈接近之情形。

初期蒸發乾燥之時間是視有關蒸發氣象因子之強度而定，同時亦決定土壤本身之導水性。在外界氣象條件相同之情形下，初期蒸發維持之時間粘土較砂土為長，因為當剖面之上部形成吸力存在時，粘土之濕度及導水性均較砂土為高之故。要是外界氣象因子變弱，則蒸發初期中蒸發通量之穩定期之維持時間亦較長。此外，還有一現象，在蒸發初期便維持較高之蒸發率時，則其後之任何時期，其累積蒸發量亦較高。

至於後期蒸發率下降之情形，Gardner (1959) 曾提出其流量方程式（不考慮重力作用）如下：

$$E = 2(\theta_1 - \theta_0) \sqrt{D t / \pi} \dots\dots\dots (19)$$

式中：E = 累積蒸發量

θ_1 = 蒸發前土壤剖面原有濕度

θ_0 = 蒸發終了時之表土濕度

$\bar{D}$ = 擴散平均值

上式是表明累積蒸發量與其時間之開方根成正比，如果計算其蒸發通量 (q)，則：

$$q = \frac{E}{t} = 2(\theta_1 - \theta_0) \sqrt{\bar{D} / \pi t} \dots\dots\dots (20)$$

即表明蒸發通量是與時間之開方成反比。

Rose (1966) 氏利用 Philip (1957) 氏吸水作用之觀念 (Sorptivity concept) 提出如下之公式：

$$E = S t^{\frac{1}{2}} + b t \dots\dots\dots (21)$$

S = 吸水（或釋水，在此是用於乾燥脫水過程）

作用為正值

b = 參數為負值

上式僅適用於蒸發後期，即蒸發率降低期。

(c) 土壤中水分蒸發及水分再分佈同時存在之情形：

關於蒸發乾燥之研究，往往祇偏重土壤剖面原來

之濕度為均一而且接近於飽和之前提下，進行理論性及試驗性之探討，此種研究祇是執其一端，僅對某一觀點之方便而加以之假設而已。在田間實際之情況下，蒸發過程很難單獨發生，多是與水分再分佈共同存在。例如：降雨或灌溉之後，土壤剖面間將同時發生兩種情況：

a. 地表蒸發：引起水分向上流動

b. 土壤水分再分佈：土壤內部排水，由於重力及水力坡降之作用而引起。

在土壤剖面中，其上層發生蒸發作用，下層發生水分再分佈，處於此兩作用之交界點，其水分將不上升亦不下流，其通量為零，稱為分水界 (Watershed divide)，此種分水界將因時間而慢慢向土層下移。

蒸發與水分再分佈共同存在之現象，Black (1969) 及 Hillel (1970) 兩氏曾加探討，氏等認為：雖然此兩現象是發生在不同剖面部位，但由於兩者表現之交感作用，使蒸發及水分再分佈之現象變為複雜，彼此均不能單獨進行分析或預測。蓋蒸發可以使水分再分佈之水量減損。但在另一方面，水分再分佈亦使蒸發之水量減損，其趨勢都是使上剖面之土壤水分減少。

蒸發與水分再分佈之交感作用在水土保育上頗為重要。因為在無內在排水下滲 (Internal drainage) 之情況下，即使在蒸發初期地表進行覆蓋以延緩蒸發，但就長期之觀點而言，此種延緩蒸發處理，對累積蒸發量而言，其效果很低，因水分貯藏不夠深，始終會蒸發損失。反之，如果水分下滲（水分再分佈）能進入深層土壤中（超過蒸發所保持之深度），則地表覆蓋對蒸發初期以及長期之土壤水分保持才能產生明顯之效果。

蒸發及水分再分佈兩者在初時均進行很快，但隨着時間而遞減。Richard (1957) 氏曾從事水分再分佈試驗，以及水分再分佈與蒸發同時作用試驗，發現土壤剖面某一層次之含水量是隨時間而遞減，其關係式如下：

$$W = a t^{-b} \dots\dots\dots (22)$$

$$\bar{\theta} = a / L t^b \dots\dots\dots (23)$$

式中：a, b = 經驗參數

$\bar{\theta}$ = 土壤平均濕度

L = 該土層之濕度

Gardner (1970) 氏試驗時發現蒸發對土壤水分再分佈率 (Rate of redistribution) 之影響很少。此種結論與 Rubin (1967) 及 Remson (1967) 所

得之結果相同，殆無疑義。但在另一方面，水分再分佈能大量減損蒸發量，因為水分再分佈（由於擴散）能逐步減少土壤濕度而使累計蒸發量降低，其降低之量超過其與時間開方根之比率。

※ ※ ※ ※ ※

總括以上所述，農田裸地表土蒸發之現象，可得到如下之印象：

地下水位淺之裸地，由於大氣之蒸發作用，水分能從地下水上升不斷輸送至地表而成穩定流。如果地下水位極接近地表，土壤傳遞水分迅速，則實際蒸發率將決定於外界之氣象條件（例如微域氣候）。要是地下水位達相當深度時，土壤剖面傳導水分之性質將受限制，於是土壤之導水性便成決定因子。

從地下水毛管上升至地表之蒸發過程中，往往能使地表積聚鹽分，而產生鹽害。此種現象並非立即形成，而是逐漸累積，尤其是細質地土壤而在有灌溉之情況下，更易形成。改善之法，人工排水是必要措施。

土壤在乾燥蒸發過程中，其蒸發率大小，若不是決定於外界之環境條件，便是決定於水分之供應以及土壤剖面之導水性質。如果土壤相當濕潤，其導水性亦高，同時其所輸導之水分至地表之能力並不受限制，則其實際蒸發率將等於潛在蒸發率（Potential evaporation rate）。及至土壤乾燥，土壤中水源供應欠缺導水能力降低時，則其實際之蒸發率將低於潛在之蒸發率。所謂潛在蒸發率，是指其蒸發不受土壤導水性所限制之謂，通常是由氣象條件來決定。

避免蒸發，保持土壤水分之最好方法是使土壤中之水分盡量下移至較深之土層中，此種方法可由適當之灌溉方法，以及有效控制最初之蒸發率，使土壤有充分之時間讓灌溉後土壤水分進行再分佈而達成。

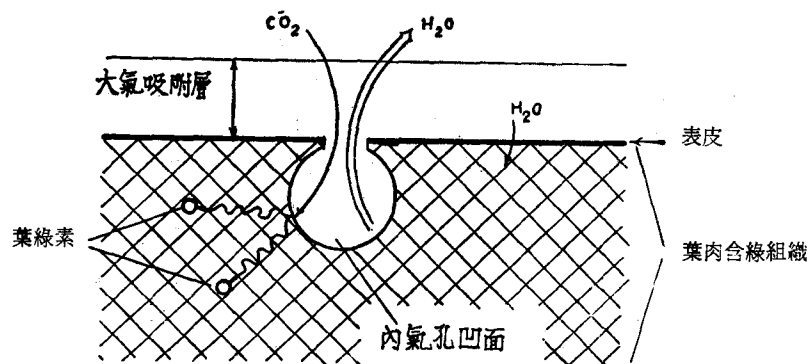
六、植物對水分之吸收

自然界有一現象，就是植物之一生，從土壤中吸取之水量，遠超過植物新陳代謝之需要。在乾燥之氣候，生產一噸重之植物體，就必需消耗數百噸之水。因此，站在植物之觀點而言，這是一種不必要之浪費，因為植物是無法避免不得不從土壤中吸收 90% 以上之水分以供應大氣難解之渴。此種由植物蒸散而損失之水分稱之為蒸散作用（Transpiration），蒸散作用並不是植物本身生活上必要之過程。因為植物如果生存在飽和或幾近飽和之大氣下，僅需要極少量之蒸散就可以，其所以有大量之蒸散發生，乃是由於葉面及大氣之間所呈之蒸氣壓差所引起。換言之，大氣蒸發要求（Evaporative demand of the atmosphere）對植物吸取水分所致。

植物生長在土地上，正如古老油燈之燈心，此燈心之底部浸入液體燃料中，當燈心點火時，則液體燃料由於點心兩端吸力坡降之不同，將源源不斷地上升供燃燒消耗之需，植物之根是伸入土壤水溶液中，葉部則受太陽幅射能及風之作用（外界氣象條件）致使水分從土壤通過植物體不斷地進入大氣之中。

上述僅是一種推理，事實上植物之蒸散，是由葉面之氣孔組織所控制，其情況如圖(27)所示：

氣孔因外界氣象因子及植物水分生理之要求而時開時閉，籍以調節蒸散強度，使植物從土壤中吸取水分與對大氣蒸散之水量儘量達到平衡。一般來說，植物之蒸散強度遭受抑制時，對植物之生產潛力亦將蒙受不利影響，因為同一氣孔，其不但為水分蒸散而服務，同時也是植物從大氣中吸收 CO_2 之通路， CO_2 為光合作用所必需，因此，為減低蒸散關閉氣孔，將使植物之生產潛能受到影響，再者，減低蒸散之結果，



圖(27) 蒸散作用通過氣孔及表皮，與大氣中 CO_2 擴散進入氣孔及葉綠體中之圖示
(After Rose 1966)

將使植物葉面溫度升高，產生過熱之現象。

爲要使植物不斷生長，植物對水之利用必需有很經濟而有效之控制才可以，即水源之有效性與蒸發之要求必需產生平衡，但問題是大氣蒸發要求量幾乎是連續性，不斷在進行，然降雨是時斷時續而無規律，植物歷經降雨間竭之時間而能生存，就必須依賴貯藏於土壤孔隙中之水來源供應。

因此，在討論植物對水分之吸收時，就應該將下述之主題來分別加以檢討：

(1) 土壤作爲植物生育蒸散作用之貯水庫，其效能如何？

(2) 在何種情況下，植物能迅速而輕易地從土壤中吸取水分？支撐植物生長之土壤最低水分含量之極限值如何？

(3) 從植物體、土壤及氣象之種種錯綜複雜因子中，如何判斷並決定其實際之蒸散率？

(一) 土壤水分對植物有效性之觀念：

土壤水分有效性之觀念，從來未有過清晰之定義，關於此問題，也是多年以來激烈爭論之題目。各研究機構及學術機關均有不同之觀念，而且均有其擁護者，如：Veihmeyer & Hendrickson (1929, 1949, 1950, 1955) 曾指出土壤濕度自上限（田間含水量）至下限（永久凋萎點）之範圍內對植物生長之有效性是同等有效。他們假設是處在有效水分範圍內，雖然有時濕度值減低，但對植物之生育效用並無影響，除非水分達到永久凋萎點，同時認爲當水分達到永久凋萎點時，植物之生育才急劇變壞而死亡。此種觀念，雖然是基於人爲之限制（註一），但曾被各方廣爲接受許多年，尤其是田間灌溉管理之工作者們。

然而其他之研究者如 Richards & Wadeigh 氏

[註五] 在本文中曾經提出有關田間含水量之觀念是由 Israelsen (1922) 及 Veihmeyer & Hendrickson (1927) 倡議，雖然此觀念在某些場合有用，但缺少基本之物理基礎。至於凋萎點，是指植物凋萎時土壤之濕度，惟凋萎狀態很難認別，因爲凋萎往往是暫時現象。例如日中凋萎，其時土壤仍很濕潤。永久凋萎點 (permanent wilting percentage) 是由 Briggs & Shantz (1912) 之凋萎係數之定義而得。即當植物呈現凋萎時，將其放置在飽和空氣中 12 小時，仍不能恢復常態，其時土壤中所含之水量稱爲永久凋萎點。但此定義，仍然是屬人爲武斷，因爲植物體中之水分位能與土壤中水分位能，在如此短時間中，往往不能就達到平衡，因植物對土壤水分之反應與對蒸散強度及時間之反應並不同樣敏感，有時差之效應存在。

(1952) 則認爲土壤濕度減少，其對植物之有效性亦降低，同時相信當土壤水分尚未到達凋萎點之前，植物已遭受缺水之威脅，而影響其生育。此外，還有其他許多學者採用折衷辦法，試圖將土壤水分有效範圍分爲快速有效 (Readily available) 及減速有效 (Decreasingly available) 兩種，並希望在田間含水量至永久凋萎點之間找出其臨界點。

上述三種假設，直到最近，都在流行。茲將其大意圖示如下：

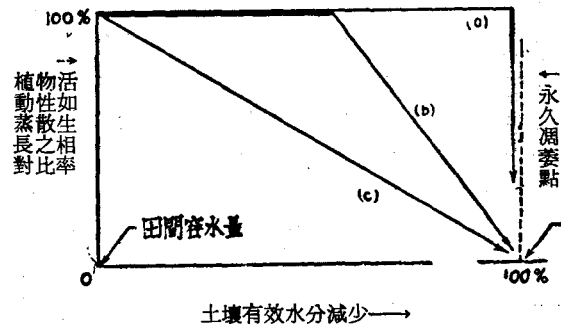


圖29 土壤水分對植物有效性之三種不同假設。

- (a) 自田間含水量至永久凋萎點間之水分含量對植物同等有效。
(b) 自田間含水量至臨界濕度間之水分含量對植物生長屬同等有效，但自臨界濕度值以下至永久凋萎點之間，則其有效性隨土壤濕度之減少而降低。
(c) 土壤水分自田間含水量以下，其濕度減少，植物之有效性亦降低。

至目前爲止，並無一學派能够基於他們所作之假設而提出廣博有充分證據之理論體制來解釋土壤—水—大氣系統中，水分運行之有關因素及其影響之確切情形。推究所以有此種現象之發生，實在是由於所得之試驗資料尚屬有限，同時各研究者對於其所處之特殊環境，僅執其一端，故所得之歸納性結論，難免偏於一隅而無法窺其全貌。此種爭論，看來還要持續多年，直到有足夠之試驗資料爲止。目前誰都無法澈底明瞭其真正之關係。

至於不同類型之植物種類對土壤水分之反應情形亦同樣模糊不清，因爲根層土壤水分含量之變化雖然在短暫之時間中與植物之蒸散率不生關係，但對植物其他之活動性却能發生連帶之影響，如光合作用，植物生長、開花、結果、種子形成、纖維生產等，在不同土壤含水量下，可能十分不同。

就土壤水分本身而論，土壤濕度亦不能作爲其有效性判斷之惟一標準，因此，有許多學者曾希望從土壤保水能量與植物水分狀態之關係上來研究，例如土

壤水分位能〔不同之名稱如張力 (Tension), 吸力 (Suction), 土壤水分應力 (Soil-moisture stress)〕與土壤水分常數間關係之闡明便屬此種傾向。在一般觀念上, 如 $-0.1 \sim -0.3$ 巴相當於田間含水量, -15 巴為永久凋萎點等是。應用土壤保水能量之觀念來解釋其與植物水分間之關係是從土壤—水—植物關係研究上之一大進步。

植物對土壤水分之吸收是俱有時間及空間上之複雜性。根系向各方向伸長, 目前尚無法測出根毛與土壤水分接觸時, 細微情況下之水力坡降與水流通量。一般試驗時僅能採集土壤樣本, 測定其水分含量及能值, 從而估算其平均統計量, 然實際上土壤水分吸力在與根毛接觸處遠較土樣所測之平均值為大。再者迄目前為止, 尚無令人滿意之方法, 使植物生長在一定之水壓位能 (Constant water potential) 之下, 一般是行週期性之灌溉, 在此種不同之土壤水分規律下, 植物生長受影響之程度 (指根毛接觸處之土壤水分位能) 是超過土樣所能測定之平均位能, 如圖(29)所示。再者根系在土層中之分佈, 一般多不平均, 各種植物之根系形態相差亦很大。綜上所述便可知土壤水分與植物生長之反應, 其真實之關係情形, 實在還是模糊不清。

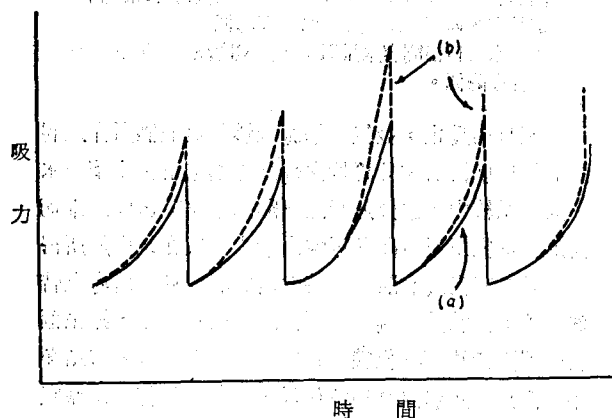


圖29 灌溉間隔期期間, 根系土層中土壤水分吸力變異之情形。

(a) Tensiometer 測定之平均吸力。

(b) 土壤與根毛接觸處之水分吸力。

(三) 水分有效性之新觀念：

近幾年來, 關於土壤—植物—水之關係, 在研究觀念上有一基本之變化。由於理論研究之發展, 對水分在土壤、植物及大氣中運動及存在之形態瞭解較多, 同時在試驗技術方面, 亦能更精確測定土壤及植物中之水分位能、導水性、含水量及通量等。因此, 有

關此方面研究之路徑, 亦能愈近問題之軸心。趨勢愈來愈顯明, 在動能觀念之下, 所謂土壤水分常數〔如田間含水量、永久凋萎點〕, 以及臨界濕度、毛管水、重力水等名稱, 若以物理觀點而論, 都變成無甚意義, 因為其基本之假設是認為田間水分存在是一種靜態。然而, 在事實上所察覺, 土壤及植物中是有明顯之水分運動之基本現象存在, 雖然流動之方向及其通量有很大之不同, 至於真正靜止狀態之水, 不論是在土壤或植物體中是非常少見。

由於動能系統觀念 (Concept of dynamic system) 之發展, 而使早期對有效水分分類方式亦遭摒棄。因為很顯然, 水分含量之高或低, 在質而言, 並無基本上之不同, 土壤水分被植物吸收之量及率並非由土壤水分位能或含量之單獨作用, 乃是由根系從其接觸之土壤中吸取水分之能力, 以及土壤能否及時輸送充分之水量至根之表面被吸收, 以迎合植物蒸發之需要之能力而定。因此, 植物對水分之吸收, 實際上是決定於植物、土壤及氣象條件三方面: 即:

(A) 植物之性質: 根系分佈之密度、深度、根系擴展比, 以及植物所固有從土壤吸收水分以免凋萎之生理能力。

(B) 土壤之性質: 導水係數、擴散作用、母質吸力以及土壤濕度間之關係情形。

(C) 微域氣象條件: 如幅射能、溫度、相對濕度、風速等。

從物理之觀點而論, 蒸發散可視為一水流, 此水流是從有限度之各種位能來源 (土壤所貯存之水量) 流至無限 (雖然有不同之蒸發位能) 之大氣中, 祇要根系吸取土壤水分之比率與植物之蒸散率達到平衡時, 此種蒸散水流便將繼續不衰, 一旦根系吸水率降低少於蒸散率時, 植物本身便損失水分, 此種情形不能發生過久, 否則植物失去膨壓而生凋萎。

蒸發潛能〔註六〕 (Potential transpiration) 是 Penman 氏 (1949) 提出之名詞, 其含意是指在土壤水分供應無限制之情況下, 植物由於大氣之要求從土壤中吸取水分之速度。其後, molz 氏 (1968) 嘗試提出「土壤水分有效性能」 (potential soil-moisture availability) 之名稱, 其意是指在根系部位土壤所能供應之水分通量〔註七〕。當土壤濕度高時, 其實際之蒸發率將等於「蒸發潛能」〔亦有稱蒸發位能〔Potential transpiration〕〕其是受外界之氣象條件所支配, 當土壤濕度降低時, 其蒸發是受「土壤水分有效性能」所支配。因此, 植物生長

大部之時間，因外界之氣象條件強過土壤之條件下，而使植物實際之蒸發率等於蒸發潛能。

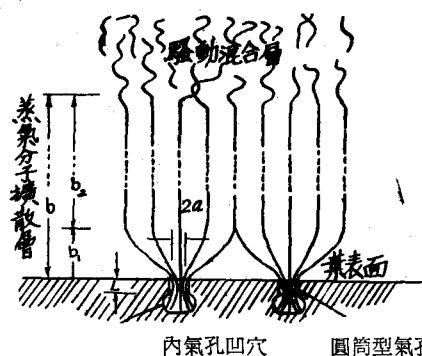
(三)土壤—植物—大氣為物理上之一連續體系：

目前有關田間水文循環之研究，都是將水在土壤—植物—大氣中運行之全部過程連繫在一起，而視其為物理上統一之動能體系來探討，至於個別內在所產生之不同水流祇能視為是一條鏈中之一環節。此種觀念曾經先後由 Gardner (1960), Cowan (1965), Philip (1966) 等倡議，其統一體系稱之為 SPAC (Soil-plant-atmosphere continuum)，在 SPAC 體系中，水流之發生是從位能高處向位能低處流動，所謂水分位能 (Water potential) 之觀念，在土壤、植物及大氣中將完全相同，彼此通用。

很不幸，從事研究之土壤物理、植物生理以及氣象學者們，均採用各自獨特之方式來表明同一之水分位能，如張力 (Tension)，擴散壓差 (Diffusion pressure deficit)，蒸氣壓 (Vapor pressure) 等；同時採用不同之單位來測量之。因此，各研究工作者對橫之連繫方面彼此很難溝通。但對主要之原理，彼此均了解，就是水分位能被不同研究部門之學者，用不同之名詞來形容刻劃，尚未統一而已。

因此，為要進一步了解 SPAC 之水分運行狀況，則應該對水分位能之名稱統一化，以及水在全部體系之運動歷程中，因時間及空間之不同，對其位能所產生之變化情形，應有詳盡之探討。盡人皆知，流量率與其阻力成反比。在整個體系中，水分運動之通路包括有：土壤中之水移近根系，根系之吸水，水從根傳導至莖部，再由木質部傳至葉，在葉之內纖維組織孔隙中蒸發成蒸氣，蒸氣從氣孔之凹穴中，當氣孔開啓時，擴散至葉面之接觸面而成吸着於葉表面之空氣靜止層，如圖(30)所示，再通過靜止層而進入騷動層 (turbulent layer)，然後由大氣移動散失於大氣中。

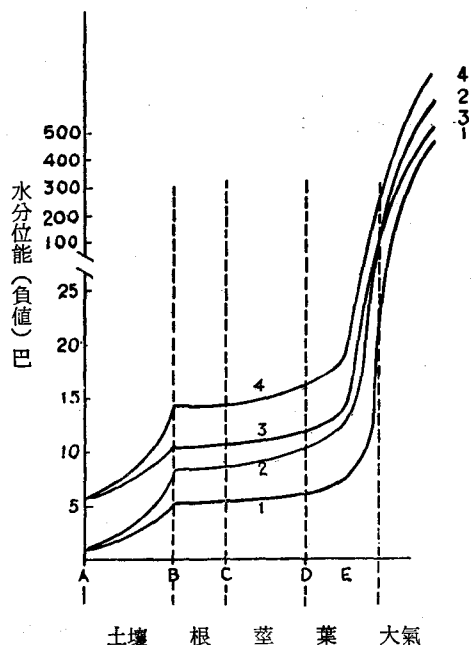
一般植物每日蒸散之量與植物體中之含水量間有很大之關係，因此，在短時間中便可測知植物中水分輸導之水流，在整個體系中水流之大小是與該部分兩



圖(30) 葉之橫斷面，水蒸氣分子通過氣孔及氣體分子吸着層向騷動層擴散之情形。

點間之水分位能成正比，與通過之阻力成反比。阻力在土壤中通常較在植物中為大，阻力最大是發生在葉面至大氣之間，在該處水分由液態變為氣態，藉擴散作用慢慢向大氣中蒸散。從土壤至大氣之間其總位能之差異可達數百巴，在乾燥氣候下，有時可達 1,000 巴，此種位能總坡降在土壤與植物之間約在數巴至數十巴，但最大之差異是在葉面與大氣之間，達百巴以上。

圖(31)係表示在 SPAC 體系中水分位能之分佈情



圖(31) 在不同土壤水分與大氣蒸散情況下 SPAC 體系中水分位能之分佈情形。

形。上圖橫坐標不劃出刻度，因其目的祇是在表明彼此間有關水分位能之一般關係情形。在圖中曲線 1 之 AB 部分，是土壤水分吸力之低值，因此，其在根表

〔註六〕：潛能 (potential)：其意義是代表最大可能率 (maximum possible rate) 與水分位能中之 potential 觀點不同。

〔註七〕 通量 (flux)：是指單位時間在單位面積中水流通過某種介質之量。

$$q \text{ (flux)} = \frac{Q}{At} \quad (\text{量次為 } \frac{L^3}{L^2 \times t} = \frac{L}{t})$$

Q：總水量

t：時間

A：通過之面積

面之吸力亦低，同時在葉肉細胞中(Mesophyl cell) DE 部分之水分負壓位能不超過臨界值(15 氣壓)，葉部之膨壓亦低，所以植物能從土壤中吸收水分以供蒸散之需而不致枯萎，E 是代表在內氣孔凹穴內之負壓位能。曲線 2 是表示在土壤中之水分吸力次低，但因蒸散率較高，在葉肉細胞中之水分吸力已稍超越於臨界值—(約 20 巴)，曲線 3 是表示土壤中水分吸力已相當高，但其蒸發率尚低之情形；至於曲線 4 是表示土壤水分吸力及蒸散率皆高之情形，其時葉部之水分位能，即葉部吸水時所需之水分吸力已遠超過臨界值，故植物呈現凋萎。

盡人皆知，水流和電流相同，水流之流量是與水壓坡降成正比，與水流之阻力成反比，恰與電流之 Ohm's law 相同，因此水流阻力 (Re) 之公式，可以寫成如下式所列：

$$Re = - \frac{\Delta\phi}{q} \quad (24)$$

式中 $\Delta\phi$ = 水力坡降
 q = 水流通量

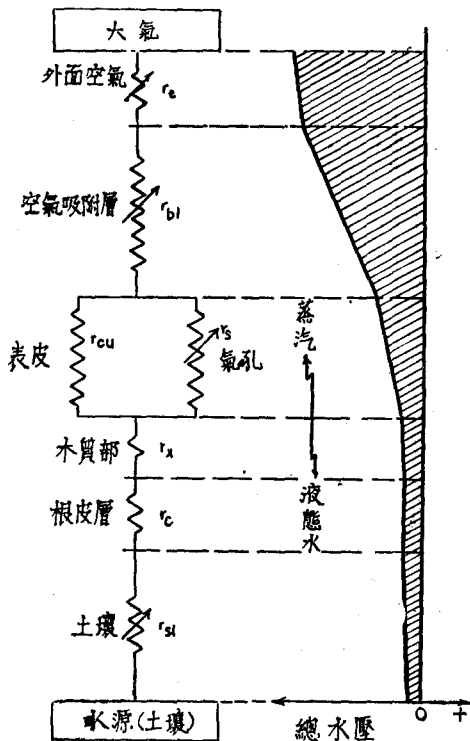


圖32 以電流中電阻之類似情形來表示水流在 SPAC 體系中之阻力，在土壤、植物及大氣中水流之阻力依土壤及氣候狀況而有很大之不同。水流進入大氣中由於蒸氣壓差與傳播係數所決定，至於蒸氣壓差及傳播係數則受風速、對流溫度等因素錯綜複雜之交感所引起。

上列之關係式亦同樣可應用於 SPAC 體系中，正如電流之通過一系列之電阻體。圖32即一圖示，表示土壤水流通量之阻力是水流流經之長度與其水力導度之比率，換言之，水流阻力之大小是決定於所流經之長度與其導水係數。

土壤之導水係數因土壤濕度而不同，再者根系之伸長能增加根層之面積及根之密度，因而降低土壤之平均水流長度之通路，以及根會向較濕之土層中伸長等之影響。因此，Re (水流阻力) 是決定於土壤之水分含量，以及根系之密度分佈之狀況。

Gardner & Ehlig (1963) 提出如下公式：

$$\phi_p = \phi_s - ER \quad (25)$$

式中 ϕ_p = 葉部水分位能
 ϕ_s = 土壤中水分位能
 E = 蒸散率

R = 在土壤與植物體系中水流之阻力

氣孔由於水分位能之變化而時開時閉，因此，氣孔之阻力亦因時間而不同，同時在大氣與葉表面間空氣分子吸着層之厚度，對阻力亦有很巨大之影響，至於在植物體中水流阻力亦有變化，但與葉和大氣間阻力之比較，則遠為渺小。

只要植物不生凋萎，則通過植物所產生之隱定水流，即蒸散率是等於植物對土壤水分吸取率，亦等於植物體中傳導之速度，公式如下：

$$q = - \frac{\Delta\phi_1}{R_1} = - \frac{\Delta\phi_2}{R_2} = - \frac{\Delta\phi_3}{R_3} \quad (26)$$

式中 $\Delta\phi_1$ = 土壤至根部間之位能坡降
 $\Delta\phi_2$ = 自植物體內至葉間之位能坡降
 $\Delta\phi_3$ = 自葉至大氣間之位能坡降

位能坡降增加量之順序是： $\Delta\phi_1 \approx 10$ 巴， $\Delta\phi_2 \approx 10$ 巴， $\Delta\phi_3 \approx 500$ 巴。因此可知，處在葉至大氣間之水流阻力較之植物與土壤之間所呈之阻力，要大50倍或更多。當夏日中午，氣孔關閉時，則 R_3 (葉至大氣間之阻力) 將更形巨大，結果使蒸發率減少。

四進入根系之水流：

植物之根系十分巨大，總長有數公里，就以一年生之草本植物而言，其在一年中所生之根總面積將超過1,000 平方公尺，假如此種根系是遍佈於體積為100 公升之土壤中，雖然根之長度及面積如此巨大，但根系實際所能接觸之土壤顆粒面積還不及中等質地土壤顆粒總面積之 1%。因此，土壤中之水必須移運相當長之距離才能到達根之表面，此種距離之長度是依根系之密度及土壤水溶液之性質而定，通常都是以 mm 或 cm 來計量。

土壤濕度降低時，則土壤吸力增大，結果使植物要從土壤中吸收水分之力亦必相應增加，祇要根系所保持之吸力大於土壤對水分之吸力，土壤便會傳導水分至根部，供根之吸收，一旦土壤水分吸力漸增等於根系對水分吸力時，則植物根系之吸水作用便行中止，此時，除非是距離根系較遠處之土壤水分含量較高，可藉水力坡降將水分移運至根之表面，根系之吸水作用才能繼續進行。總之，植物吸收土壤中之水分，其現象和蠟燭燈心吸收燃料以供燃燒之現象相同。

假設有一植物根是無限長，呈圓筒形，具有一定之半徑，當其發生吸水作用，土壤水向根移動也是沿著半徑發生，其流量公式是：

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (rD \frac{\partial \theta}{\partial r}) \dots\dots\dots (27)$$

上式中： θ = 土壤濕度體積比

D = 擴散係數

t = 時間

r = 至根軸心之半徑距離

假設在根之表面發生一定之通量，而開始之邊界條件是：

$$\begin{aligned} \bar{\theta} &= \theta_0, \quad \psi = \psi_0, \quad t = 0 \\ q &= 2\pi ak \frac{\partial \psi}{\partial r} = 2\pi aD \frac{\partial \theta}{\partial r}, \dots\dots\dots (28) \\ r &= a, \quad t > 0 \end{aligned}$$

上式中： a = 根之半徑

ψ = 母質吸力

k = 導水係數

q = 每單位長度中根之吸水率

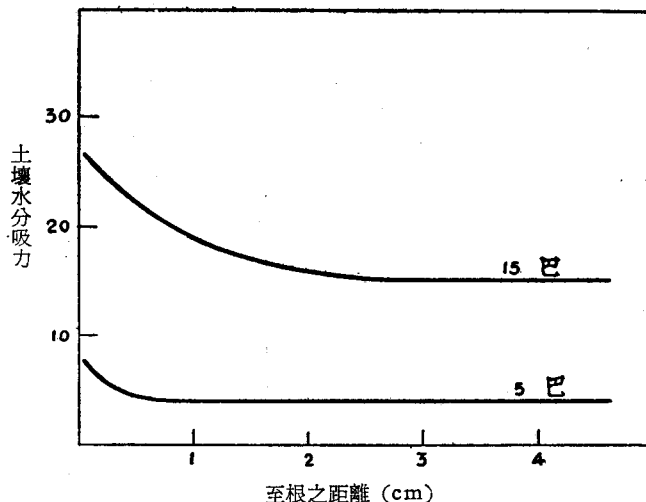
如果以 k 及 D 均為常數時，則可得如下式：

$$\psi - \psi_0 = \Delta\psi = \frac{q}{4\pi k} (\ln \frac{4Dt}{r^2} - \sigma_e) \dots\dots (29)$$

上式中： σ_e 是 Euler's 常數。

從上式中可以計算 $\Delta\psi$ ，所謂 $\Delta\psi$ 就是任何時間中，從土壤至根間之水分位能落差（在開始時，土壤之水分吸力為 ψ_0 ，在根系與土壤接觸處為 ψ ）。公式(29)是表示水分位能坡降與根系吸水率成正比，與導水係數成反比，由此可知，根系之吸水率是基於土壤至根間之水分位能降坡，導水係數以及土壤平均之水分吸力諸因素而定。

公式(29)亦表示自土壤至根之距離間，水分吸力將隨時間之開方根而增加，因此，水分自土壤移運至根系之距離可以從時間上來估計，根據 Gardner (1960) 氏從數種土壤分析之結果發現當根系吸水時，自土壤至根間之距離中，如果開始之土壤水分吸力低於 15 巴時，在吸收率間之曲線，幾乎很水平，直到水分乾燥至 15 巴時，土壤至根距離間之水分吸力才會發生明顯之差異，其情況如圖所示。



圖(3) 砂質土壤，每 1cm 長之根在每日吸收 0.1cm³ 之吸收率下，自土壤中至根軸心之距離間，土壤水分吸力之變化情形。圖中所示之兩曲線，係該距離間，兩種在開始就不同之土壤水分吸力。(after gardner, 1960)

植物由於蒸發作用而促使根系從土壤中吸取水分，根系能從土壤中吸取水分是基於土壤與根之間水分位能之差異而引起。水分位能差異是受導水係數及流量率所支配，換言之，欲維持植物產生一種穩定之蒸

發流量率，其所必需具有之水分位能差異是視土壤導水係數而定。當土壤水分吸力低時，導水係數高，則土壤至根間之水分位能差異 ($\Delta\phi$) 小，其時處在根內之水分吸力可以不必和土壤水分吸力有重大之不同，

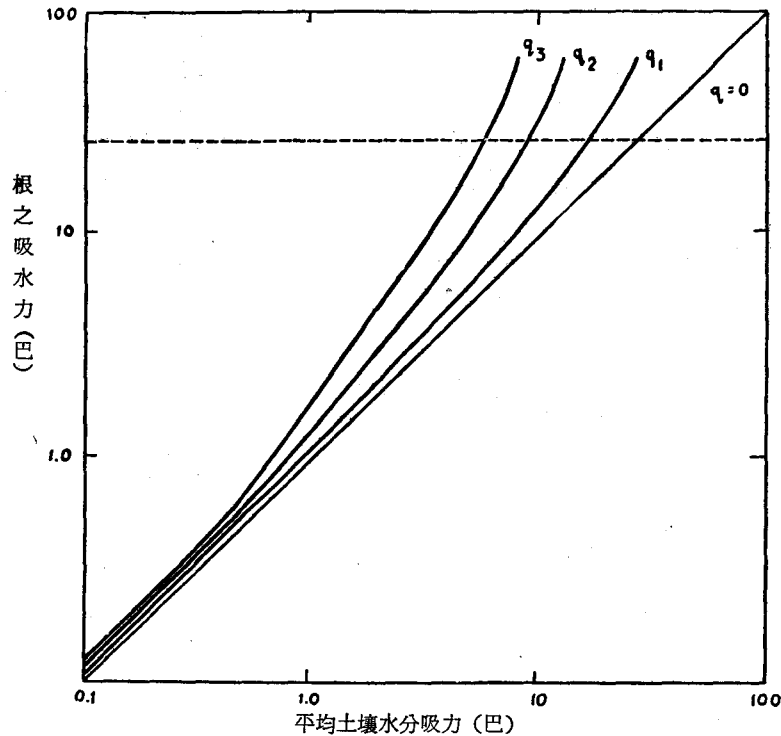


圖34 根之吸取力與土壤平均水分吸力間之關係。圖中三種不同吸水率 ($q_1 < q_2 < q_3$)，虛線係表示臨界值，超過此值，植物產生凋萎，植物產生凋萎與土壤水分吸力間之關係，似乎是取決於吸水率，亦即取決於蒸散率。(after Gardner 1960)

便可從土壤中吸入所需之水量。要是土壤水分吸力漸增，土壤之導水係數減低，其時植物仍要繼續維持穩定不變之吸水率，則土壤至根間之水分位能差異必需加大，才能使此種情形不致中斷。在一般情況下，只

要對植物之蒸發率要求不致太高，土壤中之導水係數適中，根系之密度足夠密，則植物從土壤中所吸取之水量，其流量率便可使植物維持正常之活動。然而，如果植物根系之吸水率低於蒸發率時，——（不管叫

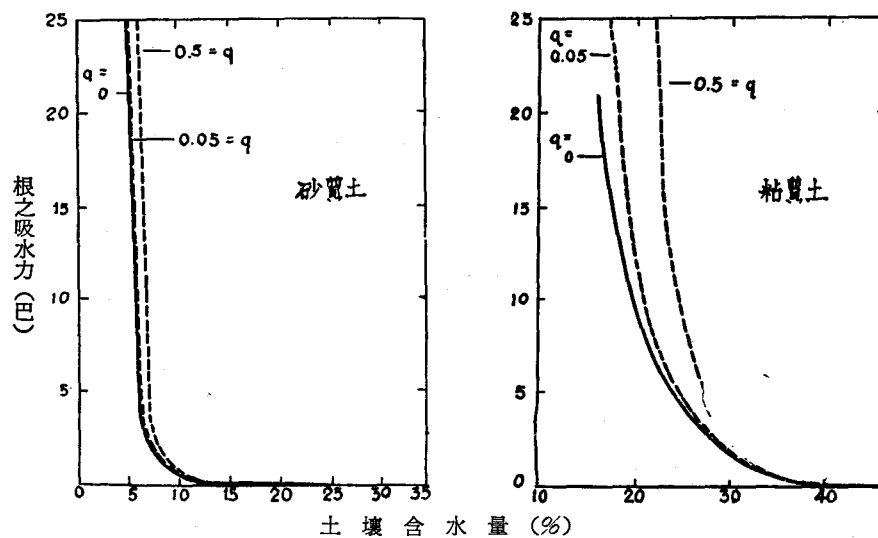


圖35 兩種不同土壤在兩種不同之吸水率之情況下，根之吸水力與土壤含水量之關係。(after Gardner 1960)

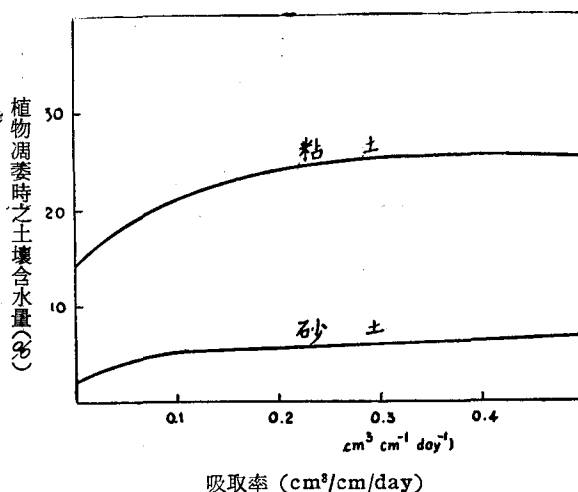
由於大氣對植物要求之高蒸發率，或是由於土壤之導水係數降低，或是由於根系密度稀少，則植物必然損失水分，此時，植物如不能調整根內之吸水力，或根系密度，以增進對土壤水分之吸取率，則植物必失去膨壓，而生凋萎，使植物生育不正常。

圖(34)係表示不同水分吸取率對根內之吸力與土壤水分吸力間產生之關係情形，由圖中之曲線顯示，只要土壤水分吸力不超過數巴之吸力下，根內之吸水力不必超過土壤平均吸水力很多，便可以產生穩定蒸發水流，要是土壤平均吸水力超過 10 巴時，則根內之吸水力便必需提高至 20~30 巴，才能使根表面從土壤中之吸水率達一定量之穩定水流。

圖(35)是表示各種土壤在不同之導水係數下，根內之吸水力與平均土壤含水量間之關係。

從該圖所示，便可以瞭解，何以砂質土當水分慢慢減少，對植物生育無甚影響，直至臨界點到達時為止。但一旦超過臨界點，便生凋萎，圖中實線係表示當植物吸取水分率為零時，根所具有之吸力，換言之，實線是與土壤保水力在靜態平衡 (Static equilibrium) 下相似。在砂質土，大部分水分是保持在低吸力之狀態下，僅在 6~7% 之含水量範圍中，其保水力即土壤吸力值 (Suction value) 突然升高，需要極大之根吸取力。至於比 6~7% 高之含水量，祇要很低之根吸取力，便可以進行。但在粘質土方面，在很大之濕度範圍中，當土壤濕度減少，其吸力便逐漸增加，同時在相同吸力下，其含水量均超過砂質土。因此之故，當土壤吸力超過 1 巴以後，粘土之導水係數值較砂土為大。因為砂土及粘土之保水力不同，所以在砂土當蒸發率改變時，對凋萎點並無明顯之影響；反之，在粘土，其凋萎點時之水分含量受蒸發率之影響極大，由於此種現象，給予我們一種啓示，即歷來所爭辯有關「水分有效性」問題，投下一線曙光。

植物發生凋萎現象，如果是由於根之吸水力受到某種限制 (20 巴) 所引起。則藉着植物不同蒸發率下，當凋萎現象發生時，計算其土壤濕度值及保水力便可以明白其真相，從圖(36)中顯示，土壤濕度範圍對植物能引起凋萎現象者，在砂土相當狹窄，但在粘土則很廣闊，例如：Chino 粘土如果植物根系吸水率自低於 0.1 至 0.5 ml/cm/day 時，其凋萎點可自土壤含水量 16% 增至 23%。因此，可見在凋萎點之土壤含水量及土壤水分吸力兩者均受植物吸取水分之動態所支配。



圖(36) 根系吸水率與植物凋萎時之土壤含水量間之關係。

(五) 根系對水分之吸收：

在上節第四中所討論者，大都基於一種假設，即根層中根系之分佈一致，同時土壤平均含水量在根層中均屬相同。然而，在田間實際情況下，根系分佈殊少均勻，即使均勻，但深度之間亦不可能。至於土壤水分之分佈，亦是因剖面所在位置而有差別。

前曾說明，植物從一定體積之土壤中吸取水分時，其吸水率之高低是決定於根系之密度 (單位體積土壤中，有效根系之長度)、土壤導水係數、土壤吸水力與根之吸取力間之位能差異 ($\Delta\phi$)，如果土壤在初時於整個根系土層中之土壤水分吸力皆為均勻，惟有效根系之分佈不一，則根系分佈最密集處之水分吸取率將達最高。然而，水分吸取愈快，結果將使土壤濕度亦急劇降低，其吸取率亦無法維持長久。

要是根系分佈及其深度已知，土壤之性質及開始之水分含量亦為已知之情況下，則可以預測不同深度土層中水分被吸取之相對比率。Gardner 氏曾經作如是計算，而將其結果列如圖(37)所示。

此外，在不同土層深度中，水分吸取之不一致性，其情形曾由 Qgata (1960) 氏在田間實際之情況下求得，茲錄如圖(38)。

從圖(37)及(38)所顯示之各種不同情形看來，可能是由於根之活動性 (新根或老根) 及導水性不同所致，同時不同深度土層根系密度不同也是主要原因。

在根系分佈不一致之情況下，土壤剖面層次間水分之運動下滲，可能因不同深度土層中之水分吸力與根之吸水力間吸力坡降不同而受影響，一般來說，植物吸水率對水分下滲量相對比較時，可能很少，但

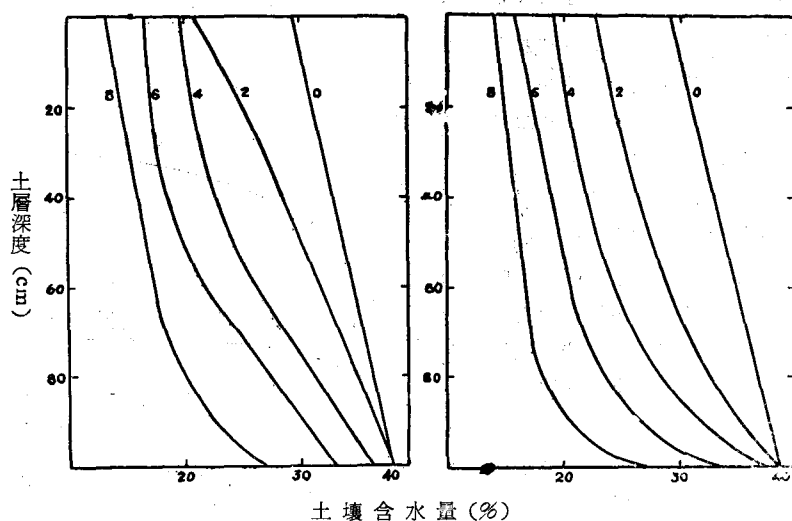


圖37 在開始蒸散 0, 2, 4, 6, 8 天後之土壤濕度剖面。

右圖係根系密度隨深度而對數減少之情形。左圖係根系密度隨深度呈線性減少之情形。(after Gardner, 1964)

在某些情況下，也可能很大，就粗略估計，將根系分為上下兩部分，上部根系之密度最大，分佈亦近乎一致，該層水分之減少，亦將近於一致。至於下部根系，根分佈較稀，所以消耗之水量亦較少。下部根層中水分之降低，有兩種作用在同時進行，處在該層之根系直接吸收，向上流至水分消耗較快之上部根系土層，此種水分上流乃是由於水分吸力坡降差異所引起。

成熟之根系在一定深度土層中，多少將佔有固定之土壤體積，所以根系吸取土壤水分，主要是依靠該部分之土壤體積之大小、水分含量、導水性、及根系之密度而定。至於幼小之植物，由於根能伸長擴大進入更深更濕之土層中，所以更易得水源，供不斷生長之需要。

在田間生長與盆栽比較時，植物生育反應差異之最大原因是在根系分佈之不同。因盆栽時，根系分佈較均勻，而田間根系則因深度而變化。蓋不同深度之根系，其吸水力及傳導水分之能力亦不同所致。根據 Rose & Stern 氏 (1967) 之研究，發現田間栽培棉花，在生長初期所需之水分，幾乎均從表土 30 公分內抽取，後期則在表土下 100 公分之土層中抽取。

(四) 土壤濕度、吸力及蒸散率之交感作用：

前曾述及，當土壤水分吸力很低，地上之植物遮蓋地表時，則蒸散率將逐漸接近於「可能蒸發散率」(Potential evapotranspiration)，其影響因素是受外界之氣象因子所決定。

植物與土壤是一導水體，水在其中流量率之大小是與其體內之拉力(位能或吸力坡降)與傳導係數之乘

積成正比。假如植物導體中之傳導係數一定時，則根與葉間之水分吸力差異，僅取決於蒸散率就可以，然而，在植物導體中所表現之水分位能並非一定，如氣

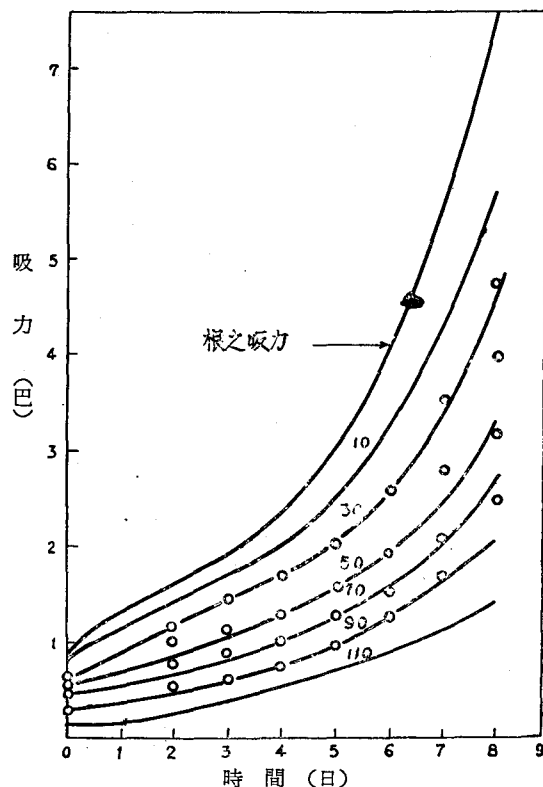
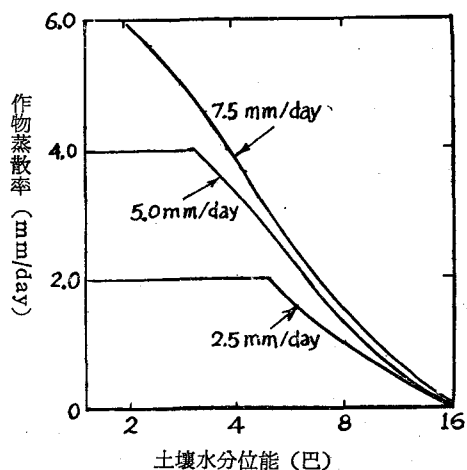


圖38 田間苜蓿栽培不同深度根系土層中，平均土壤水分吸力隨時間而增加之情形。(曲線旁之數字係代表根層深度之 cm 數)(after Ogata 1960)

孔關閉，將促使葉水分位能降低，並增加水分進入大氣中之阻力，關於氣孔關閉與葉水分位能之實際關係情形，是與植物之蒸散作用、光合作用、呼吸作用以及植物生長情形有關，但因屬植物生理範圍，於此不擬討論，但不管如何，應該明瞭者是土壤中水分吸力增加之結果，遲早會降低植物之蒸散率，此種蒸散率之降低，有時會在凋萎之前突然發生，粘土所保持之高蒸散率較砂土長久，因為在不飽和之情況下，粘土之含水量及導水係數兩者均較砂土為高。

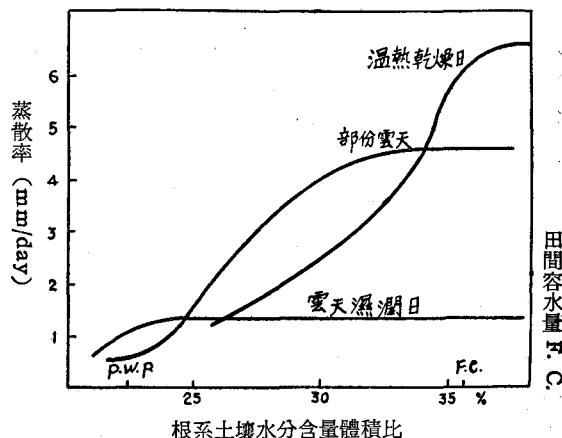
Gingrich & Russell 氏 (1967) 曾作玉米發芽生長比較試驗，其一是將玉米生長在已知滲透壓溶液中，另一是在已知土壤母質吸力之土壤中，結果發現土壤水分吸力增大之結果，對植物蒸散及生長之影響，較增高溶液滲透壓所栽培者為大。據 Gingrich & Russell 氏之解釋，係由於導水力不同致。蓋土壤是受水力導度或阻力所限制，而溶液則無此因素。

又 Denmead & Shaw 氏 (1963) 曾舉行試驗確證土壤水分動態 (Dynamic condition) 對水分吸取及蒸散之影響情形。試驗是在田間，將玉米生長在單蓋設備中，然後在種種不同灌溉及氣象蒸發之情況下測定其蒸散率，首先發現，可能蒸發散率在 3~4 mm/day 時，其實際之蒸發散率在土壤平均水分吸力約在 2 巴左右便開始下降，如果氣象條件良好，可能蒸發散率達 6~7 mm/day 時，其實際之蒸發散率下降，能提前至土壤水分吸力在 -3 巴。反之，可能蒸發散率極低，僅 1.4 mm/day，實際蒸發散率與可能蒸發散率將一致，直至土壤水分吸力超過 12 巴時，才出現下降之現象，又 Cowan 氏 (1965) 曾作同樣試驗。其試驗結果如圖(39)所示：

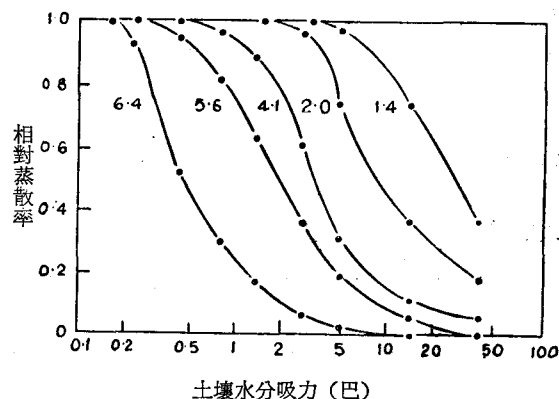


圖(39) 作物蒸散率下降與土壤水分吸力間之關係。

從圖(39)之曲線顯示，在低散率之情況下，土壤水分位能下降至很低（即土壤水分乾燥至很低時）土壤供應作物之水分流量率才受到限制，而使實際之蒸散率開始下降，反之，在高蒸散率之情況下，其實際蒸散率在土壤位能高，（土壤濕潤時）之狀態下，便發生下降現象。若以土壤水分含量之體積比而論，在極低之蒸散率情況下，土壤水分達 23% 時，才能使實際蒸散率下降，至於在極高之蒸散率時，土壤水分在 34% 時，便可發生下降，其情況將如圖(40)所示：



圖(40) 在不同氣象條件下，土壤水分含量與實際蒸散率間之關係。



圖(41) 在不同氣候條件下，相對蒸散率與土壤平均水分吸力間之關係。圖中數值係表示各種不同之可能蒸發散率(Potential Evapotranspiration)。(After Denmead & Shaw, 1962)

(七) 蒸發與產量間之關係：

農業之生產是靠投資，諸如：土地、水源、勞力、機械、農藥、種子及肥料等。因此，土壤水分管理之目標，便是以最經濟用水以達到最高之農業生產。在乾燥區域，水源問題往往是形成農業生產限制之最

大因素。尤其是長期乾旱或是在作物生長臨界期之缺水，土壤中所存有效水分含量之保持情形，對作物之產量構成最大之影響。反之，土壤水分過多地區，不但浪費水源，而且有害作物生產，如土壤通氣性降低，營養分流失，有毒物質之產生，以及增加土壤鹽碱性等。

早期之學者如 Briggs and Shantz (1913) 曾介紹蒸散比 (Transpiration ratio) 之觀念，即作物一季節中之總用水量與其所增加之乾物體重之比率。此種指數之高低，發現與氣候狀況之影響最大，其比率在乾旱區可達數百甚至高至 1000 以上。其後之學者如 Viets 氏 (1962) 利用其相反之觀念，稱之為用水效率 (Water use efficiency)，即田間栽培作物，產生一克之乾物量所消耗若干之蒸發水量。

作物之蒸散不但受水源之影響，如降雨或灌溉等，同時也受能量之影響，如氣象因子之輻射能、溫度、濕度及風速等。根據 Penman (1956) 氏之意見，在水源豐沛地區，作物之蒸散量最主要是決定於淨輻射能 (Net radiation)；至於水源欠缺地區，則作物之蒸散量、同化作用、植物之生育狀況、產量高低等，均視所供給之水源水量而定，惟其影響之程度不一。又 Wit 氏 (1958) 曾提出一個很有理由之觀念及分析方法，來評定乾旱區域作物之產量與溫度間之關係。Wit 氏發現在乾旱地區日照量多之情形下，作物產量與蒸發量之關係方程式為：

$$Y_d = m \frac{E_a}{E_o} \dots\dots\dots (30)$$

在溫帶日照量低之地區之關係方程式為：

$$Y_d = n E_a \dots\dots\dots (31)$$

式中 Y_d = 總乾物量 (Total dry matter yield)

E_a = 作物實際蒸發率 (The ratio of actual transpiration)

E_o = 自由水面之蒸發量 (Free water evaporation)

m 及 n 為常數，視作物之種類而定。

上列之關係式中，可以說明，作物之產量是與蒸發量成正比。至於用水效益依作物之種類多屬定值。此種關係情形不論是田間或盆栽栽培均得出相同之結論。惟在濕潤情形，如作物之實際蒸散量接近可能蒸散量 (Potential evapotranspiration)，水分不再是作物生長之限制因子時，上述之公式顯然不能適用。蓋在高蒸散量之情況下，其量是受氣候因子所支配，作物產量之增加已脫離水分之控制，而是受光之強

度、大氣中 CO_2 之濃度以及土壤中所含營養分種類之影響。

※ ※ ※ ※ ※

總之，水分在土壤——植物——大氣中之運動情形是三者間同時發生，惟其運動之速率各不相同；此種不同之運動速率是受一系列各別內在作用及彼此之間交感作用之程度所支配。多年以來，關於此方面之研究，雖然文獻甚夥，惟所得之結論彼此不一，或互相矛盾衝突，使研究進展遭受困擾。其中最大原因是沒有將土壤——植物——大氣當作一連續體系，而把水分在該體系中之動態，視為是一貫統一之位能觀念所致。

以 SPAC 視作一連續體系，而從事田間水文循環之研究，迄目前為止，尚在萌芽階段。許多研究，仍然是基於某一簡單之假設，此種假設並不能代表田間之複雜情況，以及地區之差異。然而，在觀念上總比以前進步，已能用物理公式來闡明其量間之關係，但在試驗證明之過程中，直到最近，亦只限於定性之說明。至於數量之探討，資料尚嫌不够充分。

水分從土壤經由植物至大氣之運動歷程中，其水分位能是不斷地降低。同時也包括幾個明顯之階段。每一階段之中均有其流量公式之名稱。在第一環節中是土壤不飽和水流環繞在根之週圍，由根之吸力可使此水流進入植物體中。進入植物體中水流流量不但是依土壤之含水量及其位能之高低而定，同時也依土壤之導水性及植物本身之蒸發散率之影響。

從動能之觀點而言，最普遍而最被人濫用之觀念，便是田間容水量 (Field capacity) 及凋萎點 (Wilting point) 兩個名稱。蓋此二者之原來定義，是人為武斷，並無物理根據，故必須加以重新確定，推想將來對此兩種所給予之定義，絕不是以靜態之水分含量為基礎，而是以動態之流量率為根據。

土壤濕度低於所謂「田間容水量」以下時，則根系土壤中之內在排水 (Internal drainage) 將低至可以忽視之程度。至於凋萎點之涵義，是指在某種氣候環境下，土壤中之濕度降低至一特定之植物無法吸取其水量，以供其蒸散平衡上之需要時稱之。

植物對水分之反應，有時還視其環境因素之變異而定。諸如：土壤之通氣性、營養分之有效性、機械之支持作用、植物之年齡、遺傳特性、以及氣象因子，如：光之強度、日照、大氣組成分等等，其不但對植物吸取水量有影響，同時還直接影響植物本身之生育狀態。

Summary

The field water movement consists of a number processes, such as: infiltration, redistribution, drainage, evaporation and transpiration etc. They may includes many distinct stages, each of which also may occur simultaneously and interdependently. It is the based knowledge for irrigation management. For the sake of clarity, some of important concepts and its influencing factors are summarized as follows:

(1) Infiltration—(Entry of water into soil)

Infiltration rate is an important physical property of a soil, it depends on the following factors:

- (A) It is apt to be relatively high at first, then to decrease, and eventually to approach a constant rate that is characteristic for the soil.
- (B) The wetter the soil is initially, the lower will be the initial infiltrability and the quicker will the attainment of the final rate.
- (C) The higher the saturated hydraulic conductivity of the soil is, the higher its infiltrability tends to be.
- (D) When the soil surface is highly porous, the initial infiltrability is greater than that of a uniform soil, but the final infiltrability remains unchanged. On the other hand, when the soil surface is compacted and the profile covered by a surface crust of lower conductivity, the infiltration rate is lower than that of the uncrusted soil.
- (E) If the soil presents of impeding layers inside the profile, it may retard water movement during infiltration. Clay layer and sand layers can have a similar effect, although for opposite reasons.

(2) Redistribution—(The movement of water from the moister to the drier zone within the profile)

Redistribution can be caused by matric suction gradients, or gravity, or both, and it is affected by hysteresis. The rate of redistribution generally decrease with time, as the suction gradients decrease and the hydraulic conductivity of the desorbing zone fall off. Thus, moisture loss from the upper zone, rapid at first, becomes slower and slower, and in time this loss can become imperceptible. The stable wetness remaining has long been termed "field capacity" and taken to represent the upper limit of moisture availability in the field.

(3) Drainage—(The removal of free water from the soil)

Since excess water can block soil pores, and thus retard aeration and effectively strangulate the roots. In water-logged soils, oxygen may be totally lacking, and carbon dioxide may accumulate to harmful levels. Toxic concentration of ferrous, sulfide, and manganous ions can develop. These, in combination with products of the anaerobic decomposition of organic matter can greatly inhibit plant growth.

Planning drainage system involves knowledge of water-table heights, water supply rates, and the conductive properties of the soil. It needs detailed investigation before an efficient drainage system can be devised.

(4) Evaporation—(The loss of water vapor from soil surface)

When the water table is very near to the soil surface, and the soil transmit water readily, the actual evaporation rate will be limited by external evaporativity. However, as the water table becomes deeper and the suction at the surface increase, the evaporation rate approaches a limiting value regardless of how high external evaporativity may be.

Evaporation of soil water involves not only loss of water but also the danger of soil salinization. To avoid this hazard, which is most severe in fine textured soil under irrigation, artificial groundwater drainage may be necessary.

The best way to conserve soil moisture against evaporation is to move the irrigation water as deeply as possible into soil profile.

(5) Transpiration—(Uptake of soil water by plants)

The amount and the rate of water uptake by plants depend on the ability of the roots to absorb water from the soil, as well as on the ability of the soil to supply and transmit water toward the roots to meet transpiration requirements. It included three phases:

- (1) Properties of the plant: rooting density, rooting depth, and rate of root extension, as well as the physiological ability of the plant.
- (2) Properties of the soil: hydraulic conductivity-diffusivity-matric suction-wetness relationships.
- (3) Micrometeorological conditions: radiation, air temperature, humidity, wind velocity, which together so call the atmospheric evaporativity.

The state and movement of water in the soil, plant, and atmosphere are affected by a complex set of interactions and of processes which occur simultaneously at different rates. For many years, research in this area was hampered by a failure to appreciate the overall physical unit and dynamic nature of the system. The literature abounded with a mass of seemingly conflicting experimental data, variously interpreted. The results obtained from empirical work alone many depend on uncontrollable, and often unrecognized, variables. Only a comprehensive physical understanding of the soil-plant-atmosphere system as a whole can help us to avoid drawing wrong conclusions and unwarranted generalizations from a specific set of experimental findings.

八、参 考 文 献

1. Daniel Hillel (1971) Soil and Water. Chapter 6-10. Academic Press New York
2. L. D. Baver, Walter H. Gardner and Wilford R. Gardner. (1972) Soil Physics Fourth Edition John Wiley & Sons, Inc. New York
3. Paul J. Kramer (1969) Plant Soil Water Relationships. Chapter 2, 5, 6, 9, McGraw-Hill Book Company New York
4. R. O. Slatyer (1968) Plant-Water Relationships. Chapter 4 Academic Press New York
5. R. M. Hagan, H. R. Haise, T. W. Edminster (1967) Irrigation of Agricultural Lands. Chapter 13, 18, 23. American Soc. of Agronomy.
6. Hellmut Kohnke (1968) Soil Physics. Chapter 2, 5. McGraw-Hill Book Company New York
7. C. W. Rose (1966) Agricultural Physics. Chapter 6 Pergamon Press.
8. T. T. Kozlowski (1968) Water Deficits and Plant Growth. Chapter 4 Academic Press New York
9. Gardner, W. R., and Fireman, M. (1958) Laboratory Studies of Evaporation from Soil Columns in the Presence of a Water table. Soil Sci. 85, 244~249.