

譯 述

水文分析之最新滲入理論

Modern Infiltration Theory in Hydrologic Analysis

臺灣大學農工系助教

葉 政 秀 譯

本文係譯自 1967 年 ASAE 之 10 卷三期，文內計有八篇論著連同一篇序文，分別介紹最新之滲入理論，即

1. Introduction
2. Development of Modern Infiltration Theory and Application in Hydrology
3. Field Observations of Infiltration and Soil-Water Redistribution
4. Numerical Studies of Drainage of Unsaturated Soils
5. Rainfall Infiltration into a Vertical Soil Column
6. Role of Infiltration in Nonlinear Watershed Analysis Processes
7. Some Methods of Calculating Unsaturated Permeability
8. Water-Table Fluctuation in the Soil Series of the Willamette Catena
9. Concepts in Hydrologic Soil Grouping

本文雖明確地標明水文分析，却廣含一切非飽和土壤中之滲入現象——即水分進入土壤之性質，以及其在土壤內之去向。本省近年來在這一方面之研究，已有比較科學而有具體之資料，但是却乏有深度之分析，以下數文或許可以提供一些觀念與方法。

上述論著均為一流之學者與專家共同撰寫，譯者為了使自己對此一問題有深一層之瞭解，仔細地將之譯成中文，一方面便利自己之閱讀，一方面希望有助於對此問題有興趣之同好。

限於篇幅，擬分次載於本刊。譯者才學疏淺，如有未盡雅達之處，惠請多予指正。不勝感激。謝謝！

(I) 序 文

A Symposium

by R. N. Fenzl and C. R. Amerman

任何事物標榜「最新」乙詞往往是不智之舉，特別是在科學之概念與觀念之真實性。由於科學的日新月异，今日所謂最新的東西，可能翌日就無法順應潮流而過了時。按照受位能所影響之水流連續性原理，而敘述與斷定水分滲入土壤之觀念與以往甚或目下之許多水文學者所行者相較，就呈現出如此之銳變。因此本文名之為「最新之滲入理論」適足以強調此一觀念之變化。此一變化也澄清了滲入 (Infiltration) 與滲透 (Percolation) 間傳統之分野。水分自多孔質體表面通過，與隨之而進入其內之移動並非兩種不連續之現象。為了方便起見，我們可以將之分開，但

流動之過程本身却是連續的。

以定量將降雨滲入做有系統之研究，其本身是一種頗為新穎之始。雖然亞里斯多德 (Aristotle) 曾推測一部份之降雨可能進入土塊而消失，然後成為河流水，但是對於其消失過程一直到 17 世紀並不受重視。此後，Perrault 與 Mariotte 曾指出，滲入與其隨而產生之土壤水分移動，乃是我們現在所謂水文循環中之重要部份。但是晚至 19 世紀，對於這一水文循環之觀念以及降雨滲入之重要性仍遭反對。甚至於到 1930 年代仍廣泛地視滲入為一定性。之後才由 Horton 以一種與本文目前仍常用之形式相去不遠之

式子，為滲入能量之時間變化率下定義。這些關係式主要是經驗式，表示滲入率（或累積滲入量）為時間之函數，依最初土壤水分含量及土壤物理性質而定。

Horton 初為地表水文學家。他與許多後來之水文學家認為滲入是一種過程，在考慮其過程以及其對地表逕流之效果時，則因滲入而消失之水量乃為有關之主要因子。此一觀點，目前之水文學者均能證明為對的，以他們所具有之經驗以及對於滲入與滲透間常用之分界可能是可靠的。當 Horton 與其同事們正從事於滲入研究時，L. A. Richards 與其他學者則在試圖明瞭飽和與不飽和多孔質土層中水分移動之定量。不飽和和水流之數學式業經證明極為複雜，將詳述於以下諸文。用於表示數學關係式之物理參數雖經測

定，但是在發展一經濟而準確之方法以應用此一原理上，却仍然是一可怕之阻礙。因此要進一步瞭解土壤水流動，有賴於儀器、電子學、計算機理論以及系統設計 (Hardware) 等之進步。

在理論之方法進展之同時，發現了一事實，即逕流量主要視地表下之狀況而定。因此，今天水文學家擴展其滲入之看法，將土壤水分之移動包括在內。特別是地表水文學者認定地表逕流祇是一便利之名詞，而在考慮逕流時却不能侷限於地面而已。

毫無異議的，滲入與土壤水分移動有關之基本現象，勢將繼續研究而有所發展。然而工程師對於其所孕育新知識能够加以利用之程度，完全有賴於他對於此一理論及其應用之需要性等之瞭解。

(II) 最新滲入理論之發展與其在水文學之應用

Development of Modern Infiltration Theory and Application in Hydrology

by W. R. Gardner

最新滲入理論係基於非飽和土壤中水分移動之理論。近年來，滲入已有許多試驗之研究。在非飽和水流之數學充分地發展之前，將其試驗資料解釋成物理之過程均屬純理論的。Buckingham 被公認為首先明白地倡議，非飽和土壤中水分移動之速率可能與土壤水毛管位能之梯度成比例，即

$$Q = \lambda \frac{\partial \varphi}{\partial x} \dots\dots\dots (II-1)$$

式中 Q：單位面積之水束

λ：毛管導度

φ：毛管位能

Buckingham 亦以水分含量之梯度寫出其方程式：

$$Q = \lambda \left(\frac{\partial \varphi}{\partial \theta} \right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \dots\dots\dots (II-2)$$

指出水分含量與其存在之水分位能間之關係。方程式(1)有 ohm's 及 Fourier's 律之形式。Buckingham 指出，若 $\frac{\partial \varphi}{\partial \theta}$ 一定時，這些定律所演算之數學理論均可應用。然而他並不指望此，且證明 $\frac{\partial \varphi}{\partial \theta}$ 並非一定。

土壤——水分理論很早就以土壤保水之毛管型態為優勢。Green 與 Ampt 二氏從 Poiseuille's 律之毛管流動，就水分滲入土壤之移動，演導出數個方程式。以垂直滲入土壤而言，他們導出濕潤深度與時間之關係如以下之方程式：

$$(p/s)t = 1 - (a+k) \cdot \ln [1 + 1/(a+k)] \dots\dots\dots (II-3)$$

式中：

p：土壤中水之滲透性

s：孔隙度

t：時間

l：水之滲透距離

a：地面上之水位

k：潤緣之毛管位能

至於水平移動，Green 與 Ampt 得下式

$$(P k/s) t = l^2/2 \dots\dots\dots (II-4)$$

該式中，係假定濕緣後方之孔隙內充分濕潤過。如此則 k 即為孔隙飽水時之平均毛管位能。Green 與 Ampt 承認土壤之潤緣並不真正地飽和，但是認為此種假設乃是合理的。他們力主使用參數 p、s 及 k 來表徵土壤，而不必強調粒徑分佈 (Grain Size Distribution) 以至傳統機械分析 (Mechanical Analysis) 之程序。很遺憾地此種忠告並無預期之廣被接受。

Gardner 與 Widstoe 推演 Buckingham's 方程式於連續性方程式，而求得一類似熱之流動與擴散方程式之偏微分方程式。為求此一方程式之解，彼等假設毛管位能可以一經驗式 $\varphi = (c/p) + b$ ，而敘述土壤水分含量，式中 p 為土壤水分容量，b 與 c 為常數。彼等又進一步假設毛管導度為常數，由此等假設而演導出一滲入方程式為

$$f_t = f_\infty + (f_0 - f_\infty) e^{-Bt} \dots\dots\dots (II-5)$$

式中：

f_t ：在 t 時之滲入率

f_0 ：當 t=0 時之滲入率

f_∞ ：最終滲入率

B：土壤參數。

同時，一致認為滲入率隨時間之增加而減少，最

後幾乎趨近於一定值。有一些經驗公式適用於其試驗資料，其中之一為 **Kostiakov** 首先倡議而為很多研究者應用之方程式

$$i = kt^a \dots\dots\dots (II-6)$$

式中

i ：在 t 時之全部滲入水深。

k 、 a ：常數。

雖然對於此一問題所有以往理論的處理，經由非飽和流律已斷定滲入率之減少，但並非與對此種滲入率所做之物理解說一致。**Horton** 曉得滲入在水文循環中為一重要之角色，因此認為滲入率之減少，受作用於土壤表面之因子所影響者比其受土體內水流移動過程之影響要大。土壤膠體質之膨脹與土壤龜裂之封閉、細土粒密封之土面以及雨滴衝擊之土面均為導致此種減少之因子。**Horton** 之大部份資料均顯示，滲入率之降低約維持到逕流開始之後 2~3 小時，然後就保持定值。此定率比飽和土壤導水度稍低，乃歸因於陷入空氣而致土壤非完全飽和。因為在無雨期間滲入率又逐漸地復原，**Horton** 認為所有減低滲入率之過程必為可逆的。**Horton** 使用之經驗公式與(5)式相似，惟彼對 B 之定義與 **Gardner** 與 **Widstoe** 所述者不同。不願勉強接受「水在土壤內之流動乃是有限之觀念」，泰半是因為對土壤「輸導」毛管上升至土表面之能力表示懷疑。此種看法與許多研究者所具有的相符合。彼等假定祇有大孔隙內之水分可以移動，而且是受一真正之張力，至於為土粒吸收而環繞之薄膜水假定是不動的，而充水孔隙之連續性則為非飽和土壤水分移動之要件。此種看法在某一部份仍是被堅信不移的，且毛管束縛斷裂點 (the point of rupture of the capillary bonds) 具有很大之意義。够有趣的是，為了推導滲入量及滲透量間之關係，**Horton** 所用之數學論據與 **Green** 及 **Ampt** 者極為相似。

Bodman 與 **Colman** 在一次優異的滲入試驗之研究中，指出土壤內流動過程對於滲入控制之重要性。彼等量得土壤水分，並且推演土壤水分進入試驗土柱內之能量。除了在地面下數公厘之深度外，土壤保持非飽和，而毛管位能為負值。彼等之試驗並未定出地面影響之可能性。但却總結地指出，滲入率之減少乃直接由於在滲入期間水位坡度減低之結果。該項減低甚至在無膨脹或壓縮時亦然。至於最初含水量對滲入率之影響，彼等顯示最初含水量愈高，其滲入率愈低。此點可由潤緣之低能量坡度得以說明。再者，既使其滲入率很低，但土壤愈濕，潤緣向下移動速

度愈速。

自 **Buckingham** 時代一直到 1950 年左右，對非飽和土壤中水分移動之物理及數學之瞭解時有進展。**Richards** 導流水公式時，以毛管位能表示而非如 **Gardner** 與 **Widstoe** 以水分含量表示。彼又在穩定情況之條件下量得毛管導度，並且指出它實際上是毛管位能及水分含量之函數。此點與 **Buckingham** 曾述及者極為相近。由於其導度變化之大，使得 **Richards** 所導之偏微分方程式之解法至今尚是令人却步。為簡化此一問題，**Childs** 與 **Nicholson** 假定一擴散係數而應用擴散公式於粘土之水分移動。彼等覺得 **Buckingham** 之資料可證實此種估計。**Ostashev** 隨着做一相似之估算，此項估計對非飽和土壤內水分移動之動力學具有某種定性之見解。但是亟待定量者居多。**Kirkham** 與 **Feng** 着手明確地試驗擴散公式，彼等發現水滲入土壤之速率正如擴散原理所要求的，幾乎依時間之平方根而變化 (如 **Green** 與 **Ampt** 二氏所預期者)。然而距水源間水分含量之分佈與理論值完全不符。彼等甚為合理地推斷出擴散度一定之擴散公式無法應用。不幸地，許多研究者以此事已行確定，再進一步試圖使用擴散公式將是枉然的。因之對於當時 **Childs** 與 **Collis-George** 倡議一種由孔徑分佈 (pore-size distribution) 計算毛管導度之方法，而建議其流動公式使用非線性擴散公式之形式者置之不理。

同年，**Willard** 父子發表之研究結果，斷定 **Buckingham** 最初對通量 (flux) 與位能梯度間所做簡單比例之假設是不正確的。彼等建議毛管導度可能為水分含量以外之其他變數之函數，如水位坡降。如是則將使流動公式更加難以克服了。

擴散公式之解法與試驗

戰後，在土壤水分移動之範疇內掀起了土壤物理之活躍浪潮，**Klute** 使用 **Crank** 與 **Henry** 解非線性擴散公式之法求水分在土壤中水平方向移動之問題。彼所得之含水量分佈較 **Kirkham** 與 **Feng** 依一定擴散度所計算者顯示出更加合理。對於使用擴散公式敘述非飽和土壤中水分移動之法，免除了部份之異議。**Crank** 與 **Henry** 之數式分析 (Numerical method) 至為冗繁。由 **Philip** 所導之方法有利於無重力場問題之解答。1957 **Philip** 繼續又延伸其法以解受力作用時之擴散問題。此一階段即為目前滲入問題之數學分析。基於此，或許當時所寫之流動公式是

適切的。現已公式化爲

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} (K \frac{\partial \phi}{\partial x}) - \frac{\partial k}{\partial x} \\ = \frac{\partial}{\partial x} (D \frac{\partial \theta}{\partial x}) - \frac{\partial k}{\partial x} \dots\dots\dots (II-7)$$

式中：

θ ：土壤含水量

K ：毛管導度

$D = K(\partial \phi / \partial \theta)$ ：土壤水擴散度

對於二向或三向之水流，此一方程式最方便地用向量符號表示，以包括 y 軸及 z 軸方向之能量坡度。(7)式係假定重力作用於 x 軸方向。

當此流動公式之正確性迄今尚未解決之際，許多研究者之試驗文獻業已支持其用途，至少被認爲是最佳估計法。至於那些並不顯示正確之例子中，很難確定其錯誤究竟是在於流動公式本身，抑或在於試驗之困難包括試驗材料之均勻度和穩定性。總之，試驗之結果足以鼓勵對流動公式之解決做進一步之努力。

在 1957 及 1958 年中，Philip 發表於 *Soil Science* 之一連串文獻中，基於流動方程式之解法，對滲入問題提出一透澈地分析，其分析之細節非本文討論之範圍，但是却值得任何對滲入有極大興趣者之仔細研究。Philip 發現，當水分施灌至一含水量均勻之土壤時，其全部滲入過程之方程式可以 $t^{1/2}$ 之無窮級數表示之，即

$$i = St^{1/2} + At + Bt^{3/2} + \dots\dots\dots (II-8)$$

S 、 A 、 B 及該級數中之其他各項之係數，皆爲土壤水分擴散度、土壤最初含水量及地面水深等之函數。由於分析方法未知，因此必定是以數式分析 (Numerical Procedures) 計算的。Philip 定係數 S 爲吸收度 (Sorptivity)，因爲它具有特別的意義，尤其是在滲入初期。至於水平滲入，除了第一項外，其他各項均爲零。可幸地，對垂直滲入而言，(8)式迅速地收斂，僅需級數中前面數項，且在很多情況下首兩項即已足夠。惟當 t 趨近於無窮大時，(8)式即不可使用。將(8)式對 t 微分所得之滲入率，趨近於土壤之水力導度 (hydraulic conductivity)，而在潤緣之土壤水分剖面則趨近於定型。由 Philip 所舉之例，經過 2×10^6 秒 (約 23 天) 之後，其誤差爲 1%，而當時之滲入率僅略高於土壤水力導度。此一時間與 Horton 所提達到定率需時 1 至 2 小時者相較，似乎漫長得近乎不合理。對於此一明顯的矛盾 Philip 有他的解釋。他之計算係針對乾燥土壤之滲入，對於田間所要求之高水分含量，可以依此，預測該定率很快地即可達到。又由於表土之乾燥較爲迅速，因此在田

間往往發現水分含量分佈並非均勻，這點亦有影響。

Philip 用吸收度 S 解釋各種因子對滲入率之效果。吸收度與飽和度減最初含水量間之差數，以及土壤水分擴散度之平方根成比例。擴散度係以地面附近之擴散度之權度較潤緣者爲大而得之平均值。土壤水分含量之增加使 S 幾乎成線性地減少，而地面浸水水位之增加亦會提高吸收度，亦即滲入率。此種效果亦隨土壤水分含量之增加而遞增。隨着經歷時間之增加，式中首項即顯得微不足道，則上述之效果即行消失。在滲入均勻土壤之情況下，滲入率最後趨於同一終值。

Green 與 Ampt 所導之式，即(3)式，經 Philip 本人按同一假設演導後表示，該式係以含水量在原有含水量以上時其擴散度爲無窮大，而在最初含水量時其擴散度爲零之特殊情況下，求流動方程式之解法。

電子計算機之功用得以解決流動方程式在最初與限界條件下，以其他方法無法解之難題。譬如，Rubin 與 Steinhardt 以雨量強度小於最大可能滲入率之例子做試驗，使用電子計算機解決了一有限差數之流動方程式。其他之研究部份已有記載。二向與三向空間之流動亦有研究，該等研究之某些細節將誌於以後諸文中。

流動學說在水文學上之應用

Philip 對於滲入問題之分析，配合 Bodman 與 Colman 多次之試驗，以物理之方法處理滲入問題提供一有用之景象，甚具價值。其次一邏輯步驟即在田間之情況試驗此一理論。首由 Nielsen，Kirkham 與 Wijk 用 Philip 之法，進而由 Green，Hanks 與 Larson 用電子計算機解題。兩套之研究均發現理論之含水量分佈估計值與試驗資料極爲一致。所有之試驗並未否定由 Horton 所指之地面效果之可能性，然而此一理論分析爲試驗設計與資料分析提供一最佳工具。一旦發生時，可用以計算並表徵其效果。

如欲應用流動理論於田間之水分移動，則務必明瞭毛管位能及毛管導度係含水量之函數。似乎免不了要比以往更加注意 Green 與 Ampt 之忠告，而使用這些參數以表徵土壤之特性。迄今，此一目標之進展極微，很少有可靠的自然土壤之資料可供與水文學者。無論取得這些資料有何困難，它終將證明比以往如測滲筒所得者更加有用。當以該等儀器所得之滲入率得以定性地比較不同土壤與不同條件時，則一旦函

需對任何一已知之情況下之滲入率做定量地估算時，其價值就令人懷疑了。有些人顯然地並不知道從一定尺寸之圓筒所得之滲入係包含三向之流動。除非係限制水流更接近於一向流動而做之測定，否則由一測滲筒所定之滲入率與大面積浸水狀態所得者並不相同。其誤差數字之概念已由 Swartzendruber 與 Olson 提出。

一些非飽和流問題之解答必將有助於水文學者。譬如說，二向與三向滲入之解法，對於溝灌滲入之斷定，以及測滲筒之度量與一向、二向流間關係之確定將有很大之幫助。而對於田間試驗之設計與判斷，此項解答亦將被視為一無價之啓導。

目前，已可以一有意義而有用之法，將先行具有之含水量之效果導入滲入方程式中。次一步邏輯乃在演導一全降雨量與全逕流量有關之理論式。此表示，在某些情況時，對於那些由於土壤之不均勻或原來含水量之差異以致滲入率並非到處皆然之地區，可以將大面積所得之滲入率平均之。此種關係必須證實比現今之經驗式更爲有用，且將可爲未來之進步提供更健全之基礎。

在水文學者具有信心以斷定滲入與逕流之前，有一些相伴而生之水問題亟待解決。由於原有含水量對於滲入之影響如是之顯著，因此對於下一次灌溉或降雨以前土壤水分之消失情形必須加以注意。當滲入停

止後，土壤水分分佈之變化問題務須解決。在無栽培作物之土壤內，因爲存在於含水量與水分位能間之遲滯性所形成之難題，既使使用電子計算機亦是够難的。此外，在田間之蒸發量和蒸散量亦須計及，所有這些過程間之相互作用，事實上無法就其中之任何一種，個別地加以敘述。

假若，理論與實際間保持密切之聯繫，則對水文循環中物理現象之瞭解勢將突飛猛進。吾人既已進展至統計之相關比確定所含之變數對我們更爲有用之階段，而提供一些比那些先前可用者更佳而可能實際應用之數字。然而，在應用一實驗所得之數字至其他之情況時，不得不用某種理論上之理由，既使它祇不過是一種線性之相關。對於非飽和土壤水分之移動所做實驗工作，其所根據之假設，現有之理論實爲最佳之源。

理論家所做之假設，如欲避免與實際脫節，以至於有礙其理論之應用至任何真正之系統上時，則其理論分析需有經常之試驗。如同往昔，未來理論之應用到水文問題，有待複雜問題之大幅度簡化，並做大量之估計與假設。實驗者與理論家間之互相依賴，一直未被承認，以便以容忍、明察之態度面對對方之種種問題而得以證明。回顧過去，展望將來；將以下諸文加以深思，必會使我們相信許多重要之水文難題已可迎刃而解，並且理論在此等難題之解法中，扮演着一重要性逐增之角色。

(III) 田間滲入之觀測與土壤水分分佈之變化

by Nielsen, Biggar, Mllier

負責補充土壤水分之滲入過程在衣、食之生產中無疑地爲一要角。在滲入過程發生時之滲入率通常受土壤剖面之水分輸導特性所限制。然而，大部份在田間所做之滲入研究並未包括剖面內之測定，而僅注意及土表面之滲入率。此等研究雖然導出某些估計最初與最終滲入率之方法，而憑經驗地計及原有土壤含水量、測滲筒相對尺寸與作物覆蓋等。至於濕潤後土壤剖面內儲存之水量或明確的水力坡降，在其他爲決定土壤有效水分之儲存力所做之田間試驗中曾被顧及。

由於滲入過程之複雜程度，特別是在田間之不均勻狀況下，在實驗室內爲確定物理和化學因子在整個過程中之重要性而做之試驗中，得到極大之效果。土柱和砂柱——水平的和垂直的、長和短的、均勻的和層狀分佈的——在甚多之限界情況下使用着。結果、有些實驗室的方法可以有有效的分析均勻土樣之土壤水分參數，以應用到滲入與排水。譬如，Klute 與 Philip 在其分析中，以毛管導度及土壤水分擴散度

推斷理想狀況時水平和垂直土柱之滲入。由此種分析，Rubin 與 Steinhardt, Davidson 等及 Youngs 等氏成功地斷定水分在玻璃柱和均勻土柱中之滲入。相似的研究相當地多，包括以高速電子計算機解特定限界情況下之滲入與排水方程式，惟均乏試驗資料。雖然實驗室之研究已證實有助於土壤水分移動之瞭解，但是用於估算田間之有效性則仍有待明白。

現今，田間滲入之估算通常是以半經驗式、概略而簡單的假設所做之分析式、以及可能是最合乎實際之高速電子計算機解法等爲主。半經驗式通常僅推斷體積之滲入率，其缺點已有甚多文獻可以證明。除包括有體積之滲入外，還以分析的或計算機解法估算土壤水份剖面之分佈 (Soil water profile distribution) 與重分佈 (Redistribution) 而做之由間滲入試驗則是少之又少。Nielsen, 等氏使用 Philip 之數式分析法估算滲入過程中之土壤水分剖面。

Green 等氏使用 Hanks 與 Bowers 之計算機解法估算土表面之體積滲入率。Remson 等氏發展一解滲入中止時排水之計算機解法。以上三種調查，雖然明顯地有些差異，但是其所估算之土壤水分移動與實際測得者，均分別有一致之結果。它顯示出，估算方程式之改進有賴於對水分在田間如何實際的移動之更進一步之認識，藉以能在已知之分析方法中做更合理之假設。

本文之目的即在記錄，以四種灌溉處理在田間測定滲入時之土壤水分移動與重分佈，並探討此種移動與估算方程式間之關係。

試驗 (Experimental)

試驗之位置在加州大學西側試驗田，Fresno 西南 40 哩。屬於粘壤土 (Panoche clay loam)，為加州中部高產之灌溉地。以往之試驗顯示 Panoche 土壤之各層質地，表土為粘壤土，至 5 呎深為粉質粘土 (Silty clay)。土壤假比重平均約為 1.25 (1.2~1.5)。在水分張力計有效範圍內，5 呎全剖面之大部份土壤水分，其毛管導度值之變化約為 100 倍。雖然依照實驗室之標準衡量，為明顯地不均勻，但是因為該土壤並無任何剖面突變特性，因此按田間標準估且視為均勻。

將一塊面積為一畝之平坦地，以塑膠田埂細分成 0.01 畝之丘塊，丘塊按統計地排列，使處理隨機排列在 5 個完全區集內。四種處理設為：(a) 土面連續浸水，(b) 土面間歇地灌溉 6 吋水深，(c) 土面間歇地灌溉 2 吋水深，(d) 土面連續地噴灑灌溉。間歇灌溉處理田區，約每週灌溉一次，以 1 呎土壤毛管負壓達 -15cb (相當於 30 %體積比) 為灌溉下限。

四種處理之灌溉水源，係由一正確率定過之量積式流量計測定。浸水處理之滲入係使用鈎尺測定，每一丘塊設置一支鈎尺；丘塊內在 1、2、3、4 及 5 呎深之土壤分別埋設水分張力計。在土壤水分分佈變化極烈時，每分鐘觀測毛管負壓。其他排水或連續灌溉期間則頻度較小。以三吋採土管，在田間 5 呎深之土層，每隔 6 吋之深度採土一次，先求得土壤——毛管負壓關係曲線，然後從曲線查得土壤水分含量。此等關係曲線之率定及其試驗步驟曾載於 Hilgardia 35:491~506.1964。土壤、灌溉水以及灌溉時土壤溶液等之化學性分析亦另行測定。各丘塊均未栽作物亦無任何覆蓋。

結果 (Results)

以連續浸水處理而言，146 小時內滲入土壤之水深共 40 吋，最初滲入率超過 5 吋 / 小時，但是逐漸減低至幾乎定值之 0.2 吋 / 小時。以連續噴灑灌溉處理，噴灑強度 0.08 吋 / 小時共施灌 34 吋。至於間歇性灌溉處理，其滲入率依施灌次數而減少。圖 1 中，6 吋間歇灌溉處理，首次灌溉在不到 3 小時之內即全部滲入完畢。第二次為 9.5 小時，第三次則需 16 小時。在全部施灌水深達 30 吋之前，土壤滲入率逐次續減。第六次累積滲入曲線與第五次測定者並無不同，顯示 6 吋水深需 22 小時。

施灌 2 吋之間歇浸水處理，其累積滲入曲線之性質與施灌 6 吋者相似，(如圖 2)，在全部施灌水深達 22 吋之前，滲入率逐次地續減，圖 2 中水深 22~24 及 24~26 之曲線與 26~28 者全部相同。雖然此一處理為得同樣之曲線所需之總水量較少，但是其灌溉次數却有兩倍之多。就同量之總水深而言，圖 1 與圖 2 之曲線幾乎是相同的——此為土壤剖面均等時土壤水分之預期結果。

在連續浸水之穩定性確定之後，12、24、36、48 及 60 吋深土層之毛管壓分別為 -2.0 、 -1.1 、 0 、 0 與 0 ，而連續噴灑灌溉者則分別為 -5.8 、 -3.6 、 -1.3 、 -1.8 與 -2.4 。所以受毛管壓力作用下，水分在噴灑處理剖面中之移動遠小於浸水者。從此兩毛管壓分佈為穩定流者而判斷，顯然地，表土之毛管導度比底土的小。

6 吋間歇灌溉，在滲入期間與滲入後毛管壓力分佈如圖 3、4 及 5。從圖 3 可以推論，土壤絕非「乾燥」，甚至於首次灌溉全部五層深度之毛管壓力小於 -400cb 。在滲入 2 小時之後，12 吋深土層之壓力增加為 -1cb ；而 24 吋深土層，在由於排水而逐漸減少之前，則為 -7cb 。第二次之滲入，自 12 吋及 24 吋深排水者，20 小時之後毛管壓力突然有變化，顯示水分抵達 36 吋深土層。以連續水分之重分佈，毛管壓顯示 48 吋及 60 吋深土層受到濕潤，達 170 小時仍不排出。194 小時之後，即第二次 6 吋灌溉開始時，毛管壓為圖 4 中當時間為零時之值。由於剖面內原有土壤含水量較高，經過此一灌溉僅 15 小時之後，毛管壓值就顯示水分已達全部五層土壤。尤有進者，當水分在剖面中通過時，每層深度之毛管壓比首次灌溉者均有增加。經過一週排水，所有毛管壓大於 -15cb ，表示比單一 6 吋灌溉有較濕之剖面。此點與 Smith 及 Brown 所載者相似。使用自然田間之土壤，重複濕潤，彼等測得表土含水量之增加。未列出之第三、四與五次 6 吋灌溉水之毛管壓資料顯示，土

壤隨灌溉次數而繼續濕潤。前述圖 1 中之累積滲入曲線亦可證明土壤逐次更加濕潤。

第六次及最後一次 6 吋灌溉處理之毛管壓值示於圖 5，在滲入之後，各層土壤之毛管壓值增加至 $-2cb$ 以上。灌溉水形若波浪狀流透全層，通過各層 12 吋土深之時間分別為 6.5、14、18.5、21.5 及 22.5 小時。經過 170 小時之水分重分佈與排水，使得 12 吋深土層之毛管壓達 $-15cb$ ，至於其他各層土壤者約等於 $-10cb$ 。此時，水份不但自 24 吋深土層往土表面蒸發，同時亦由於重力作用之影響，而往 24 吋以下土層移動。

從 2 時間歇灌溉處理所得毛管壓資料（最初以 4 吋一次施灌），反映出比 6 時間歇灌溉水深較小之施灌。其毛管壓值並不若 6 吋施灌者，急劇地變化或在較大之範圍內變動。圖 6 中最初 4 吋灌溉，在 12 及 24 吋深土層之毛管壓不似圖 3 中 6 吋水深施灌者增加那麼多。再者，48 吋及 60 吋深土層顯然地因水分重分配，自較淺土層充分地得到水分而大幅度地改變毛管壓。第二次灌溉在首次灌溉後 240 小時，水深為 2 吋，使得 36 吋土層濕潤後隨而排出，致毛管壓比初次濕潤時所量得者稍大。48 吋及 60 吋土層毛管壓之增加為 2 吋水深灌溉之結果。但並非突然或大幅度地增加。

圖 8 表示第五次灌溉，即累積滲入水深達 10~12 吋時，毛管壓與時間之關係，除 60 吋土層外，在滲入和排水期間各層毛管壓均在 $-15cb$ 以上。12、24 及 36 吋深土層之毛管壓曲線與第四次灌溉者相似，但是 48 及 60 吋深土層顯示緩慢而連續之濕潤。水深在 26~28 吋即第 13 次灌溉及排水後，全層之毛管壓型態如圖 9。本圖中之資料與圖 5 中 6 吋灌溉處理相較，顯示 2 吋灌溉處理任何一層之毛管壓從未超過 $-5cb$ ，而且 2 吋灌溉處理經過 60 吋深土層後，毛管壓之變化僅 $3cb$ ，而同一層在 6 吋灌溉者則為 $9cb$ 。對於兩種處理，在滲入和重分配期間毛管壓範圍均為 $15cb$ 。

連續浸水與連續噴灑灌溉處理，在滲入初期後毛管壓力保持一定，從這些毛管壓值推算出含水量以及各層土壤水之特性，示於圖 10。連續浸水區之含水量幾乎等於全層 5 呎土壤之飽和含水量。連續噴灑區之滲入率小於浸水區者兩倍，因此含水量較浸水區者少 1%~3%（容積比）。兩種處理以及與不同土層孔隙率之變化有密切之關係者，整個剖面之含水量範圍小於 14%。

圖 11~13 說明 6 吋灌溉之滲入與排水期間，土壤水分剖面變化之樣子。陰影面積代表滲入所增加之土壤水分。圖 11 中第一次 6 吋灌溉，顯示 24 吋深土層之含水量在首 2 小時內保持不變，而 12 吋土層者却達最大值 40%。

24 吋及 36 吋土層之最大含水量分別在 7.5 小時及 65 小時後測得，使水分繼續從較上土層中排出，則 60 吋土層達最大含水量需時一週（170 小時）。此時，在第二次 6 吋灌溉之前，全 5 呎剖面增加之平均含水量約為 5%。換句話說，原有 6 吋之灌溉水深大約有 3 吋保持在土壤裡，而另外 3 吋則由於蒸發和深層滲漏而消失。

至於第二次 6 吋灌溉，表面 2 呎土壤達最大含水量需時更久。但其在較少時間內滲入更深層土壤。170 小時後保持在全剖面之水分大於首次 6 吋灌溉者。因重複地灌溉而引起之水分移動型態，以 30~36 吋為例示於圖 13。當灌溉水穿過全剖面時，上層 3 呎之土壤含水量增加 10%，而下層 2 呎土壤則僅增加 5%。水分重分配即於首 100 小時內發生，在 170 小時以後，所有各層之土壤含水量與灌前差異在 1% 以內。圖 14 表示全剖面保存在全層之土壤水分逐次續增，五次連續 6 吋灌溉水深使全層土壤在滲入 170 小時後，比第一次 6 吋灌溉者增加約 2%。

圖 15~17 與圖 11~13 相似，所不同的是它們為 2 時間歇灌溉處理者。該處理最初 4 吋水深之灌溉，使土壤水分增加之最大值略低於圖 11 中 6 時間歇灌溉處理者。在 48 吋與 60 吋土層之含水量並未達最大值，但在最初 240 小時重分配與排水期間內却有穩定地增加。除在這些較深土層之外，由於灌溉而引起平均含水量之增加，約等於圖 11 中 6 吋灌溉處理者。與 6 吋處理者幾乎相同的是，2 吋灌溉處理之第二次灌溉水，雖然通過全層却未增加含水量（16 圖）。當水分自表層 36 吋土壤排出時，其往較深土層之移動，使得含水量增加 1%。既使再進一步重分配，使水分穿透 60 吋剖面，在此等較深土壤中亦無最大土壤含水量出現。2 吋水深之重複灌溉使全剖面濕潤後，則其再度灌溉所形成之土壤水分剖面與 6 吋灌溉處理之結果顯著地不同。（比較圖 17 與 13）。2 吋灌溉使全層剖面土壤含水量增加之平均最大量，遠小於 6 吋灌溉者。在乾燥情況下，土壤愈深，水分滲入愈慢。如僅施灌 2 吋，則 36 吋土壤達最大含水量需時 30 小時而非 18.5 小時。至於 60 吋土層含水量達最大量則為 50 小時而非 22.5 小時。100 小時以

後，排水期間所保存者，兩剖面之形狀幾乎同樣的。

圖 18 與 14 圖相較，顯示滲入後經一週之水分重分佈，保存在土壤之水量不祇視重覆施灌水深之大小而定；亦依通過剖面之水量而定。兩處理之田區滲入 18 吋水深之後，經過重分配所保存之水量幾乎相等。

討論 (Discussion)

在連續浸水與連續噴灑處理最後滲入之階段內，滲入量與水力坡度保持一定。對於此種穩定狀態條件之 60 吋土層剖面，各 12 吋土層之毛管導度可以從 Darcy's 公式估得。該等導度值連同先前已決定之值示於圖 19。雖然現有之資料顯示該等值比較深土層者少，但是適用於表土之值不可能確定。利用現有毛管導度與土壤水分含量之關係，土壤水分重分佈與滲入之短暫的問題，可用以下流動公式考慮之。

$$\partial\theta/\partial t = \partial/\partial Z (K \partial H/\partial Z) \dots \dots \dots (III-1)$$

式中：

t : 時間

θ : 土壤含水量容積比

H = (P_c/ ρg - Z)

P_c : 毛管壓力

Z : 向下方向之垂直座標

因為毛管導度 K 端賴土壤含水量及土壤質地而定，因此正確地求田間狀態土壤之滲入方程式之解法，應包括土壤剖面內質地變化因素之 K 與 θ 之可靠值。本研究之土壤水分形態所說明之變化因素，可以類似 Hanks 與 Bowers 所提解滲入之法，將圖 19 中之資料使用電子計算機解答而說明理由的。為估算之正確起見，滲入之後重分佈期間土壤水分與毛管壓之關係間，遲滯性之複雜程度在分析時應包括在內。由 Green 氏就非均勻之田間土壤在數個土壤水分分佈而做之滲入計算，指出電子計算機技巧之用途，包含有整個剖面之充分描述，以對土壤水分滲入做一合理之推斷。

正確性較少而簡單之推測，常常基於對大面積土壤水分特性之變化而推斷。此種簡化泰半來自，將全剖面土壤參數取平均值、在短促之時期內考慮水分之移動、減少限界條件簡化方程式之解法……等等。不管簡化如何，有礙田間土壤水分移動之估算或推測之惟一重要因子是，難以測得田間土壤之可靠毛管導度值。最近 Gardner 建議一種求田間毛管導度值之簡法，而改寫如下之方程式：

$$\begin{aligned} \partial\theta/\partial t &= \partial/\partial z [K dH/d\theta \partial\theta/\partial z] \\ &= D \partial^2\theta/\partial z^2 \dots \dots \dots (III-2) \end{aligned}$$

式中：dH/d θ = 對任何土壤水分均視為常數

K : 亦為常數

D : 擴散度在狹窄之範圍內亦為常數

假設初期全層剖面為平衡狀態，則最後一次水量施灌至地面時，就如同一熱波通過一金屬棒一樣，穿透土壤。他以水脈流過土層之速率估計 D 值。本試驗之間歇灌灌得以有機會，將本法計算而得之 K 值與基於穩定流如圖 19 中 60 吋剖面平均所得者加以比較。(如表 1)

表 1. Panoche 粘壤土 60 吋土層，以三種方法計算而得之平均毛管導度值。

方 法	毛 管 導 度 值 (cm/hr)	
	平 均 含 水 量 (體積比)	
	4 5 %	4 2 %
穩 定 狀 態*	0.31	0.18
跳 動 水 流**	0.27	0.12
有 深 層 滲 漏***	0.14	0.065

* 來自圖 20

** 來自(2)式及圖 5 與圖 9

*** 來自(3)式及圖 13 與圖 17

雖然兩法所得之 K 值是一致的，但是此等平均並不能用於公式(2)，以計算土壤水分剖面（即圖 11~13），因為 K 值顯著地依賴着含水量。用於公式(2)中之一定值 D，以一種不切實際之態度描述滲入或排水。以此一步驟估算而得之 K 或 D 值，只能用於大略地估計水脈途經剖面時之平均速率。不論何種間歇灌灌處理，水分之移動實際上並不是以定義過之均勻水脈通過全剖面土層，而加以敘述的。最初施灌（圖 11 及 15）在重分布之後，有相當多量之施灌水保存在剖面內。在滲入相當乾燥土壤之時，以一固定之平均值估計其毛管導度之極端值並不適當，而且水分移動亦不能滿足(2)式之解法中之假設。至於水分進入較濕潤之剖面，（圖 13 及 17）採用一固定毛管導度值是比較合理的，但是水分並不是如水脈地離開剖面，而是或多或少地同時自各層排出。此一方式，可以各層之毛管導度——毛管壓——土壤含水量之關係之變化而說明。

Gardner 根據(1)式，建議在田間量測 K 值之第二種估算法，而應用到一均勻土壤，其平均含水量之

增加，充分地越過原有含水量，彼假設全剖面土壤水分乃是以相同之速率消失，而擴散度是時間之函數並非含水量的，詳細細節可參閱 **Gadner** 之「擴散方程式之解法」一文。以及 **Doering** 在量測小型實驗土樣之毛管導度所做之研究。

由這些估計條件，(1)式之解法得

$$D = K \frac{d\bar{H}}{d\theta} = - \frac{4L^2 \frac{dW}{dt}}{(W - W_f)\pi^2} \dots\dots\dots (\text{III}-3)$$

式中：L：水分發生變化之土層深度

W：土壤含水量

W_f ：最後平衡之土壤含水量

$d\bar{H}/d\theta$ ：為土層中之平均 $dH/d\theta$

以 6 吋及 2 吋處理而言，表 1 中以(3)式計算而得之 K 值，與其他先前已得之值相同。此種一致之存在，部份歸因於一現象，即對於自 40 % 至飽和為止之平均剖面含水量而言，60 吋全層土壤剖面內毛管壓——土壤含水量曲線之平均梯度乃為一常數。此外，剖面排水大致依照一假設——含水量依時間而變化，與土層深度無關。

積分(3)式，可得任意深度之含水量

$$W = (W_0 - W_f) \exp\left(-\frac{\pi^2 \bar{D}t}{4L^2}\right) + W_f$$

式中：

W_0 ：排水開始時剖面之含水量

\bar{D} ：平均擴散度

以本試驗 6 吋及 2 吋處理而言，如果令 W_f 為滲入之前從各層土壤測得之含水量。W。為滲入停止時全剖面增加之含水量，則排水期間之土壤水分剖面可以估算出來。至於 6 吋灌溉處理，分別令 $D=90 \text{ cm}^2/\text{hr}$ 及 $(W_0 - W_f) \div 6\%$ ，則排水期間剖面內土壤水分分佈示如圖 20。在 30~36 吋灌溉時雖然在不同深度計算而得之含水量與實測值，兩者之間有顯著之差異，但是從剖面排出之水量則可以成功地推斷。至於圖 21 中 2 吋灌溉之資料，分別以 $D=90 \text{ cm}^2/\text{hr}$ 及 $(W_0 - W_f) = 3\%$ 者，其結果亦然。

不用再強調，式(4)之利用有賴事先對灌前平衡含水量之分佈，以及滲入停止後某段時間之全剖面土壤含水量等之瞭解。再者，這並不能說明圖 11~13 與圖 15~17 中所明白表示之滲入後重分佈之差異現象。很多之實驗報告顯示，成功地使用(1)式，有賴於測得 K 與 θ 之關係。填塞均勻土壤時，表面上看似不太顯著之差異，却足以改變敏感之 K 與 θ 之關係，以致無法估得真正之流動情況。這乃是眾所週知之事實。甚至於實驗內嚴密地控制之情況下，就狹窄之水分含量範圍內，使用平均之值，對於許多短暫發生之流動問題之真正描述無法做到。因此，總結的說，對於田間土壤之自然條件下，水分在滲入、重分佈、排水或蒸發等過程中之詳細預測，必須基於計算機分析法，以減少使用平均值之方法，平均整個土層剖面之土壤參數。 (看下圖) (III文完)

徵 稿 簡 則

1. 本刊歡迎有關農業工程之論著，譯述，專題研究，學術講座，資料統計等稿件，如屬譯稿，請附寄原文，或註明原作者姓名、書刊名稱及出版時間地點。
2. 來稿請用稿紙繕寫清楚，註明標點，並請附英文標題及英文摘要，以便與國外學術刊物交換。文內如有插圖，請用透明紙繪製並加墨，以便製版。來稿文責作者自負。
3. 本刊對來稿有增刪權，其不願刪改者，請預先註明。
4. 具有學術性之文稿，經刊載後，致送該文抽印本五十本，不另致稿酬，但可參與該年度論文獎之競選。不用之稿件，當即退還。
5. 稿末請作者註明真實姓名，簡歷及通訊處，如用筆名發表，亦請註明。
6. 來稿請寄：臺北市羅斯福路臺灣大學農業工程學系內農業工程師學會學術組編輯部收。

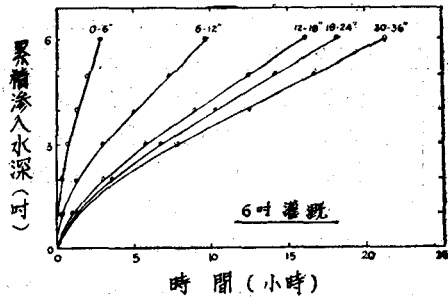


圖 1. 空地無覆蓋之 Panoche 粘壤土，以 6 吋水深間歇灌溉時，累積滲入水深與時間之關係。灌溉期距約為 1 週。

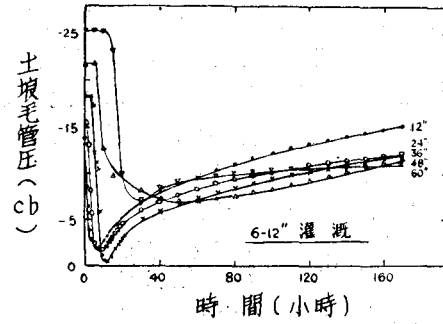


圖 4. 6 時間歇灌溉處理區，第二次灌溉 6 吋水深後，土壤毛管壓與時間之關係。

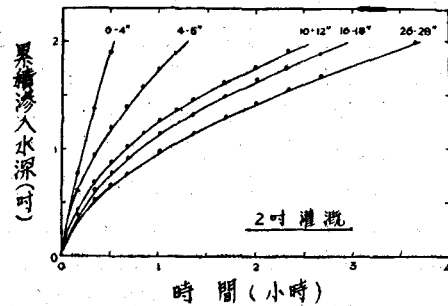


圖 2. 空地無覆蓋之 Panoche 粘壤土，以 2 吋水深間歇灌溉時，累積滲入水深與時間之關係。灌溉期距約為 1 週。

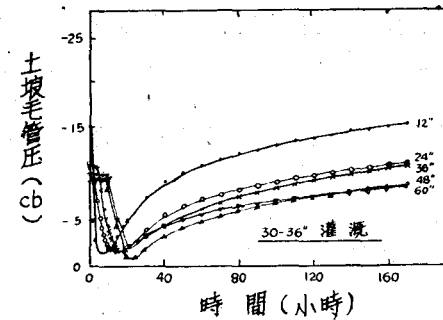


圖 5. 6 時間歇灌溉處理區，第六次灌溉 6 吋水深後，土壤毛管壓與時間之關係。

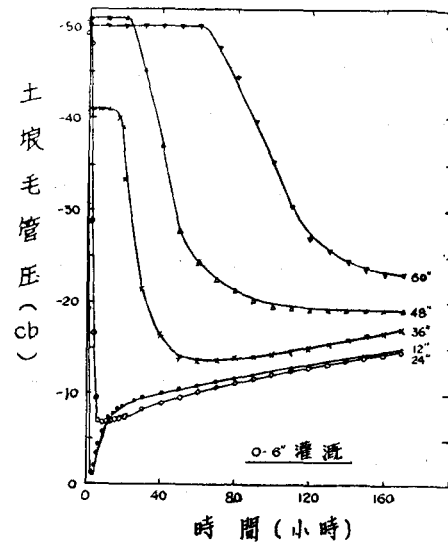


圖 3. 6 時間歇灌溉處理區，首次灌溉 6 吋水深後，土壤毛管壓與時間之關係。各曲線之數字表示測定之土壤深度。

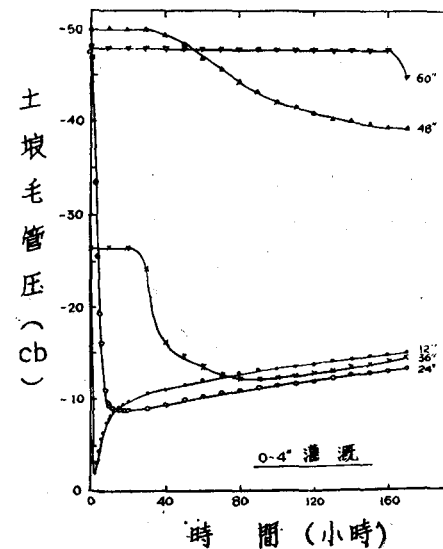


圖 6. 2 時間歇灌溉處理區，首次灌溉 4 吋水深後，土壤毛管壓與時間之關係。

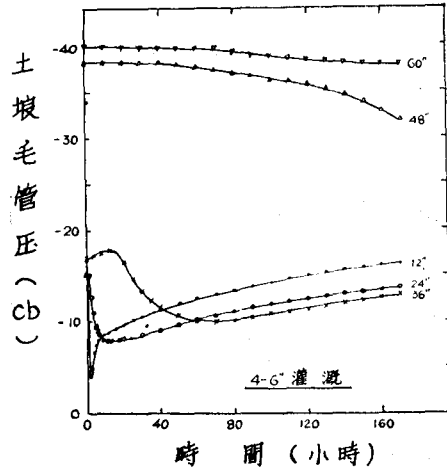


圖 7. 2 時間歇灌溉處理區，第二次灌溉 2 吋水深後，土壤毛管壓與時間之關係。

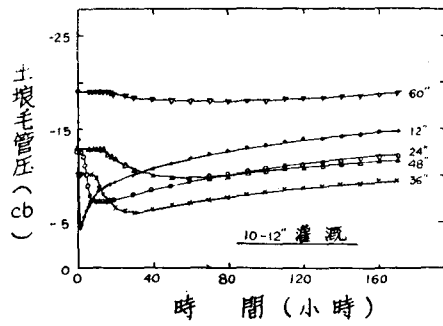


圖 8. 2 時間歇灌溉處理區，第五次灌溉 2 吋水深後，土壤毛管壓與時間之關係。

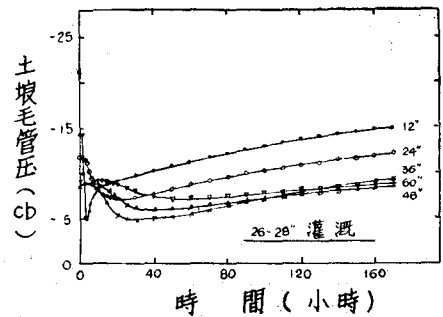


圖 9. 2 時間歇灌溉處理區，第十三次灌溉 2 吋水深後，土壤毛管壓與時間之關係。

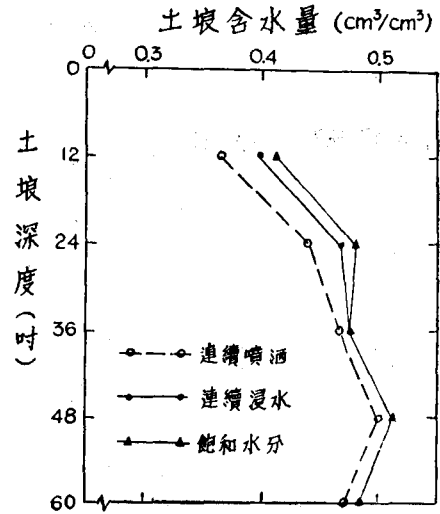


圖 10. 連續浸水與連續噴洒灌溉之穩定流條件下，土壤深度與土壤含水量之關係

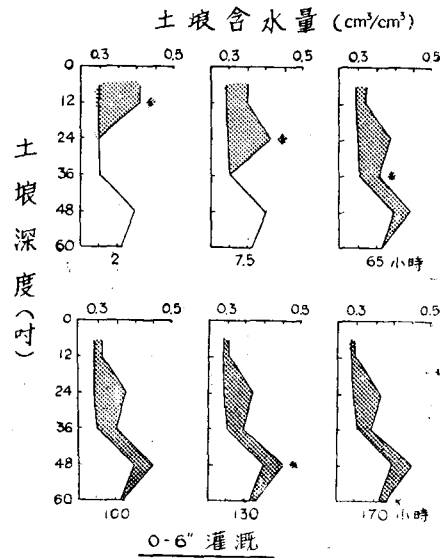


圖 11. 6 時間歇灌溉處理區，首次灌溉之滲入與重分佈過程中之土壤含水量剖面。陰影面積表示各層土壤，自滲入開始以後之不同時間內增加之土壤含水量。星號表示各層土壤含水量達最高時之時間。

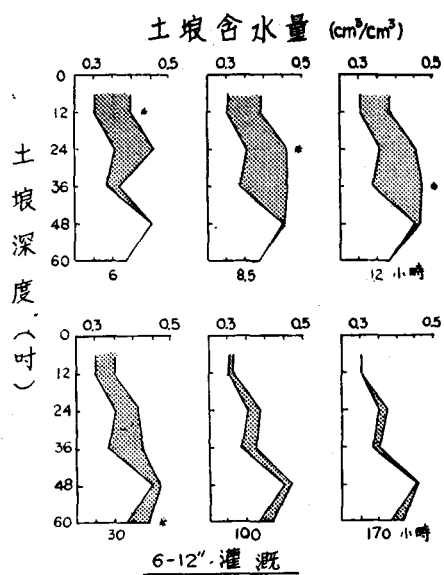


圖 12. 與圖 11 相似，不同的是為該處理之第二次灌溉後之情形。

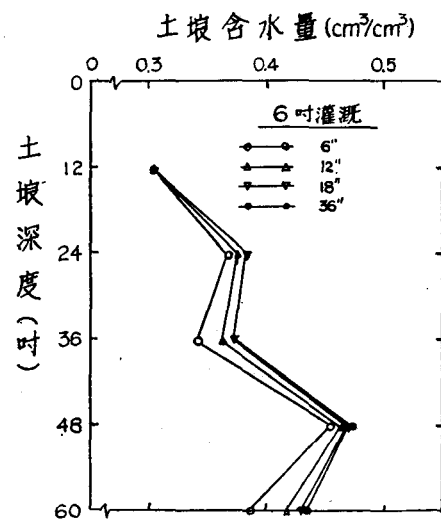


圖 14. 6 吋間歇灌溉處理區，每次灌溉後一週之土壤含水量剖面。含水量剖面視累積灌溉水深而定。

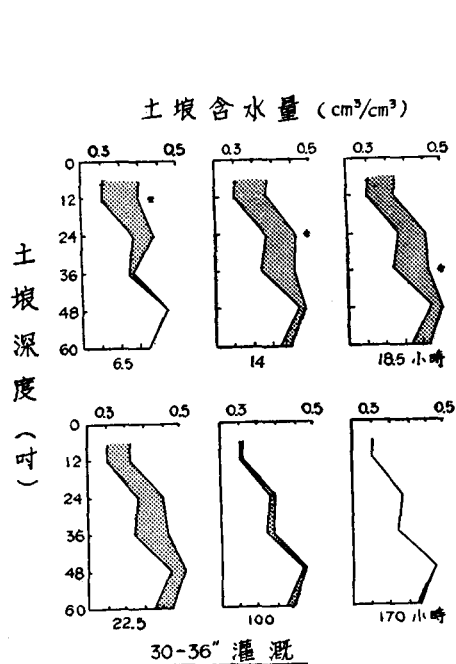


圖 13. 與圖 11 相似，不同的是為該處理之第六次灌溉後之情形。

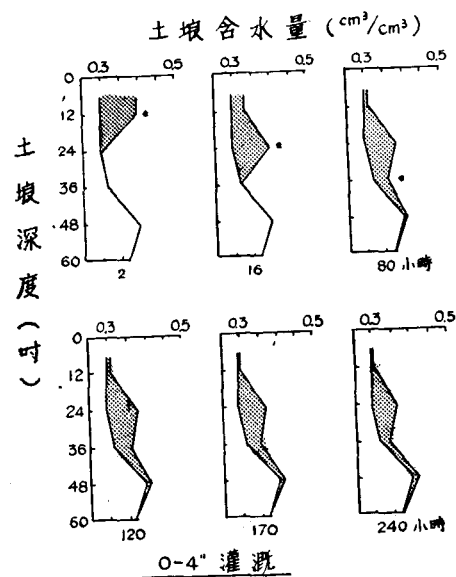


圖 15. 2 吋間歇灌溉處理區，首次灌溉 4 吋水深之滲入與重分佈過程中之土壤含水量剖面。陰影面積表示各層土壤，自滲入開始以後之不同時間內增加之土壤含水量。星號表示各層土壤含水量達最高時之時間。

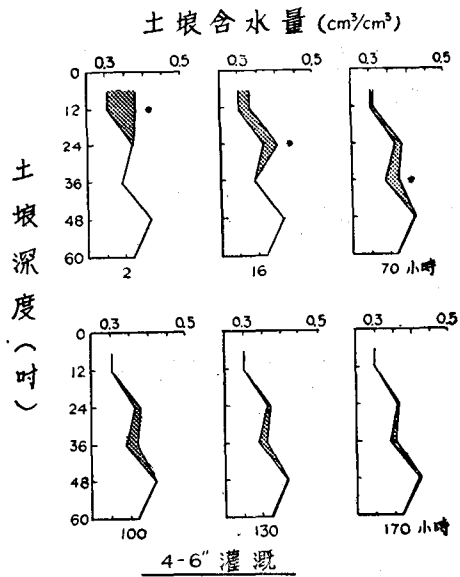


圖 16. 與 15 相似，不同的是為該處理之第二次灌溉後之情形。

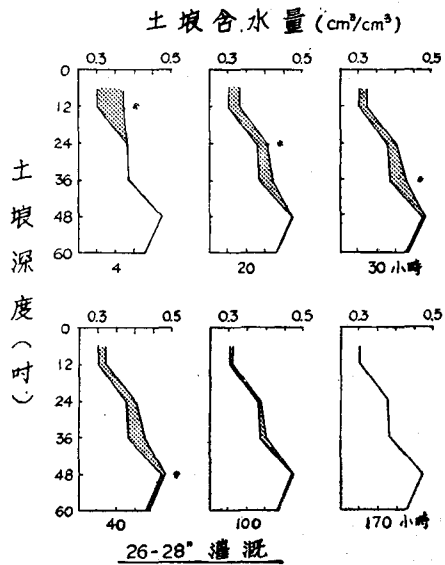


圖 17. 與圖 15 相似，不同的是為該處理之第十三次灌溉後之情形。

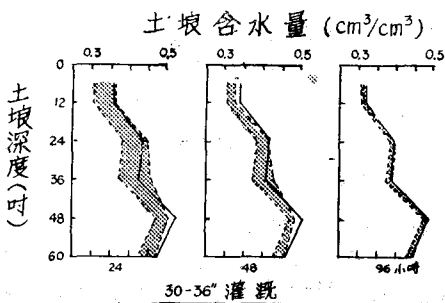


圖 20. 以(4)式計算 6 時間歇灌溉處理在排水過程中之土壤水分剖面。實線表示計算值，虛線表示實測值。(與圖 13 相較)

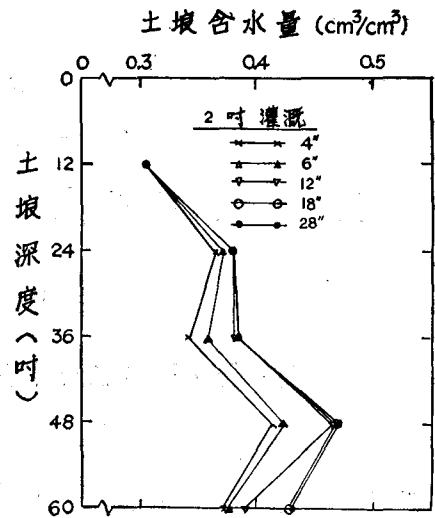


圖 18. 2 時間歇灌溉處理區，每次灌溉後一週之土壤含水量剖面，視累積灌溉水深而定。

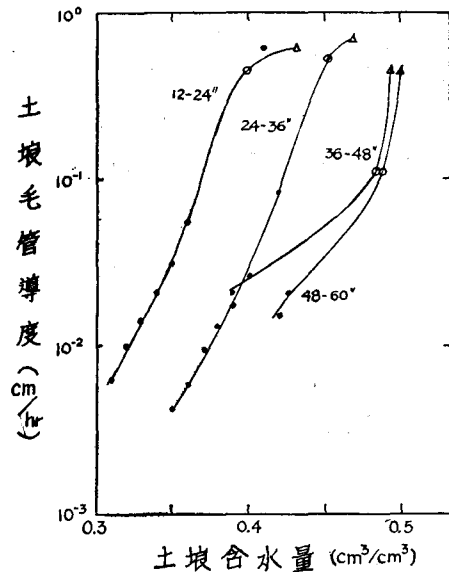


圖 19. Panoche 粘壤土各層土壤毛管導度與含水量之關係，圖中三角及圓圈之符號分別表示從連續浸水與連續噴灌之處理計算而得之值，其他黑點係轉載自 Nielsen 以前之文獻。

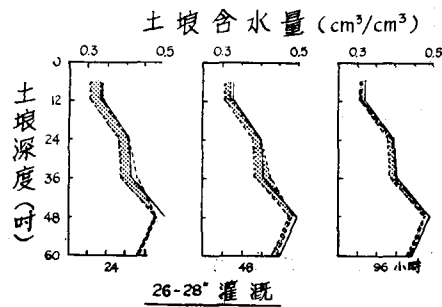


圖 21. 以(4)式計算 2 時間歇灌溉處理，在排水過程中之土壤水分剖面。實線表示計算值，虛線表示實測值。(與圖 17 相較)