

# 水文分析之最新滲入理論 (續)

## Modern Infiltration Theory in Hydrologic Analysis

臺灣大學農工系助教

葉 政 秀 譯

### (IV) 計算非飽和土壤滲透性之數種方法

#### Some Methods of Calculating Unsaturated permeability

by Wilfried Brutsaert

非飽和土壤中水分動態之研究，乃是微水文學 (Microhydrology) 之重要部份。在某些普通流動問題可以數學分析法解決之前，對於滲透性，或者說是水力導度，與透水層含水量間之關係必須具有深刻之認識。

欲明瞭此種關係，最明白之方法是試驗。近年來依不同之試驗技術而發表之許許多多文獻中，以 Childs 與 Collisgeorge, Richards 與 Weeks, Luthin 與 Day, Cory, Gardner, Nielsen 等氏，Nilsen 與 Biggar, Gardner 與 Miklich, Davidson 等氏以及 Youngs 等最具代表性。然而，必要之試驗往往不易執行。因此，通常從土壤中較易量測出之其他性質，更方便地計算滲透性與飽和之關係。而且，計算亦可用來核對試驗結果。嚴格地說，非飽和土壤中之水分流動現象，包含有一種潤流與一種非潤流之兩相流動。由於水文領域中空氣之流動重要性甚微，因此目前之討論僅限於水分在透水層之滲透性。

因為飽和土層之滲透性，很容易可以試驗性地決定，從實際觀點之真正問題，往往是相對滲透性之計算，如  $k = (K/K_0)$ ，式中  $K$  為某一已知飽和度  $S$  時之滲透性，而  $K_0$  則為  $S=1.0$  時飽和土壤之滲透性。

本文討論中之一有用定義為有效飽和度

$$S_e = \frac{S - S_r}{1 - S_r} \dots \dots \dots (IV-1)$$

式中  $S_r$  係在土粒表面與孤立孔隙內強力持有之水分所形成之殘留的或不可減少之飽和度，此時滲透性成爲很小。

從土壤物理學家及植物生理學家之觀點來看，在

$S_r$  時之滲透性並不能視爲 0，因爲  $S_r$  約相等於田間含水量。在排水良好之土壤，可爲作物利用之含水量主要是在田間含水量以下，而高於永久凋萎點，不過水文學家之興趣以大量水文之移動爲主，因而對於此種滲透性往往忽略而不計。

#### 不同模型之觀察

##### 1. 均勻孔徑之模型

由於 Darcy's 律與其他緩流律，如 Hagen-Poiseuille's 者之相似性，因此最簡單而最古老之假設乃是以某些相當之均勻孔徑來表徵該透水層。在所有孔徑均被假定爲均勻時，惟有兩種流體同時存在於同一孔隙中，該透水層才會成爲非飽和。因此，水分沿孔壁流動，而空氣則在孔隙之核心中穿過。

第一組試驗者，認爲多孔質體類似一束均勻而平行之圓截面毛細管。1950 年左右，如 Polubarinev-Kochina 所載者，Averjanov 分析單管中圓環潤流之流動，其中央部份爲停滯之空氣所佔據，以此種限界條件，Navier-Stokes 方程式之解答提供一方程式，可以一較簡單之冪數形式之關係，做很精確之估計。

$$K = S_e^n \dots \dots \dots (IV-2)$$

式中， $n$  在多孔質之值爲 3.5，似乎比較合乎試驗資料。Yuster 另行解決此一相同之情況。立了一稍異之假設，即在管內中央移動之非潤流相與沿管壁之潤流相具有同樣之壓力坡降。

$$K = S^2 \dots \dots \dots (IV-3)$$

可能令人注意的是，如果 Yuster 亦假定部份之水

$S_r$ ，由於土壤保水力太強而不易移動的話，那麼  $S_e$  可用以代替  $S$ 。

第二組調查者，假設粒狀土層，將水力半徑定義為孔隙體積與土粒面積之比值。雖然填裝土壤水力半徑之觀念很早就曾由 Blake 在不同之文獻中使用，但是此種模式則分別由 Kozeny 以及 Fair 與 Hatch 開始倡議用於飽和土壤。以  $(cf_0^3/o^2)$  代替 Hagen-Poiseuille 氏方程式中之  $d^2/32$ ，並且在 Dupuit 假設之下，通量 (flux) 等於孔隙中之平均流速乘以孔隙率  $f_0$ ，式中  $d$  為毛管直徑， $o$  為單位體積之土粒表面積， $f_0$  為土壤之孔隙率，而  $c$  為無因次之常數，依其形狀而定，飽和時之滲透性可以書為

$$k_0 = c f_0^3 / o^2 \dots\dots\dots (IV-4)$$

按照 Kozeny 之說法，此一  $k_0$  與  $1/o^2$  之比值早在 1918 即由 E. Krueger 依經驗式求得。Carman 介紹曲折度之觀念 (Concept of tortuosity)

$(L_e/L)^2$ ，而將模式加以精鍊，式中  $L$  為假想的或大孔隙 (Macroscopic) 長度， $L_e$  為流體粒子真正的或微孔隙 (Microscopic) 長度。據此替換常數  $c$

$$c = c' (L/L_e)^2 \dots\dots\dots (IV-5)$$

Irmay 將 Kozeny 模式應用於非飽和土層。他假定  $c$ 、 $o$  兩項與飽和無關，而  $f_0$  可代之以可排孔隙度  $f_0 (S-S_r)$ ，以便使相對滲透性成為

$$K = S_e^3 \dots\dots\dots (IV-6)$$

Wyllie 與 Spangler 在與石油研究有關之工作中，根據 Kozeny-Carman 理論，求得一些半經驗式之成果。彼等推論得下式

$$K = S^n \dots\dots\dots (IV-7)$$

式中， $n$  係以電阻量測而得，其值約在 2 與 5 之間。惟彼等同時指出，其分析所基於之假設並不完全有確實根據，甚至亦有相互矛盾者在。易言之，彼等之研究結果顯示，均勻孔徑之假設，其應用性乃是極其有限的。

## 2. 平行式模型

改善以上模型之次一步驟，為假定多孔質土壤乃相當於一些互相平行之部位，各有不同之滲透性，且各有均勻之孔徑。每一部位之滲透性係由一束假設平行於水平流動方向之毛細管，或從 Kozeny-Carman 水力半徑之觀念而求得。

因為滲透性係由上述各部份滲透性之總和或積分而得，實際上會產生一平均孔徑。則此一模型似乎基本上與均勻孔徑者相同。然而非飽和流之機械作用差

異頗大；譬如，土層脫飽和 (Desaturated) 時，空氣不再同時逐漸地取代水分進入孔隙中，却以最大孔隙開始，一個接一個地，使部位充滿空氣。因此，只有具較小孔隙之部位可以保留水分。大部份之情況，各部位孔徑之分佈，係藉毛管上升之方程式，依照試驗性地求飽和度與吸力之關係而求得。

由於某些研究者，將水力半徑  $(f_0/o)$  及孔徑之半  $r/2$  代之  $\sigma/p$ ，然後對整個飽和之範圍加以積分，求得某一已知飽和度之滲透性為

$$K = f_0 \int_{s=0}^{s=S} \sigma^2 c ds / p^2 \dots\dots\dots (IV-8)$$

式中，常數  $c$  類似方程式(4)與(5)者。 $\sigma$  為潤流與非潤流間接觸面之表面張力， $p$  為空氣孔隙。此處可以看出，令水流通過之截面部份為  $f_0 ds$  時，Dupuit 之假設可推而及於非飽和情況。如同先前所提示者， $P$  與  $S$  間之關係很容易地求得，但是  $c$  之決定却含有不少之困難。

Purcell 在平行圓毛細管之假設下，以  $S=1$  演導飽和層公式，而且稱  $c$  為岩石學 (Lithology) 因子。Burodine 等氏應用(8)式於非飽和通氣層，惟彼等並未有一獨立之方法決定  $c$  或曲折度為  $S$  之函數。彼等祇能從量測之  $K$  值與  $P$  值反算為  $S$  之函數。Gates 與 Templelaar Lietz 主張將 Purcell 估算法推廣至非飽和層，祇要改變 Purcell 估算法之積分界限，常數  $c$  仍保持一樣。因此彼等得相對滲透性為

$$K = \frac{\int_0^S ds/p^2}{\int_0^1 ds/p^2} \dots\dots\dots (IV-9)$$

由於彼等實測之相對滲透性遠低於計算值，彼等猜想流動之曲折度隨飽和度之減少而增加。然而，彼等並未提出此一問題之解答。因此 Willy 與 Spangler 根據(8)式 Kozeny 之理論，保持  $c$  為積分上限之函數，即飽和度。並提出

$$K = \frac{c \int_0^S ds/p^2}{c_0 \int_0^1 ds/p^2} \dots\dots\dots (IV-10)$$

式中  $c_0$  為  $S=1$  時之  $c$  值。由於(5)式之 Carman 公式中，形狀因子  $c'$  假定為與飽和及孔徑無關，彼等建議從電阻之量測決定  $c/c_0$ ，即曲折度之比。然而彼等承認飽和度與曲折度間之關係各層均有差異。而且，彼等懷疑，由於殘留飽和之存在，非飽和層中電阻與水力曲折度之相等性是否成立。

Fatt 與 Dykstra 假定多孔質土層相當於一束

\* 原文為  $\sigma_2$  可能為  $\sigma^2$  之誤

平行之毛細管，並且曲折度與 $1/r^b$ 成比例。式中 $r$ 為最大孔隙之半徑，在充滿飽和水時， $S$ 與 $b$ 為常數。彼等求得之相對滲透性為

$$K = \frac{\int_0^s ds/p^{2+b}}{\int_0^1 ds/p^{2+b}} \dots \dots \dots (IV-11)$$

與實驗資料相較，既使彼等認為 $b$ 可能依多孔隙體之形狀而變化，但是彼等發現 $b$ 趨近於定值。若令 $b=0$ ，則(11)式即可演化成(9)式。

Burdine利用(10)式，分析滲透性與毛管吸力對飽和之關係之實驗資料，發現第一個估計值 $(C/C_0)^{1/2}$ 為 $S$ 之線性函數，因為 $S=S_r$ 時， $C/C_0=0$ 。所以他得下式之結論

$$K = S_e^2 \frac{\int_0^s ds/p^3}{\int_0^1 ds/p^3} \dots \dots \dots (IV-12)$$

由考慮切斷又接合(Cutting and rejoining)之觀念，Wyllie與Gardner導出滲透性與相對滲透性之方程式。雖然以下所示之切斷又接合之觀念，乃是發展連串平行模型常用之方法，但是彼等在平行模型中所真正使用者，仍為導演(8)式所用之圓截面短管者。在彼等之分析中，由於孔隙之不完全相同，普通平行模型之切斷又接合，其結果是管徑為 $r$ 時，各管有效流通面積僅等於 $\pi r^2 f_0 (S-S_r)$ 。由此，彼等求得與Burdine之(12)式完全相同之相對滲透性方程式。彼等宣稱其分析顯示，曲折度之模糊觀念可以視為相當於孔隙連通之或然率觀念。而切斷又接合主要係用來闡明曲折度之經驗觀念，使其基於可能更有理論之基礎。

以同一形式，Rowe亦考慮將切斷又接合之觀念用於嚴密地平行模型中。假定不同假想之孔徑分佈而做計算，他因而憑經驗斷定其積分值，即方形孔隙之平均孔徑，對於多種分佈形式而言為與 $S_e$ 之某次方成比例。彼主張方程式(2)之形式是正確的。依照其模型，若孔徑均勻時，則 $n$ 等於最小值2。 $n$ 值隨孔徑差異程度之變大而增加，惟不會超過4。

### 3. 連串平行模型

以平行模型為主，惟切口在兩合成面之平面上，然後再經過一些隨機排列之後又重合在一起。此種切斷又隨機接合之目的乃是顧及孔徑之雜亂變異，不只是在垂直於流動方向之平面上，並且在沿流動方向之變化亦然。各面相連孔隙間之孔徑分佈，可能如同以前由土壤水分與毛管吸力關係所求得者一樣。

此種基本觀念首先由Childs及Collis-George提出的。為免複雜起見，彼等假定各單管之流量，由兩部份串聯組成的，係受較小管徑者所左右。因此其流量就被視為如同整個管長均具有較小管徑，依據Marshall氏所做一些假想的樣本計算，此種簡化並未顯著地改善最後之結果。按照Childs與Collis-George之原始假設，顯示出平行串聯管之滲透性函數之一種型式可以寫成如下之積分式

$$K = [f_0^2 (1-S_r)^2 / G] \left[ \int_0^r S_e(x) \int_0^x S_e(y) y^2 dy dx + \int_0^r S_e(x) x^2 \int_x^r S_e(y) dy dx \right] \dots \dots \dots (IV-13)$$

式中， $S_e(r) = dS_e/dr \dots \dots \dots (IV-14)$ 為有效孔徑密度函數。 $G$ 為幾何常數，圓管者其值等於8。

Childs與Collis-George在一有限差數設計(finite difference scheme)中，以此種模式計算相對滲透性。飽和層之滲透性，由試驗求得。Marshall以一稍為不同之方式使用Hagen-Poiseuille方程式，直接求滲透性。兩種方法產生一致之相對滲透性。至於兩種數式分析(Numerical methods)間之主要差別在於Childs與Collis-George將孔徑當做自變數，而Marshall氏則另以水分含量為自變數。

隨後，Millington與Quirk提出一頗為不同之模式。與上述二者不同，彼等假定一種由二向流充水之孔隙， $(f_0 S)^2/3$ ，係任一可以通水之斷面積之部份，而非照Dupuit所說之 $(f_0 S)$ 。彼等又進一步假設當土壤自飽和脫水時，由於孔隙間之連續接觸，不祇是斷面積減少，而且各孔隙內之相之連續性亦變得不完全。彼等總結地指出，一連串孔隙之流通面積等於 $S^3$ 之平均值乘以飽和時之流通面積。雖然如此，彼等在計算有效孔徑時與Marshall氏一樣，使用同一數式設計(Numerical scheme)。

兩種連串平行模型均曾做過試驗。Childs與Collis-George發表之資料，顯示在水分含量低時，其相對滲透性偏高。Marshall與Schmidt之資料顯示與由Marshall法所算得之滲透性有令人滿意之一致，Nielsen等氏列舉四種土壤之計算值與實測值，各種土壤取四層深度。彼等發現利用Marshall法算得之滲透性，各種土壤均偏高。以Childs及Collis-George法所得之相對滲透性，在單粒構造之黃土化成土壤者有令人滿意之一致。至於兩種強固冰

積漂礫土，(Strong-cemented of acial rill soil)，當水分含量低時其相對滲透性則偏高。Millington 與 Quirk 分析一些資料，並且證明彼等計算相對滲透性之方法較之 Marshall 氏以至於 Collis-George 及 Childs 等之方法，可得更佳之結果。彼等同時列舉資料，並且參照 Eisenklam 之結果，而指出 Marshall 法在計算飽和水分時之相對滲透性偏低。然而彼等發表之其他資料則顯示其自己之方法有偏高之趨向。此點暗示該等資料如改用 Marshall 法較為適合。

Jackson 等氏試驗上述三種方法之計算值，而與一種砂土之吸水 (Sorpton) 與脫水 (Desorption) 以及三種土壤之導電度等之直接實測值相較，彼等之結果顯示，既使 Marshall 法在吸水特性時計算飽和之導電度為偏高，不過在脫水特性時則幾乎是很完美的。然而，估計絕對滲透性比 Marshall 法偏高更多之 Millington 與 Quirk 法，其相對滲透性之結果則令人滿意。由 Childs 與 Collis-George 法以及 Marshall 法所得之值，顯示在飽和度低時有偏高之趨勢。

## 討 論

從或然率之觀點來看，平行模式與連串一平行模式間之不同甚為有趣。後者係假定，依「切斷又隨機接合」，連串孔隙之大小彼此完全無關。相反的，僅平行者，其連串孔隙之大小彼此有密切之關係。實際上均假定各流道全段為一均勻斷面。

因此，Gates 與 Tempelaar Lietz 所列舉之簡單平行模式，估計流動率會有偏高之趨向，而必須導入曲折度 (tortuosity) 之觀念。在平行模式中，孔隙在流動方向之不均一度視為曲折度，而在連串平行模式則為「切斷又接合」。

它直覺地顯示連串孔隙之大小彼此並非無關，因此切斷又接合可能產生偏低之流動率。此外，假定無數個孔隙之連續通道，則連串之較小孔隙左右著流動率，而且全段皆保持均勻之狹道。

然而，也有一些假設使得滲透性有偏高之趨勢，因此可能將上述之效果與予抵銷。除了在 Millington 與 Quirk 之模式，該等管假定完全地合適，並且平直得無任何曲折。假定有一規則斷面或甚至為圓，雖然實際上是極不規則的。同時亦有許多末端孔隙，它們既使在充滿水分時亦不會導水。有些情況下，由於多孔質層有一強烈之次生構造 (Secondary Structure)，使得滲透性偏高更烈。當該層含粘土量高時，

特別是在小孔隙往往有非牛頓流 (NonNewtonian flow) 之可能性。

另一事實是，假定連串最大孔隙左右空的吸力，而最小孔隙假定控制流動率。如上所述，這可能使得飽和時之滲透性偏低。但是，當大孔隙與小孔隙相接觸而組成之系列成為空的時候，其結果是，飽和量大大地減少，而滲透性則不成比例地微量減低。至少在以系列之平均孔隙為準時，具有小孔隙之小孔隙系列之滲透性相對地較高。

如以上大部份試驗之引證所示，所有這些假設之淨效果似乎是，以 Childs 與 Collis-George 法及 Marshall 法估算水分含量低時之相對滲透性均偏高。因為 Millington 與 Quirk 假定各孔隙內之流動面積依水分含量之減低而縮小，彼等之方法會導致較佳之結果。

Marshall 指出，Millington 與 Quirk 使用  $(f_0s)^2/3$  之假設可能在此得以證實。因為在一真正多孔質體中，孔隙相連而成之網狀系統，其連續性遠較串聯兩管之模型者更大。雖然如此，上述引證之試驗結果顯示，使用 Dupuit 假設  $(f_0s)$  計算串聯一平行模型在飽和時之滲透性，其偏高者往往比偏低者大。故 Millington 與 Quirk 之假設可以減少錯誤。

平行模型之原理易懂而引人注意。然而，先前所討論之方法，要不是需要另外測定複雜之電曲折度，就是需要使用被公認為不够普遍之簡化實驗關係式。儘管某些理論之不符，連串一平行模型在實用上似乎仍為優良之模型。因為進一步之發展與研究可望將其克服。它含有較少之經驗因子，因此，較屬於理論性。所需之測定法以及隨後之計算均很容易即可做到。大部份之情況，在 inert 層之試驗結果令人滿意。

## 簡化滲透性函數

有很多人主張採用或然率律，並加以試驗，而敘述多孔質體之孔隙分佈。其中之一為

$$S_e(r) = \frac{A}{A + (c/r)^B} \dots\dots\dots (IV-15)$$

式中 A、B 均為常數。A 視毛管緣 (Capillary fringe) 之大小而定；B 為孔隙均一度之指數。它容易地看出，尤其是當 r 值很小時，(15) 式可以很正確地估計如下：

$$\left. \begin{aligned} S_e(r) &= 1 && \text{當 } r > r_m \\ S_e(r) &= Dr^B && \text{當 } r \leq r_m \end{aligned} \right\} \dots\dots [IV-16 (a)]$$

或以毛管上升  $p = c/r$  取代方程式之後

$$\begin{aligned} S_e &= 1 && \text{當 } p < p_m \\ S_e &= (p_m/p)^B && \text{當 } p \geq p_m \end{aligned} \dots\dots [IV-16(b)]$$

式中  $D = (p_m/c)^B$ ,  $p_m$  與  $r_m$  為常數, 可以分別視為陷入空氣或氣泡吸力以及介質最大孔徑。[16(b)] 式比早先 Brooks 與 Corey 所倡議者更加容易以數學處理。(16)式中之  $S_r$ 、 $p_m$  與  $B$  等三個參數可以決定如下: 首先, 在雙對數紙上繪  $S_e$  對  $p$  之關係曲線以定不同之  $S_r$  值。  $S_r$  值最後係由曲線之較下端呈現直線最明顯者。於是從圖中簡單之觀察即可求得  $B$  與  $p_m$  值。現在使用(16)式, 將從平行與連串一平行模型中所演導之數個相對滲透方程式化而為一。此一程序為由 Brooks 與 Corey 應用。惟彼等僅用於 Burdine 平行模型方程式。綜合(12)式與[16(b)] 式得

$$k = S_e^{3+2/B} \dots\dots\dots (IV-17)$$

同樣的, 也許可能將 Fatt 與 Dykstra 之(11)式化為

$$k = S_e^{1 + \frac{b+2}{B}} \dots\dots\dots (IV-18)$$

當  $r \leq r_m$ , 密度函數  $S_e = DBr^{B-1}$  時, 將 [16(a)] 式之微分代入(13)式中, 根據 Childs 與 Collis-George 之連串一平行模型, 可積分而得滲透性

$$K = \frac{[Bf_0(1-S_r)]^2}{(B+1)(B+2)D^{2/B}G} S_e^{2+2/B} \dots\dots (IV-19)$$

從此得相對滲透性

$$k = S_e^{2+2/B} \dots\dots\dots (IV-20)$$

與 Arooks 與 Corey 之(17)式相似, 不同的是其指數減少 1。倘若(13)式中之  $b$  當做 0, 如同 Gates 與 Tempelaar Lietz 在 (9) 式中所做者, 則可得另一相似之方程式。但是由於假定曲折度(tortuosity)不變, 指數僅僅為  $1+2/B$ 。可以看出在均勻孔徑之介質, (17)式中當  $B = \infty$  時, 則指數如 Irmay 所得者一樣為 3.0。而(13)式與(20)式之指數則分別如同 Yuster 與 Rowe 所得者為 1 與 2。同時很明顯的, (17)、(18)及(20)式中, 指數依孔徑範圍之提高而增大。雖然 Rowe 使用一完全不同之理論模式, 但該等指數之變化顯示其理論值與試驗資料為同一趨勢。

因為通常  $x^2 < 1$  時,  $(1+x)^{-1} = 1-x+x^2+\dots$  對於大之  $r$  值, 特別是在小吸力範圍之內者, 可依下式估計(19)式:

$$\begin{aligned} S_e &= 0 && \text{當 } r < r_n \\ S_e &= 1 - Er^{-B} && \text{當 } r \geq r_n \end{aligned} \dots\dots [IV-21(a)]$$

或以毛管上升取代方程式之後

$$\begin{aligned} S_e &= 0 && \text{當 } p > p_n \\ S_e &= 1 - Fp^B && \text{當 } p \leq p_n \end{aligned} \dots\dots [IV-21(b)]$$

式中  $E$ 、 $F$  均為常數。常數  $r_n$  可以視為介質中最小孔徑之代表值; 而  $p_n$  為由此一孔徑所定義之吸力。參數  $B$  與  $F$  可以直接地從  $(1-S_e)$  與  $p$  在雙對數座標之曲線定出。

Burdine, Willie 與 Spangler 之平行模型方程式(12)式與(21)式之積分可得

$$k = S_e^2 [1 - (1-S_e)^{1-2/B}] \dots\dots\dots (IV-22)$$

類似 Fatt 與 Dykstra 之平行模型(11)式得

$$k = 1 - (1-S_e)^{1 - \frac{2+b}{B}} \dots\dots\dots (IV-23)$$

當  $r \geq r_n$  時, 將密度函數  $s_e(r) = EBr^{B-1}$  代入(13)式, 所得之連串一平行模型滲透性可以書為

$$K = \frac{[f_0(1-S_r)BE^{1/B}]^2}{G} \left[ \frac{1}{B(B-1)} - \frac{2(1-S_e)}{B(B-2)} + \frac{(1-S_e)^{2-2/B}}{(B-2)(B-1)} \right] \dots\dots\dots (IV-24)$$

從而相對滲透性為

$$k = \left[ 1 - \frac{(2B-2)}{B-2} (1-S_e) + \frac{B}{B-2} (1-S_e)^{2-2/B} \right] \dots\dots\dots (IV-25)$$

因為它們係基於完全不同之多孔質模型, 因此方程式(17)、(18)與(20)所得之結果相互間差異極為顯著。根據原來之模型, (18)式以  $b=0$  時可得之最大值。從 Childs 與 Collis-George 之連串一平行模型, 以(20)式所得者為最低。而從具有曲折度之連串模型, 則以(17)式所得者為最低。該等式中之最合適者端賴何種模型最能敘述其多孔質。此點可能很難確定。雖然如此, 從上述連串一平行模型之討論中所證實之大部份試驗結果來看, (20)式對於大部份田間土壤會估計過高。因此(17)式可能是較優異的。

至於(22)、(23)及(25)式亦可能做很相似之敘述, 雖然其數學式並不簡單。這兩套方程式間之主要差異在於, 前者係根據孔徑分佈之估算, 惟有在光譜之下端(The lower end of the spectrum)才令人滿意。而後者則正好相反。顯然的, 此一事實乃為所有此等簡化滲透函數之主要限制之一。

儘管如此, 這些方程式之微分式應加以注意, 因為對於他們之用法, 如果不能證明為有理的, 那麼至少暗示其基於何種假設, 而為其限制條件。

(V) Willamette<sup>1)</sup> 土鏈<sup>2)</sup> 之土系<sup>3)</sup> 中水位之變動

Water-Table Fluctuation in the Soil Series of the Willamette Catena

L. Boersma

Willamette 流域之土壤絕大部份是屬於 Willamette 土鏈 (Catena)。組成此種土鏈 (Catena) 之土壤包括有下列各系 (Series)：Willamette、Woodburn、Amity、Concord 以及 Dayton。這些土壤在冰川時期 (Pleistocene Age) 由於湖成沈積之沖積土發展而成的。沈積在該流域造成一幾乎水平之廣潤平原，估計達 800,000 英畝以上。在表層 36 吋以下，為無斑紋 (no mottling) 而排水良好之土壤構造之 Willamette 土系。24-36 吋帶斑紋，排水性中等。在 B<sub>2</sub> 層以下有一脆磐 (fragipan) 構成為 Woodburn 土系。12-24 吋帶斑紋、排水性不良，通常在 B<sub>2</sub> 層以下有一脆磐者為 Amity 土系。Concord 土系在 6 吋以下，帶斑紋，在雨季期間地下水水位可能滯留於此。排水不良，表面帶斑紋，而在 B 層上端有一粘土磐是為 Dayton 土系。Willamette 與 Woodburn 分類為 Typic Argixerolls, Amity 為 Aquollic Normudalf, Concord 為 Umbric Ochraqualf, 而 Dayton 為 Typic Alb-aqualf。Woodburn, Willamette 與 Amity 均為細粉質混合 mesic 土科。Dayton 與 Concord 為細混合 mesic 土科。

在美國陸軍工程隊水路試驗所運輸能力組之合作下，着手研究 Willamette 土鏈中之水位變動。研究之目的在於做水位標高之連續測定，以便可以定量地敘述與比較其變動。其進一步之目的是從氣象資料，對水位標高、土壤水分含量以及傳導能力等做預估方法之發展所需之資料加以累積。

在五種土系中各選三個試驗位置，各點裝置有地下水水位觀測井、雨量計、土壤水分含量感應器、土壤溫度感應器以及最高一最低溫度計。以下之資料逐日累積一次：雨量、地下水水位、土壤水分含量剖面、土壤溫度剖面以及氣溫。所有各站之地下水井亦同時裝置水壓計 (piezometer)。水壓計為 8 呎長，最下端 2 呎有穿孔。淺井之深度依脆磐或粘土磐而有變化。裝置水壓計時必須注意，以防水流沿井管之旁邊向深層滲透，在 Willamette、Woodburn 與 Amity 測

點中，水壓計與淺井之觀測值間並無顯著之差異。然而，在 Concord 與 Dayton 測點則有兩種顯著不同之水位。本文所載者即為期兩年連續測定所得觀測值之初步分析。

水位之變動

分析水位資料之目的，在於演導資料以便從僅有之雨量記錄，估計水位變動。此種分析所根據之前提為水位標高之變化係由於深層滲漏或得自雨量所促成者。在晚春，水分亦會因蒸發散 (evapotranspiration) 而散失。在 Willamette 流域內，雨季時期之氣候條件足可將蒸發散量略而不計。測定僅限於上層 8 呎之土壤剖面。

當無表面逕流與側面流發生時，水位可以下式敘述之：

h<sub>n</sub> = h<sub>n-1</sub> + 100q<sub>r</sub>/r - 100p/s .....(V-1)

式中

- h<sub>n</sub>：水位 (吋)
n：日數
r：水位降低時排水之孔隙 (%)
q：深層滲漏率 (吋/日)
p：雨量強度 (吋/日)
s：可儲水之孔隙 (%)

當雨量不影響水位時，深層滲漏率可以由該時期內水位之下降率而定，即

q = d x r / 100 ..... (V-2)

式中 d：水位下降率 (吋/日)

r：排水孔隙 (%)

可排水孔隙係由土壤含水曲線決定。土壤含水曲線則從地下水水位測定點採取之不破壤土樣，經在試驗室測定後求得者。土壤剖面依深度而劃分。滲透率、可排水孔隙以及儲水因子各層均分別測定。

圖 1 表示水位觀測值與依(1)式計算而得之水位標高。類似之曲線用為求 Willamette、Woodburn 與 Amity 等測點，分析並不應用到 Concord 與 Dayton 土系。因為後二者具有一粘質層，滲透性緩慢為其特性。圖 2 示 Dayton 土系之水位變動。僅有一

1) 美國土系之定名，皆冠之地名，以下同。
2) Catena 土鏈：指年齡，母質與氣候都相似之一序土壤，其特徵之差異由於地形與排水不同所致。
3) Series 土系：土壤分類之基本單位，同系之土壤，除 A 層之質地外，其餘各種主要剖面特性皆相似。

淺層土壤可供蓄水，因此秋季之首次暴雨後，水位即達土面，且整個冬天皆保持接近地面，以8呎深之水壓計記錄之地下水位亦示於圖2。

初步分析，Willamette 土鏈之土系之某些水文特徵亦曾調查過。圖1表示 Willamette 土鏈之水位，同時亦繪出自12月3日開始之累積雨量。該日地下水位深度為60吋。簡單之水收支分析可用以預測水位昇達地面之日期。A-B 線係表示滲漏率為0.085吋/日時之深層滲漏量之線。該線之比例誌於該圖之左側。在該段期間內若無降雨，則地下水位即行下降。然而該圖指出自12月4日至25日之期間內，累積滲漏量與雨量大致相等，因此水位之變動很小，自翌年一月初，雨量即開始超過滲漏量，因此水位即行升高。

當累積滲漏量與可儲存水量等於總雨量時，水位即升達地面。C-D 線代表 A-D 線滲漏量加上 5.1吋。5.1吋之儲存水量係假定有效孔隙為 8.5%，則60吋深土壤剖面之總可儲存水量。C-D 線交雨量累積曲線於1月20日。此意味該日總雨量等於全儲存水量加上全滲漏水量。因此應為水位升至地面之日期。而實測之水位在1月18日升至地面。當滲漏率超過雨量增加率時，水位即降至地面以下。其日期之決定可以畫 A-B 之平行線，而切於雨量累積曲線。E-F 線就是如此製成的。在1月26日，滲漏率與雨量率大致相等，故為水位開始下降之日期。雖然雨量累積率保持與滲漏率相同達數天之久，但是地下水位仍繼續地下降

。它顯示在 Willamette 土壤剖面之上層具有較高之滲漏率。可以推測自 willamette 剖面之上層土壤流出之水量向隣近區域側流。利用累積雨量曲線，可以估計地表逕流。地表逕流等於1月20日與1月26日間之總雨量減去該時期內之滲漏量。該量可自圖1中求得並以 K-L 代表之。經過此種分析，假定雨量強度不超過滲入率。此種假定頗令人滿意，因為在冬天西部 Oregon 大部份會有暴雨發生。

### 不同土系中地下水位與實際標高之關係

欲明白兩種土壤觀測值間之關係，可以一簡單方法，將資料繪於紙上，倘若在數個條件之範圍內所得一連串之觀測值，在圖上成一直線或曲線時，可以假定原有觀測值間具有密切之相關。

將水位逐漸降低期間之記錄繪出，以兩個冬季為其經歷時間。但該測定時期並非一定為無雨季節，然而必須以雨量率很低，且不致顯著地使地下水位升高者為限。將每一測點所得之水位記錄繪成 Woodburn 226 測站之函數。Willamette 站之圖示如圖3。每一土系之平均曲線則示於圖4。在不同地點測得之曲線型態間之固定關係可由該等圖中看出。

### 摘要

分別在 Willamette 土鏈之五種土系，各選定三測點，每日記錄地下水位。證明當雨量及某些土壤物理性已知時，可以發展一簡單之模擬，預測地下水位之標高。發展此種模擬之重要性在於，它可能重新

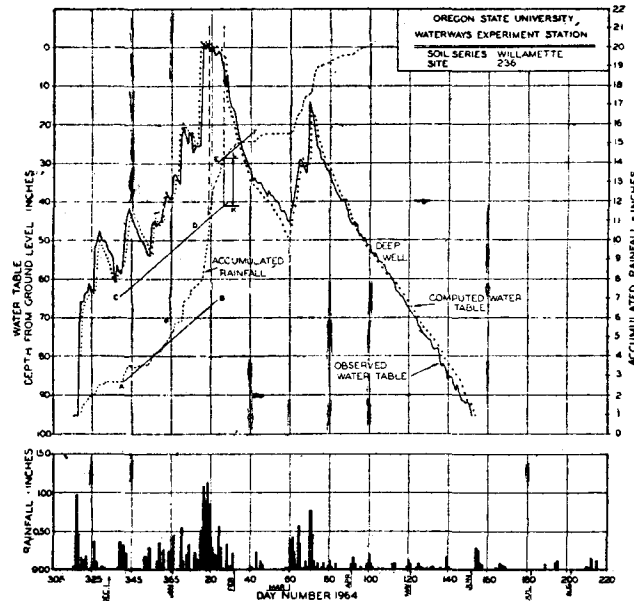


圖1. 236 測站在 1963-64 冬季期間水位變動與降雨記錄

設立已往發生過之水位情況。此種重新設立可以為某些農業土系之排水需要性、為在某些土系上 Septic tank 之設置可能遭遇之問題，以及為土系之排水條

件與植物生態特性間之相關性等之評價，提供一完善之工具。此一模擬之進一步發展以及各特定目的之用途，將於另文專載。

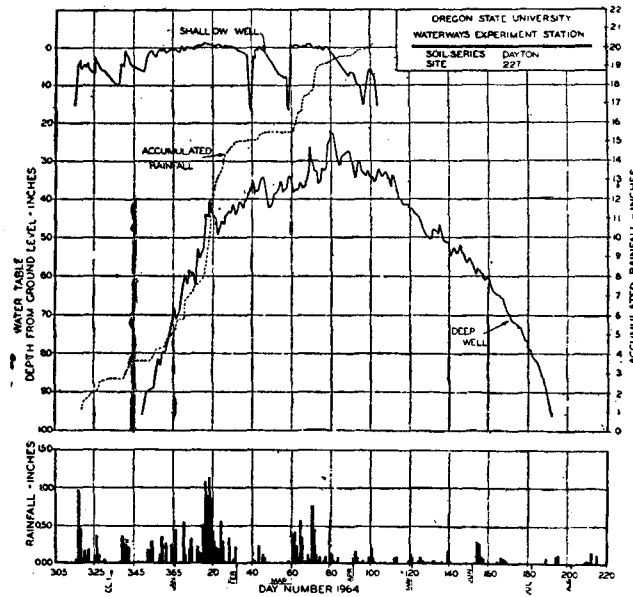


圖 2. 227 測站在 1963—64 冬季期間水位變動與降雨記錄

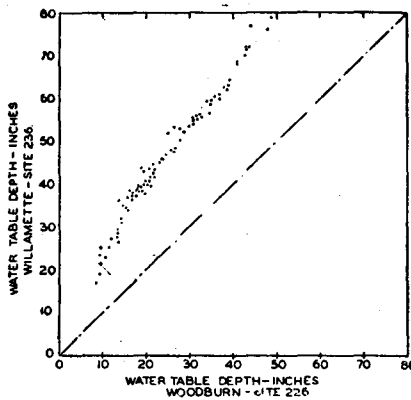


圖 3. Willamette 土系與 Woodburn 土系間水位變動之函數關係。各點代表同一日之測站值

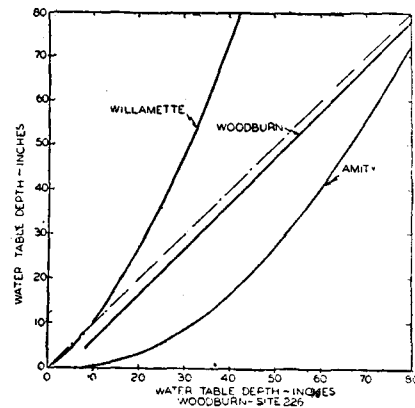


圖 4. Willamette, Woodburn 與 Amity 等土系各三測站之平均水位變動與 Woodburn 226 測站者之函數關係

## (VI) 水 文 土 類 之 觀 念

### Concepts in Hydrologic Soil Grouping

by H. N. Holtan, C. B. England, V. O. Shanholtz

從理論進展至應用之研究，由於溝通其間之橋樑頻頻地間斷，其發展過程一直是崎嶇不平，時遭挫折。特別是將有關滲入現象應用至集水區水文之研究。

雖然 Darcy 律與連續方程式之聯立解法之理論基礎非常值得有的，但是對於非飽和流之水力導度與擴散度所需之估計，既使在實驗室內亦很難求得。對於田



間尺度應用之估計是無效的。而且連續土層之有次序地處理在我們之集水區非均質 (anisotropic) 條件下是極其不穩定的。

農業研究部門所屬 USDA 水文實驗室之工作目標，乃在就全國主要土壤之通常可得或既有之資料，發展一估計滲入之經驗式。(1)，(2)，(3)式均表示滲入為休耕狀態之土壤經過長期濕潤後，幾乎成定值之滲入率以及在不透水層以上有效儲水量之耗失量等之函數。即

$$f = a(S - F)^n + f_c \dots\dots\dots(VI-1)$$

式中  $f$  : 滲入率 (吋/小時)

$S$  : 不透水層以上土壤之可儲存水量 (吋)  
(全孔隙度—既有土壤水分)

$F$  : 累積滲入量 (吋)

$f_c$  : 長期濕潤後之定值滲入率 (吋/小時)

$a, n$  : 分別為在雙對數座標紙上 ( $f - f_c$ ) 對 ( $S - F$ ) 曲線之截距與坡度。

水文活動之最大範圍估計在飽和水量與凋萎點之間，在此一範圍內水分之容量做為計算水分消耗時  $S$  值之上限。不透水層以上最大儲水量之估計可能從土壤保持局 (Soil Conservation Service)，卅農業試驗站以及農業研究局 (ARS) 等之土壤調查實驗室，就全國許多土壤所做之試驗資料演導出。

SCS 將全國主要土壤，依照其在長期濕潤後之相對滲入能率 (Relative rates of infiltration capacity) 加以分組。Musgrave 氏對於這些水文土壤羣提出一明確地土壤滲入能率，因此可供  $f_c$  之估計使之適用於(1)式。“ $S$ ”之觀念得以依其在不透水層以上可能儲存之最大量而做第二種水文土壤分類。針對此一目的，讓我們檢討一下(1)式之試用性 (trial

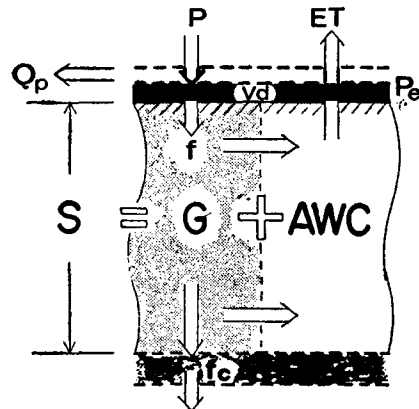


圖 1. 土壤水文現象設計圖

application)。

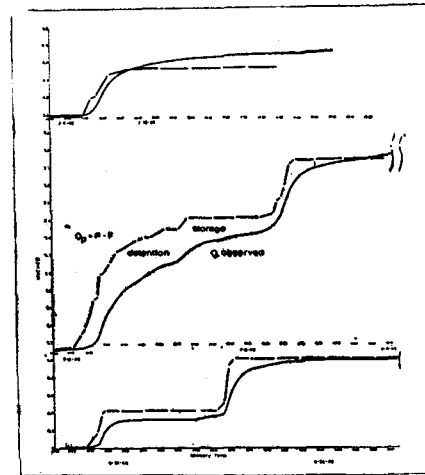


圖 2. 雨量減滲入所得之逕流量

### 小區水文現象

在降雨開始時，不透水層以上之可儲存量  $S$  隨即由滲入容量所取代。在連續降雨或浸水期間，有效儲存量 ( $S - F$ ) 可以自全孔隙度 ( $TP$ )，既有土壤水分含量 ( $ASM$ ) 以及  $F$  等估算如下：

$$(S - F) = TP - ASM - F \dots\dots\dots(VI-2)$$

在無雨或土面浸水消失期間，由於自由重力排水與作物有效水分之蒸發散作用，有效儲水量會再恢復。為了計算之目的，儲存量可以視為兩部份；重力水  $G$ ，即全孔隙度與田間含水量之差數，與作物有效水分容量 ( $AWC$ )，即土壤田間含水量與凋萎點之差數。

為實用之目的，假定排水 (此處假定為  $f_c$ ) 在田間含水量時可以略而不計，且蒸發散 ( $ET$ ) 在凋萎點時幾乎已停止作用。因此在無給水期間

$$S_2 = S_1 + (\Delta t)f_c + (\Delta T). ET \dots\dots\dots(VI-3)$$

式中註號 1、2、表示時間之順序，並限制

$$S_1 + (\Delta t)f_c = G$$

$$S_2 = G + AWC$$

該等觀念可由圖 1 說明之，圖 1 並示  $P_e$ ，即超出滲入能量之雨量。在成為逕流勢量 (potential runoff)  $Q_p$  之前必須先滿足儲存缺量 (depression storage)  $V_a$ 。儲存缺量在每次降雨停止時，即因滲入而消失，因此可能為從間歇降雨之逕流勢量之顯著抽象概念。

計算順序

表1中，T 與降雨量 P 為輸入資料，以一連串之反覆計算每一  $\Delta t$  之滲入容量，以便求得  $\Delta F$  如

$$(\Delta F/\Delta t) \leq \frac{f_1 + f_2}{2} = f_a \dots\dots\dots (VI-4)$$

式中  $f_a$  = 平均速率

$$f_i = a(S-F)^n + f_c$$

$$i = 1, 2$$

因為儲存缺量  $V_d$  (吋) 亦為水源，對於各  $\Delta T$  而言，(4)

表 1 應用滲入公式解降雨逕流量之計算表

Limit S=3.15, (S-ASM)=1.50, G=1.30,  $V_d=0.02$ ,  $f_c=0.02$ , ET=0.001, a=0.80, n=1.387

T Time	P in.	$\Delta T$ hrs.	$\Delta P$ in.	$\Delta F$ in.	S-F. in.	f in/hr	$f_a$ in/hr	$\Delta P_e$ in.	$P_e$ in.	$V_d$ in.	Q in.
1	0.00	0.000	0.00	0.00	1.50	1.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
2	.02	.017	.02	.02	1.48	1.05	1.06	0.00	0.00	0.00	0.00
3	.04	.017	.02	.02	1.46	1.03	1.04	0.00	0.00	0.00	0.00
6	.23	.050	.19	.06	1.40	.98	1.00	.13	.13	.13	0.00
11	.28	.033	.05	.08	1.32	.90	.94	-.03	.10	.10	0.00
12	.33	.017	.05	.01	1.30	.88	.89	.03	.13	.13	0.00
14	.35	.033	.02	.03	1.27	.85	.87	-.01	.12	.12	0.00
17	.47	.050	.12	.04	1.22	.81	.83	.07	.19	.19	0.00
20	.59	.050	.12	.04	1.18	.77	.79	.07	.27	.20	.07
24	.74	.067	.15	.05	1.13	.73	.75	.09	.37	.20	.17
27	1.00	.050	.26	.03	1.09	.69	.71	.22	.59	.20	.39
28	1.04	.017	.04	.01	1.08	.68	.69	.02	.62	.20	.42
29	1.06	.017	.02	.01	1.06	.67	.68	0.00	.62	.20	.42
32	1.07	.050	.01	.03	1.03	.64	.66	-.02	.60	.17	.42
37	1.09	.033	.02	.05	.97	.60	.62	-.03	.56	.14	.42
39	1.11	.033	.02	.03	.95	.58	.59	0.00	.56	.14	.42
100	1.17	.350	.05	.18	.77	.44	.51	0.12	.44	0.01	.42
120	1.19	.333	.02	.03	.73	.41	.42	-.01	.42	0.00	.42
145	1.25	.417	.06	.06	.67	.36	.39	0.00	.42	0.00	.42
200	1.28	.250	.03	.03	.64	.34	.35	0.00	.42	0.00	.42
230	1.33	.500	.05	.05	.59	.31	.33	0.00	.42	0.00	.42
245	1.35	.250	.02	.02	.57	.29	.30	0.00	.42	0.00	.42
1250	1.35	10.083	0.00	0.00	.78	.45	.37	0.00	.42	0.00	.42
1340	1.38	.833	.03	.03	.75	.42	.44	0.00	.42	0.00	.42
1346	1.40	.100	.02	.02	.73	.41	.42	0.00	.42	0.00	.42
1354	1.48	.133	.08	.05	.68	.37	.39	.02	.45	.02	.42
1400	1.55	.100	.07	.03	.64	.34	.36	.03	.48	.05	.42
1412	1.60	.200	.05	.06	.58	.30	.32	-.01	.46	.04	.42
1415	1.64	.050	.04	.01	.56	.29	.29	.02	.49	.06	.42
1432	1.68	.283	.04	.07	.48	.24	.26	-.03	.45	.03	.42
1445	1.69	.217	.01	.04	.44	.21	.22	-.03	.42	0.00	.42
1030	1.69	91.750	0.00	0.00	1.35	.93	.57	-.03	.42	0.00	.42
1045	1.71	.250	.02	.02	1.33	.91	.92	0.00	.42	0.00	.42
1115	1.78	.500	.07	.07	1.26	.84	.88	0.00	.42	0.00	.42
1130	1.80	.250	.02	.02	1.24	.82	.83	0.00	.42	0.00	.42
1200	1.87	.500	.07	.07	1.17	.76	.79	0.00	.42	0.00	.42

式與(1)式之解法是反覆的。 $\Delta F$ 之最初估計值等於 $\Delta P + V_d$ 。倘若 $\Delta F$ 之最初估計值太大，則 $f_a$ 太小而致無法滿足(4)式，故必須將 $\Delta F$ 減低一小量直至(4)式成立為止。當(4)式滿足 $[\Delta F/\Delta T \leq f_a]$ ，則以 $\Delta P$ 減去最終 $\Delta F$ 即得超出雨量 $\Delta P$ 。

表1說明參數，62區之輸入資料與計算，在伊利諾州 Edwardsville 之 Bogota 土壤，面積為 $6 \times 12$ 呎之紫苜蓿，用水文符號代替機械密碼，以示澄清。62區之耕犁深度為10吋，該層以上之全部非毛管孔隙度（重力排水） $G$ 約相當於1.30吋之水深。AWC估計為1.85吋。當儲存最大量 $S=3.15$ 吋時，既有土壤水分ASM估計約在田間容水量附近，即 $S-ASM=1.50$ 吋。從噴灑型式之測滲筒之水文分析求得 $V_d=0.20$ ， $f_c=0.02$ 。由於在降雨之前數日剛剛割剪過，因此紫苜蓿之ET估計為0.001吋/小時。ET在顯著增加之長時期內並不能視為常數。以往之研究顯示 $a$ 自0.2變化至0.8以上。本研究中，經過反覆地試算以 $a=0.6$ 時所得之逕流量實測值最為吻合。 $n=1.387$ 係以往在Edwardsville研究所導出之經驗平均值。

以表1第四行為例， $\Delta T=3$ 分鐘時， $\Delta P=0.19$ 吋。如果我們令 $\Delta F=0.19$ ，則平均 $f_a=0.19/0.05=3.80$ 吋/小時。由於此一數字大於由(1)式令 $S-F=1.46$ 及 $S-F=1.46-0.19$ 而算出之 $f$ 平均值，無法滿足(4)式，因此 $\Delta F$ 必須再減小。反覆地試算可得 $\Delta F=0.06$ 吋。

如此在P。欄所得超出雨量之增加量 $(0.19-0.06=0.13)$ ，即為儲存缺量 $V_d$ 。直到20分時（第9行）累積雨量超過累積滲入容量 $F$ 與儲存缺量之和。在此之前並無逕流發生（ $Q_p$ 欄）。29分之後， $\Delta P/\Delta T$ 均小於平均滲入容量， $f_a$ ，已足以用 $F$ 取代 $V_d$ 。

245分之後，連續10.08小時無雨，由於排水（ $S-F$ ）自0.57吋增加為0.78吋（假定以 $f_c=0.02$ 吋/小時），以後從1445小時開始，（ $S-F$ ）在此一較長期間內（91.75小時無雨），以 $f_c=0.02$ 吋/小時及 $ET=0.001$ 吋/小時之綜合速率，從0.44增加為1.35吋。其結果，滲入容量從 $f=0.21$ 吋/小時恢復至 $f=0.93$ 吋/小時。

### 結果之一致性

在一陣暴雨期間，以及連續降雨時期內之滲入恢復能力之估計極為困難。然而，此種恢復力對於計算值與逕流實測值之符合，特別是在長期水盆比之計算上乃是必要的。圖2中，係以表1自降雨開始之逕流

勢量 $Q_p$ 計算值與在Edwardsville 62區之最下游，為期20天（1942年6月21日~7月10日）內所量測之逕流量相較。

由於逕流勢量並未受例行之地面遲滯影響，因此逕流勢量估算曲線應優於實測逕流量曲線。每次暴雨與為期20天者，其量十分吻合。在Edwardsville之其他地區，以及W. Va. 與Tayler在德州Morefield之小試驗區都做同樣之試算，亦皆顯示，若決定 $S$ 、 $ET$ 、 $f_c$ 、 $G$ 及AWC時之參數 $a$ 與 $n$ 正確的話，(1)式將與實測值一致。

圖3係摘錄自圖2中7月8日之逕流量曲線。在7月8日降雨開始時，既有土壤含水量與隨後之有效儲存量 $S$ ，係以表1中所示之連續核算方式演算的。如此導得之儲存勢量，其適當與否端視暴雨逕流勢量與暴雨逕流實測量之吻合程度而定。既有土壤水分之預測，在估算逕流量之任何模式中，為一重要而有用之技巧。正確地考慮土壤特徵顯然地乃為減少估計錯誤或至少限制其誤差之良法。

### 土壤物理性調查

特定土壤剖面之正確 $S$ 、 $G$ 與AWC值，係經由各種生物形態（Morphological）與物理資料之考慮而導得者。不透水層以上之深度以及隨而有之最大儲存勢量等之正確估量，可以自表2土壤剖面描述之例子中求得。其關鍵在於層次命名；例如， $A_p$ 指明一耕犁層，特徵可能為孔隙度大、導水度高。對於積聚沖積粘土之層次再附註以 $t$ 之符號，不變之膠結則註以 $m$ ，灰粘化土壤註以 $g$ （在過量之水與有機質之情形下鐵之還原作用）。希冀指明化育特徵（genetic features），而在表徵土壤水文行動（Soil hydrological performance）時將它加以考慮，實具有很大之意義。最淺之透水層往往可以研究土壤描述而得以鑑定。顏色、質地、密度或構造之急劇變化即表示水分傳導度之變化。

在SCS之土壤調查與州農業試驗所之報告中，對於愈來愈多之土壤，剖面描述（profile description）已成為有效之工具。親自從管理一特別土壤之經驗而直接得到之知識是有益的。浸水深之變化、排水管之流出率和流出量以及植物生長特徵等之隨時記載，可分別做為估算 $f_c$ 、 $G$ 與AWC等之指標。

透水層深度與其儲存水量之精確估計，大多特別地從實驗室內假比重與水分一張力關係之決定而求得，如表2之下方所列者。圖4係為各土層之孔徑分佈之圖解說明。該圖顯示表面15吋土層容易可利用之孔

表 2 Suffield Silt loam 之剖面描述

地點：略

地形：起伏至平坦

分類：棕色準灰壤

排水：良好，表層滲透性中等，底層滲透性緩慢。

母體：海積粉質土及粘質土

層次	深度 (吋)	剖面描述	有效水分	
			每吋土壤 (吋)	全層 (吋)
A <sub>p</sub>	0~9	深灰棕色粉質壤土，界限分明微細粒構造；易脆	0.16	1.44
B <sub>21</sub>	9~15	灰棕色粉質壤土，非常微細粒構造；易脆，緩和之波狀界限	0.20	1.20
B <sub>22</sub>	15~24	淡灰棕色質粘壤土，界限不明顯	0.11	0.99
C	24~30	灰色粉質粘壤土，穩定	0.15	

層次	深度 (吋)	質地	假比重 gr/c.c.	各張力下之含水量 (氣壓)				
				1/10	1/3	2/3	5	15
A <sub>p</sub>	0~9	粉質壤土	0.99	36.9	32.4	28.2	23.9	16.5
B <sub>21</sub>	9~15	粉質壤土	1.24	31.6	29.1	25.7	18.8	12.9
B <sub>22</sub>	15~24	粉質粘壤土	1.47	27.9	24.9	23.0	18.0	17.9
C	24~30	壤質粘壤土	1.60	26.0	24.4	23.1	17.5	15.0

隙度 (readily available porosity) 頗為多量。在 15吋處容易可利用之孔隙度尖銳地降低，顯示它為控制滲漏之上界。這一層之飽和水力導度視土壤長期浸水後之滲入率  $f_c$  而定，並且亦可看出，無雨期間上層土壤之儲存恢復率。

之可用性，令人聯想到(1)式之實用性。將水文相似土壤加以分類 (即具有相似之土壤水分儲存勢量者)，似乎可以提供一便利之方法，以免在複雜之集水區內選定許多地點，直接做滲入觀測。

S、G 與 AWC 估計值與水文活動區之定義等

為了試驗(1)式在水文之應用性，以及基於 S、G 與 AWC值而做之土壤分類有效性，AGR 之 USDA

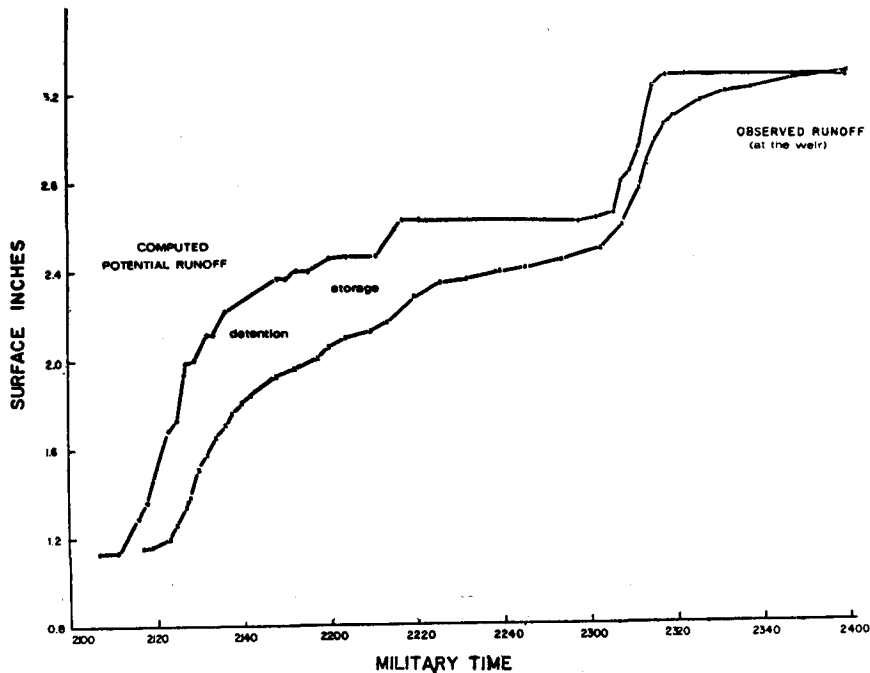


圖 3. 1942 年 7 月 8 日之暴雨計算結果

水文試驗室，在與 SCS 及卅農業試驗所之合作下，從 200 個以上之試驗集水區，選取土壤以定其容量。土壤剖面描述在 600 處土坑中完成，並採取土樣回試驗室測定密度—容量關係、水分脫水曲線以及水力導度。

因為經驗顯示不破壞土壤較之篩濾土壤可得更準確之儲存量與導度之估計。因此務必儘可能採用不破壞土壤。而且由於所得之值與 SCS 全國性定期調查所測得者一致，因此任何水文關係或從目前所發展之觀念可以應用至全美國之許多土壤。

依照水分儲存勢量而分類土壤之構想稍為類似土壤分類體系之第七個估計法中之土科類目 (Soil Family category)。該類目係以土壤質地以及土壤水分、土壤空氣皆不變化之礦物質成份為區別之處。倘

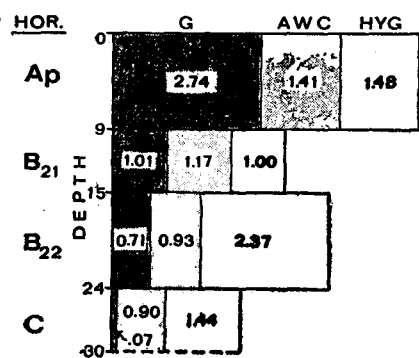


圖 4. Suffield 珍質壤土之保水力 (吋)

若使用此一標準，那麼可以想像得到，土壤最後將分類成水文均勻之土科，具有相似之 S、G 與 AWC 值。

### 研究展望

參數與輸入資料之相互作用是錯雜的，例如，參數 a 之增加將使同一儲存量 (S-F) 之滲入率增加。加速儲存量之耗失並加速滲入率之減小。暴雨逕流量之最終結果端賴雨量強度而定。需要做數式試驗 (Numerical experiments) 以便有經驗可以應用圖 2 與圖 3 所述者，而做為進一步研究之設計。

由不同之機關，以某些更大型噴灑測滲筒所得之資料正在分析，試圖導出 a 與 n 之最適值為土壤、作物及地面之函數。現有之研究顯示，a 值受植物與非毛管孔隙容積所影響。此為加強研究之主題。

當 ARS 在選定試驗集水區所做之土壤調查完成後，土壤深度、全孔隙度、田間含水量、凋萎點以及長期浸水後之定值滲入率等，可供利用於具有長期雨量記錄與逕流量記錄之某些 ARS 集水區。

土壤調查之實驗室測定，其目的乃在提供各層土壤之全部水分—張力曲線，而且在 Beltsville, Md.，亦有試驗，以估計至 5 呎或礫石層以上各層之飽和水力導度。這些測定可為擴散方程式應用於集水區土壤之首次探究建立良好之基礎，至少我們或許可以將往應用研究之途徑上所欠缺之橋樑加以溝通。

### 第十七屆第四次理監事聯席會議審查通過加入會員名單

姓名	編號	會員級	籍貫	服務機關	通訊處
沈堯鑫	1812	正	臺灣苗栗	水利局	臺北市蘭州街89巷17弄21號
黃陽仁	1813	正	臺灣嘉義	中興大學農教系	臺中市國光路 250 號中興大學農教系
李聯欽	1814	仲	臺灣高雄	鳳山熱帶園藝試驗分所	高雄縣小港鄉孔宅村中山路34號
李祿豐	1815	仲	臺灣苗栗	臺北區農業改良場	羅東鎮中山西路 236 號
陳傳	1816	準	福建福州	華夏農專學生	臺北市哈密街59巷92弄 4 號

### 第十七屆第四次理監事聯席會議審查通過會員級升遷名單

#### 正會員

姓名	編號	服務機關	通訊處
林俊惠	0525	水利局設計組	同左