

土壤水份及其移動

萬 鑫 森*

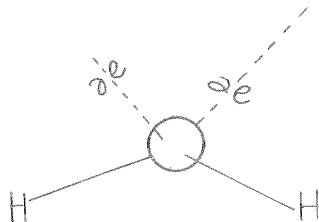
一 緒 論

近代土壤水份之研究常涉及水之能的狀態，此乃一新觀念，它擴展了吾人對土壤水份之知識，同時也令吾人了解水份在土壤中移動情形及其對作物之有效性。吾人爲了確立此一新觀念，首先應明瞭水本身之理化性質，土壤水份之特性以及在討論土壤水份能的狀態時所用的名詞。茲分節說明於后：

二 水 之 性 質

吾人均知水分子是由三個基本粒子或原子所組成，其中兩個是氫原子，一個是氧原子。其化學式可以 H_2O 表示之，乃一極簡單之化合物。這三個原子是由兩個化學鍵連結在一起，如 $H-O-H$ 。原子是由電子圍繞帶正電之核子而成，原子所帶之電子數即爲該原子之原子序數。氫原子之原子序數爲 1，是因它祇帶一個電子，氧原子帶 8 個電子。化學鍵是由一對電子所組成，故 $H-O-H$ 式中之兩個化學鍵需由兩對電子才能組成。每一化學鍵由氫原子一個電子和氧原子未配對之電子結合而成，氧原子有兩個未配對電子，故可形成兩個化學鍵。氧原子尚餘 6 個電子，兩個佔據內層，四個分成兩個電子對佔據外層，這 6 個電子皆不能形成化學鍵。水分子外層因有氫的 1 個電子與氧的未配對之電子形成兩電子對，加上另兩電子對，故共有 4 個電子對，此 4 個電子對並非以平面方式排列，而是位於一個四面體之四角。

另一特點是水分子的氫氧原子的排列之不對稱，因而有正負電極發生，氫原子除能與有未配對電子之原子結合外，又可附在另一原子之電子對上，此種性質吾人常稱之爲氫鍵，其型式爲 $2e-H-O$ 氫鍵 $2e-H$ 間之引力約爲化學鍵 $H-O$ 間之引力百分六。水有兩個氫原子，故每個水分子可以形成兩個氫鍵，與水分子另兩個電子對成四面體排列如下圖，水之性質大多與此有關。



圖示一水分子，虛線表示氫鍵形成方向。數個水分子以氫鍵結合而得液態或固態之水。又因水分子含有兩個氫原子也可附在另兩水分子之電子對上，故實際上每一水分子可以形成四氫鍵。如每一水分子都形成四個氫鍵，水分子即不能自由移動其位置而成固態之水即冰。反之，若水分子祇形成少數氫鍵時，尚有相當之移動性質，故得液態之水。至完全沒有氫鍵存在時，每一水分子均有充分之移動

* 省立中興大學水土保持系講師

自由，此時之水即以氣態存在。

化學鍵及氫鍵是水之性質的基礎。水之性質可分兩類：一類是由化學鍵的分解，另一類則僅僅是氫鍵的被破壞，而水分子本身仍然完整未損。化學變化如鐵之生鏽，粘土之形成以及蔗糖之分解屬於第一類。物理變化如水之融解，水之蒸發及粘滯性等屬於第二類，本講義所涉及者均為第二類之物理性質。其重要者如下：

- (a) 水之蒸發熱很大，540 cal/gr
- (b) 水具冷却效應
- (c) 水之沸點相當高，100°C
- (d) 冰之比重較水低 9%
- (e) 水之融解熱甚大，86 cal/gr
- (f) 水具凝聚力及附着力
- (g) 水有溶解物質之效應

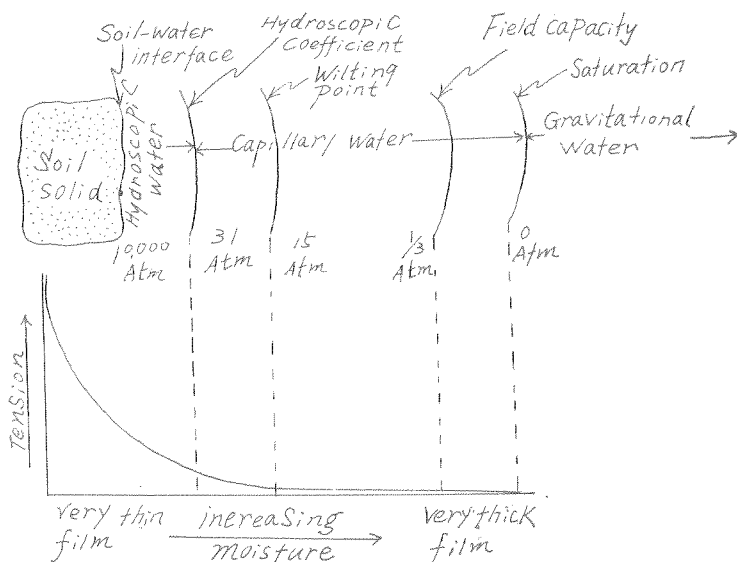
凡此種種性質莫不由水之氫鍵所引起，以下在述及水之能的觀念時，應默記水具有如許物理性質。

三 土壤水份之特性

土壤水份之分類可因研究目的而異，為討論方便計，本文採下列分類法。

- (a) 重力水 (Gravitational Water)
- (b) 毛細水 (Capillary water)
- (c) 吸着水 (Hydroscopic Water)
- (d) 結晶水 (Crystalline Water)

第一類土壤水份移動性極大，且多為飽和水份之移動，因其移動由於水本身重力之影響，故稱重力水。第二類土壤水份藉毛細作用而移動，大多在不飽和情況下進行。吸着水乃土粒外層一極薄之水膜，無液態之移動，但可氣化而移動。結晶水存在於結晶之中，為絕對不能移動之土壤水份，祇有在極高溫下，方能除去。各類土壤水份間並無明顯之界限，如此劃分純為研究上之便利，但就能的狀態而言，其間之差異確也甚大。圖 1 示一土粒外層水膜之厚度和其能的關係及各類土壤水份之範圍：



(附圖 1)

由上圖可見土壤保持水份之能力是隨水膜之厚度而遞減，同時又可見土壤乾燥時，加少量之水可以改變其能極大，而當土壤很濕時，雖加多量之水，其能的變化也不致很大。不過吾人當加注意者，土壤水份曲線是因土壤質地而異，細質地之土壤水份曲線傾向右方，而粗質地者傾向左方。此說明兩種不同土壤雖含有同量之水，但其能的狀態却未必相同，細質地土壤水份之能遠高於粗質地者。

四 常用之名詞

為便於討論起見，吾人常將土壤水份能分為幾種部份能 (Component potentials)。所謂部份能係指任何狀態下，土壤水份之某一能的大小與標準狀態下之差異。以下所列乃常見之土壤水份能的名詞。

(1) 毛細能 (Capillary potential)

毛細能， ψ ，是從自由水面移動一單位質量之水至某一定點所作之功。

(2) 重力能 (Gravitational potential)

重力能， gh ，是從某定點移動一克重量之水至另一定點所需之功。

(3) 滲透能 (Osmotic potential)

滲透能， π ，可視為防止水份移入溶液中之作用力，除以受力之切面積。就數量言，滲透能恰等於溶液之滲透壓。溶液滲透壓之測定，係以對一半透膜一邊溶液所施之壓力以防止另一邊之純水移入溶液之一邊，所施之壓力再除以半透膜之面積即得該溶液之滲透壓。

(4) 土壤水份總能 (Total Soil moisture potential)

土壤水份總能即為各種部份能之總和，亦即毛細能、重力能、滲透能以及他種向未知悉之部份能之總和。就熱力學觀點視之，土壤水份總能即是水份之自由能 (Free energy)。

(5) 土壤水份壓力 (Soil moisture stress)

土壤水份壓力等於毛細能與滲透能之和。

(6) 水力頭 (Hydraulic head)

水力頭等於毛細能與重力能之和；也等於高度頭 (Elevation head) 與壓力頭 (Pressure head) 之和。水力頭之測定，可以細玻璃管連接於欲測點，管中水位之高度即為水力頭。

(7) 能的級差 (Potential gradients)

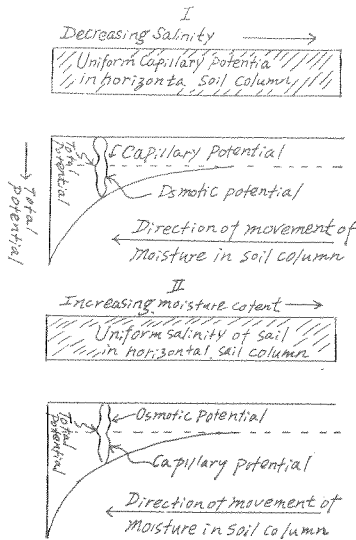
任何部份能的級差等於該部份能單位距離之變化，級差同時也可表示方向。例如重力能級差常向下，等於 980 dyne/gro 毛細能級差可有任何方向，等於毛細能之差除以兩點間之距離。滲透能由於半透膜甚薄，故其級差甚大。但在土壤中，仍以滲透能之差除以兩點間之距離，其方向是由高滲透能向低滲透能遞減。水力級差等於單位距離間水力頭之變化，其方向是由高水力頭向低水力頭遞減。水力級差乃是水份移動之淨拉力，在平衡狀態下，任何兩點間之水力級差等於零。

五 土壤水份之移動

水在土壤中之移動大概有三種方式：不飽和移動、飽和移動及氣態移動。

(A) 水在不飽和土壤中之移動

此處所稱不飽和土壤係指土壤大孔隙 (Macropores) 為空氣所佔有，故水份在此情況下移動是靠許多空氣和水之接觸面 (Interfaces) 行之。其移動可有任何方向，端視其土壤水份總能之差異情形而定，而非由土壤水份含量之多少來決定。水份是由高總能向低總能移動，不一定由高水份含量向低水份含量移動。此外，在舊觀念中以為不飽和水份之移動是由高毛細能向低毛細能移動，此說亦不盡正確。以下兩例可以幫助吾明瞭此種觀念錯誤之處。



(附圖二)

第一例：圖二上示一橫置之土柱，其毛細能各處相等，但土柱之鹽份含量不同，由A點向B點遞減。此時任一點P之水份必向A點移動而絕不向B點移動。P點之總能級差可由S曲線在該點之切線斜度表示之。由此可見，相等水份含量之土柱如有不同之鹽份含量，雖其毛細能相等，但由於滲透能之差異，仍可使水份自B點向A點移動。

第二例：圖二下示一橫置之土柱，其A、B兩點之毛細能亦相等，與第一例不同之點乃是鹽份含量各處亦皆相等，換言之，此時土柱水份總能各處相等，即無任何水份移動發生。若吾人加水於土柱以調節其毛細能，使自A點向B點漸增，同時假定其總能與第一例相若，則水份亦會自B點向A點移動，但令其移動之因子與第一例有別。在第一例是由於滲透能之差異而引起水份之移動，而在第二例由於毛細能之不同。至於兩例中水份移動總量因兩土柱水份含量不同而有所差別。兩例皆用橫置土柱之理由純為討論上之方便，因土柱橫置之後其重力能各處相同，可略而不計故。

以上兩例說明一事實即水在土壤中移動是由土壤水份總能之高低來決定，非必定是由水份含量之多少來決定。此一觀念在研究土壤水份移動時非常重要。

根據 Darcy 定律，水在不飽和土壤中移動速度可以下式表示之：

$$V = -Ki$$

式中 i 是土壤水份總能之級差，當水份向上移動時，其總能等於毛細能、重力能、滲透能及各種未知部份能之總和。故 $i = i_{\phi} + i_{g_h} + i_{\pi} + \dots$ 。而當水份橫向移動時，其重力能級差等於零，但滲透能級差不等於零。故毛細移動 (Capillary movement) 祇有在鹽份均勻橫置之土柱中才會發生。不然吾人亦應考慮他種部份能的差異在水份移動系統中之作用。又式中 K 是比傳導度 (Specific Conductivity)，即當級差 $i = 1$ 時，每秒鐘流過單位面積之水量。吾人應注意者， K 並不是常數，而是隨土壤水份含量而變之函數，有時水份移動本身亦會影響 K 值之大小。一般， K 常隨土壤水份含量之增加而變大，而隨孔隙之變大而變小。當土壤水份含量接近飽和時 K 值最大，此後隨水份含量之減少而逐漸變小，以至於土壤水份當量 (Moisture equivalent) 時為止。在土壤水份當量時之 K 值為近似常數，即使水份含量繼續減少， K 值亦不致變為更小。換言之，此點以後之 K 值變化幾與土壤水份無關。其理由尚未盡知，很可能由於在水份當量以下之土壤水膜常有不連續之現象所致。

土壤質地之不同會影響土壤孔隙之數目、大小及其連續性，故與 K 值之關係至為密切。由於不飽和水份移動常在微小孔隙 (Micropores) 中進行，故細質地之土壤 K 值常較粗質地者為大。同時粗質

地土壤上之水膜在土壤水份張力 (Soil moisture tension) 甚低之時即變為不連續性者。

常見之不飽水份之移動有三種：(1)降雨及灌溉水之向下移動，但必須土壤相當乾燥時始有不飽和水份移動之可能。(2)自地下水位 (Water table) 向上移動及(3)水在土壤中之橫向移動。第一種之水份移動如前所述顯受重力能及毛細能之雙重影響，有時滲透能亦參與其間。第二種之水份移動則須毛細能大於重力能時始會發生，當然，滲透能亦會助長或抵銷此種水份之移動。第三種水份移動中，重力能級差等於零，故不受重力之影響，如果土壤鹽份含量均勻，其移動端視毛細能之大小來決定其移動方向。三種土壤水份移動均達平衡狀態時停止。換言之，在平衡狀態下，土壤水份總能各處相等，不然水份移動便不會停止。

(B) 水份在飽和土壤中之移動：

飽和土壤水份移動係當土壤孔隙無空氣存在時行之，事實上不可能有此情形，土壤孔隙中多少會存在一些空氣，即使在精密之實驗中，吾人亦不可能將土壤空氣完全排出土柱之外，但為討論方便起見，吾人假定此一水份移動是在土壤水份完全飽和時進行。根據 Darcy 定律，在一土柱中，飽和水份移動速度與水力級差成正比而與土柱之長度成反比，亦即，

$$V = -k \frac{\Delta h}{l} \quad \text{或} \quad V = -k i$$

式中 V 是移動速度 (cm/sec)， Δh 是水力頭差 (cm)， l 是土柱長度 (cm)， k 是比例常數， i 是水力級差等於 $\Delta h/l$ ， $\Delta h = h_1 - h_2$ ， h_1 和 h_2 分別為兩點之水力頭，當 $i = 1$ ，面積為 1 cm^2 時則 $V = k$ ，此時之 k 常稱之為可透性常數 (Permeability constant) 或水力傳導度 (Hydraulic Conductivity)。

土粒之大小，排列方式及其水化度影響水力傳導度甚大。粘土之水力傳導度隨粘粒水化度之增加而變小，容比重甚大之土壤或細於細砂壤土之土壤，其質地之差異影響水力傳導度之值甚微。此因飽和水份移動在容比重 1.4 或 1.5 以上之土壤中之速度甚慢。總孔隙度 (Total porosity) 之減少事實上並非水力傳導度變小之真正原因。大孔隙之減少才是其決定因素。因之，非毛細孔隙 (Non-capillary pores) 亦即大孔隙之數量決定飽水份移動之速度。非毛細孔隙愈少，則水力傳導度愈低。當非毛細孔隙度 (Non-capillary porosity) 為 2% 時，土壤即成不透水狀態。

所謂非毛細孔隙度係等於飽和土壤在重力影響下所排出之水量除以全土粒之體積乘以 100。換言之，即為在重力影響下，土壤不能保持水份之孔隙所佔全土柱體積之百分數。由實驗得知飽和水份移動與水份張力對數曲線 (Log tension-moisture curve) 有關；其理由有三：第一，自零張力點至曲折點所排出之水量與飽和水份移動速度密切相關。此兩點間之排出水量實際即等於非毛細孔隙量，排出量愈多，水力傳導度亦愈大。第二，水份張力對數曲線之曲折點位置亦與水力傳導度有關，曲折點愈低，水力傳導度愈大。第三，土壤之水力傳導度與自零張力點至曲折點之斜度有關，斜度愈小，水力傳導度愈大。

鎮壓 (Compression) 祇減少土壤大孔隙度即非毛細孔隙度。固然全孔隙度亦會減少，但就比例而言，非毛細孔隙度之減少較之全孔隙度之減少為多。故鎮壓影響飽和水份移動遠較影響不飽和水份移動為甚。飽和水份移動量與土壤大孔隙數成正比，而與排空此等大孔隙所加之力成反比。換言之，飽和水份移動量與非毛細孔隙度有關，但須有正確之方法測定非毛細孔隙度，始能獲正確之結論。

水份向下移動須經過許多土層，但各土層之孔隙度不盡相同，其水力傳導度亦自互異，故飽和水份移動量是由最低透水層所決定。如有不透水層存在於土體中時，水份僅可自其裂隙，蚯蚓之穿孔及腐爛後之植物根部孔直下漏。目前尚無良法能够改善底土之透水性。深耕或有效果，但亦須視情況而定，下節吾將再討論。如果粘盤之位置不深並不太緊實時，栽培深耕作物如苜蓿等或可有助於孔道之形成。

水份在大孔隙中移動常受其中陷入空氣 (Entrapped air) 之阻塞，如水份進入土壤後，此等陷

入空氣能排出，則不致增加土壤空氣之壓力。但如迅速加水於土壤，土壤空氣之壓力即會增加，以致阻止水份繼續下移。飽和水份移動自亦減少。此情形尤於表土下方有粘盤存在時為甚，因粘盤會阻止水份及空氣之下移故。

(C)水份之氣態移動：

一般氣體移動有兩種方式：(1)擴散 (Diffusion)。 (2)質移 (Mass flow)。擴散是由於氣體分壓 (Partial pressure) 之差異而引起之土壤與大氣間之氣體交換作用 (Gas exchange)；而質移則由於兩者間之總壓力 (Total pressure) 之不同而引起之氣體交換作用。擴散公式如下：

$$V = \frac{Q}{At} = -D \frac{P_1 - P_2}{l}$$

式中 Q 是水份移動總量， t 是時間， A 是切面積， D 是擴散係數 (Diffusion coefficient)， P₁ 及 P₂ 分別為某氣體在兩端之分壓， l 是土柱之長度，事實上非為氣體擴散之距離，故應再乘以一曲折係數 (Tortuosity factor) 即應以 le 代替 l，此處 le = l × e， e 即為曲折係數， e 之求算甚為複雜不便陳述。此外擴散係數 D 亦非氣體於大氣中之擴散係數，而與土壤孔隙度有關，但與孔隙之分佈無關，下式。

$$D = 0.66 ED。$$

式中 E 是土壤孔隙度， D。是氣體在大氣中之擴散係數。至於質移亦僅於土壤孔隙度有關，但迄無可靠之公式導出。

上節會提到水份之液態移動止於吸着水膜，亦即當土壤水份含量少至毛細傳導度等於零時，液態移動即行停止。在此水份含量以下，水份僅有氣態之移動 (Water movement in vapor phase)。水份之氣態移動如前述是由於其蒸氣壓 (Vapor pressure) 亦即水氣之分壓 (Partial pressure of water vapor) 之差異而引起，當然如果兩點間之總壓不同時，質移亦會發生。但以擴散作用為重要。水氣常由高蒸氣壓向低蒸氣壓移動。蒸氣壓之差異可能因土壤水份含量不同而致，亦可能因土壤溫度之差異而引起。蒸氣壓隨土壤水份含量之增加而變大，同時大氣中之濕度低於 100 時，亦是擴散之主因，因土壤空氣之濕度常接近 100 故。另一點吾人亦應切記者，擴散作用在任何土壤水份含量時都會發生，並不是非等到土壤水份含量減少至吸着係數才發生，不過在吸着係數以下之土壤水份僅有氣態之水份移動而已。溫度之昇高會增加一定量之氣體之壓力乃一必然之結果，故氣態水份常由高溫處向低溫處移動。

六 田間測定方法

從前節可知土壤水份移動至為複雜，且許多影響因子仍為吾人所不知者，因而在田間測定時應該注意之事項特多。其重要因子有：(1)表土狀況 (Surface soil conditions) 包括灌溉、耕犁、降雨、植物、緊實度、裂隙、沖刷等，(2)土壤內部特性 (Characteristics of soil mass) 包括土壤質地、粘粒種類、犁底、微生物及植物根部之伸展等，(3)土壤水份含量，(4)靜水壓，(5)季節，(6)土壤及水之溫度，(7)測定時間之長短。本講義因篇幅所限不及細述，茲謹將田間測定水份移動之方法及其應行注意之事項攝其重要者論述於后：

田間測定水份移動之方法常見者有二，即 (1)畦溝法 (Furrow method)，此法乃紀錄一定時間內水進入溝頭及排出溝尾之量，製成滲透曲線用為灌溉之參攷，(2)圓筒測定法 (Cylinder method)，此法以一定直徑之圓柱型鋼筒插入土中若干深度後注清水於圓筒，之後可分兩法測定水份移動之速度 (a)定水位法 (Constant hydrostatic head method) 及 (b)降水位法 (Falling head method)，前法計算簡單故多被應用。後法操作方便但計算繁雜甚少被應用，茲將定水位法之計算式列出如下：

$$V = \frac{Q}{At}$$

式中 V 為土壤水份移動速度或稱土壤水份滲透率 (Infiltration rate of the soil), Q 為滲透量, A 為圓筒之切面積, t 為時間, 其所用單可用 cgs 制或英制, 如用 cgs, V 之單位為 Cm/sec , 用英制則為 in/hr 。一般以用英制較為方便, 蓋因適應灌溉工作故。

在用圓筒測定水份移動應該注意下列各點:

- (1) 圓筒之直徑不可過小, 至少應該有 6 吋以上。
- (2) 圓筒之厚度不可過大, 至多用 12-gauge 鋼片, 下端之切口應在筒之外側。
- (3) 圓筒必須垂直打入土壤, 切忌左右搖動而下。
- (4) 靜水頭之高度應與實際灌溉情形符合, 其所得資料方能應用於實際。

(5) 測定時土壤不可太乾燥, 最好能預先灌水使土壤潮濕後再行測定, 以防止水份大量側移, 如能用另一大圓筒在小圓筒之外側, 並注入同高水位之清水作為緩衝器 (Infiltration buffer) 則更佳, 設以上辦法均無法做到時, 亦可將前一小時之記錄不計, 而計算以後數小時之水份移動量, 較能獲得理想之結果, 此因一般土壤在注水一小時後之滲透率已接近常數故。

據吾人田間實際測得結果, 有幾點或可作為水土保持人員之參考:

(1) 坡地構築平臺階段改變土壤水份滲透性極大, 平臺外面土壤鬆軟, 滲透率極大, 平臺內面則視其底土之密實度而定, 緊實之底土, 其滲透必低。

(2) 坡地下面及灌溉溝尾因受水之影響較深, 其滲透率自略低於坡地上面及灌溉溝頭。

(3) 植生及覆蓋之效果雖視植物生長茂盛與否及覆蓋厚度而異, 但種植作物及稻草覆蓋地區之土壤水份滲透率均較裸露地為大。

(4) 深耕或可增加土壤水份滲透性, 但須在土壤水份適宜時行之方有效果, 否則即有壓實土壤反使土壤水份滲透性減低之慮。

(5) 灌溉次數較之灌溉水量尤能影響土壤水份滲透性, 充分灌溉可使作物生長茂盛, 防止雨水直接衝擊地表, 有時反能減少雨水損害土壤水份滲透性。

七 參 考 文 獻

1. Aronovici, V. S. (1955) Model study of ring infiltrometer performance under low initial soil moisture. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 18: 1—6.
2. Duley, F. L. (1933) Surface factors affecting the rate of intake of water by soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 4: 60—64.
3. Duley, F. L. and Domingo, C. E. (1943) Effect of water temperature on the rate of infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 8: 129—131.
4. _____ (1949) Reducing the error in infiltration determinations by means of buffer areas. *Am. Soc. Agronomy J.*, 35: 595—605.
5. Kohnke, H. (1939) A method for studying infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 3: 296—303.
6. Lewis, M. R. and Powers, W. L. (1939) Study of factors affecting infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 3: 334—337.
7. Musgrave, G. W. (1955) How much of the rain enters the soil. *U. S. D. A. year book, WATER*, pp. 151—159.
8. Philip, J. R. (1958) Theory of infiltration: VI. Effect of water depth over soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 3: 296—303.