

第二章 相關理論及研究

2.0 摘要

地下水極易受地表污染之危害而造成局部性或區域性之污染，除了農業上使用農藥造成之污染外，工廠排放污水、地下油槽滲漏之有機液體，如各種油料、以及因意外事件造成之油料潑灑也不斷使地下水源遭到污染。

而不溶於水的有機液體在地表或地下滲漏後，會經由不飽和層，進入地下含水層中。因此有機液體對土壤及地下水所造成的污染皆從不飽和層開始，且其在不飽和層中會因土體結構及流體本身性質的差異，造成土壤本身儲存(Storage)或保持(Retention)能力的不同，使得有機液體在土壤中的殘餘量亦隨之改變。

本章中，首先概述何謂不飽和層；接著介紹流體在不飽和層的流動情形，及不同種類的有機液體在不飽和層中的狀態及傳輸情形。另外，對於土壤保持曲線、液體在土體中的遲滯現象(Hysteresis)、殘餘飽和度(Residual Saturation)、比例縮放(Scaling)等觀念，亦做一簡單探討。最後，將談到一些與土壤保持曲線相關的試驗方法及經驗公式，並簡單介紹保持曲線應用在不飽和層中的水力傳導特性等。

2.1 流體在不飽和層中的傳輸行為

2.1.1 不飽和層概論

不飽和層一般可定義為包含三相的系統，即固態、液態、氣態三種物質。固態物質主要由礦物顆粒及有機物組成，在經過物理和化學作用，如風化、膠結、壓密等，則形成我們常見的岩石、土壤；液態物質則包

括可溶於水的物質，及不溶於水的非水相物質，許多有機液體即屬此類；氣態物質則為水蒸氣及其他氣體，其比例和大氣中各氣體比例並不相同，端視不飽和層中各物質的存在情形而定。英文中現多稱不飽和層為 Vadose Zone，因為此層中的毛細水邊緣層(Capillary Fringe)，雖位於地下水位以上，但因毛細力作用，含水比近飽和。故以通氣層(Vadose Zone)取代 Unsaturated Zone，以便能更清楚地描述，避免造成誤導。但是，因為至今仍無適當之中文譯稱，故本文中仍由「非飽和層」一詞代表 Vadose Zone；但必須釐清其意指包含毛細水邊緣層，整個地下水位以上所有孔隙水受張力的區域。

Davidson (1966)將「非飽和層」細分為三層：土壤水層(Soil Water Zone)、中間非飽和層(Intermediate Vadose Zone)、以及毛細水邊緣層。土壤水層與中間非飽和層係以土石風化狀況區別，土壤水層指的是最近地表的風化層，中間非飽和層則是由風化層至完全未受風化的土壤或岩層間的漸變區域。許多情況下，中間非飽和層根本不存在，或二者無法仔細分辨。此二層中液體之流動，因含水比不同而變化。含水比愈高，導水度愈大，水的流動速率愈快。土壤水層因最接近地表，這也是最早接受污染物的區域。其中各種物理、化學作用的發生機會較大、種類亦多，且因空氣充足，好氧微生物作用強。污染物性質變化最大。

毛細水邊緣層是非飽和層的底層，其下就是地下水位，緊接著地下水含水層。此區域含水近飽和，導水度高，水流動速率較以上二層快。若遭輕有機液體(LNAPL)污染，由於表面張力作用，會停滯浮在毛細水邊緣層之上；若遭重有機液體(DNAPL)污染，若其水頭不大，無法克服進入壓力(Entry Pressure)，則也會浮在毛細水邊緣層之上。

毛細水邊緣層的厚度乃依土壤粒徑大小而異。土壤顆粒愈小者，其顆粒間孔隙愈小，相當於毛細管的管徑較小，所以毛細水的高度較高，

亦即毛細水邊緣層厚度較厚；反之，土壤顆粒愈大者，毛細水邊緣層厚度較小。在某些狀況下，例如降雨雨水入滲後，水滲入至毛細水邊緣層上，此時毛細水邊緣層厚度會比前述依土壤粒徑關係推估者大，乃屬短暫之情形，最後仍應達到勢能平衡，恢復應有厚度。有機液體污染浮在毛細水邊緣層之上，也可能使整體毛細水邊緣層厚度變大，此時毛細層中之孔隙液體則包括水與有機污染物。

2.1.2 勢能 (Potential)

液體在地下的滯留與移動情形，以水為例，可以用能量的觀點來描述。通常以自由能量(Free Energy)該項來判斷水在地層中流動的趨勢。當自由能量因為某項主要因素改變造成差異時，水將會由較高的自由能量往較低的自由能量處而移動。

土壤與水之間自由能量主要受三種不同的能量勢能(Potential)所影響(Boulding, 1995)：

1. 結構勢能(Matric Potential)：指水和土壤顆粒之間的吸引力。主要是由於顆粒對水的吸附(adsorption)及孔隙間的毛細作用所引起。此勢能會減少自由能量的量值，即結構勢能會使水留滯，因此視為負值，亦稱為結構張力(Matric Suction)。
2. 滲透勢能(Osmotic Potential)：由於溶解在水中的物質造成，及離子對水的吸引力而降低了自由能量，造成純水會往含高濃度溶質處移動之現象，故滲透勢能亦為負值，亦稱為滲透張力(Osmotic Suction)。
3. 重力勢能(Gravitational Potential)：由於地心引力對重心的吸引而導致水的流動，因此重力勢能必為正值。

土水勢能(Soil Water Potential)主要即為此三種勢能之和。惟有在重力勢能大於結構勢能和滲透勢能之和時，水才會造成移動。在不飽和層中，

結構勢能及滲透勢能是影響水流動的主要因素。對於一般土壤而言，毛細力可能是造成水移動的最重要機制，因此在探討液體於土壤中的行為時，常就以結構勢能，即毛細張力，視為最重要的影響因素；而對於黏土質土壤來說，滲透束縛及電雙層作用則佔主要的支配力。

2.1.3 流體於不飽和層中的流動

水(有機液體)於不飽和層中流動的機制主要是重力及毛細力。接近飽和的土壤，如大雨後的濕潤土壤，其中的水分會因為重力作用而向下流動，當重力作用和表面張力作用大小相同時，重力排水即停止。(此時該土壤中的含水量稱為田間含水量，Field Capacity)。當土壤漸漸變乾之後，毛細作用則佔用主要的影響因素。毛細力可分為兩種：一為水與土壤之間的吸引力，稱為附著力(Adhesion)；一為水分子之間的吸引力，稱為內聚力(Cohesion)。這兩種作用力則統稱為毛細力。由於毛細力的作用，可使水保持於土壤孔隙中，並造成負的壓力(張力)。而土壤的粒徑大小分佈、夯實度大小、不同液體的侵入等，都會影響土體中液體與毛細張力之間的關係。

流體在不飽和層中移動，滲透係數(permeability, k)並非定值，而是隨著土壤中的飽和度而改變，其滲透係數可以表達成飽和度的函數形式 $k(S)$ 。在多相流中可以廣義的達西定律來定義(Muskat, 1937)：

$$q_i = - \left[\frac{k_i(S)}{\mu_i} \right] (\nabla P_i - \rho_i g \nabla h) \quad (2.1)$$

其中各個參數之涵義為：

q_i ： i 相液體之達西速度

$k(S)$ ：有效滲透係數(Effective permeability)

μ ：黏滯係數(Viscosity)

P ：壓力(Pressure)

ρ : 液體密度(Density)

g : 重力(Gravitational acceleration constant)

h : 高程(Elevation above a datum)

i : 第 i 相流體

對於一個特定的流體而言，相對滲透係數(relative permeability, k_r)可以定義成有效滲透係數(effective permeability)與飽和（本身）滲透係數(intrinsic permeability, k)的比率，其變化的範圍從0~1之間：

$$k_{ri}(S) = \frac{k_i(S)}{k} \quad (2.2)$$

其中， $k_{ri}(S)$ 是第 i 相流體的相對滲透係數， k 是飽和滲透係數(intrinsic permeability)。

2.2 有機液體於不飽和層中的行為

2.2.1 有機液體的種類

純有機液體在水溶液中不能輕易溶解，會獨自形成一分離相的液體，稱為非水相液體(Non-aqueous Phase Liquid, NAPL)。非水相液體可以分為兩大類：密度小於水的稱為LNAPL (Light Non-Aqueous Phase Liquid)；密度大於水的稱為DNAPL(Dense Non-Aqueous Phase Liquid)。大部分的LNAPL為混合碳氫化合物的燃料油，諸如汽油、柴油、各類機油，這些油品中主要成份為烷類，亦含有許多芳香烴族的產物，包括了苯(Benzene)、甲苯(Toluene)、乙基苯(Ethylbenzene)、二甲苯(Xylene)等四種油品中最常見的可疑致癌物質，亦即俗稱之BTEX。油品中亦含有近年來被視為極難分解的MTBE等有機物質；而DNAPL主要為含氯的碳氫化合物，如三氯乙烯(TCE)、四氯化碳、氯酚、氯苯等，多半為有毒的成份。

當LNAPL或DNAPL不慎洩漏到土壤之中，由於流體本身密度的差異，污染土壤及地下水的形式及過程就有相當大的差異。不過兩者所造

成的污染都是大污染範圍，而且殘留的時間相當長。

2.2.2 有機液體的侵入情形

當有機液體移動至非飽和層中後，繼續由重力之作用以單獨一相 (Separate Phase) 往下移動，其整體往下向地下水位移動，但有些則沿移動路徑留滯於土壤孔隙中。有機液體之存在使得非飽和層被提升成為一三相液體共存之系統—水、有機液體、空氣（如圖2.1）。在典型之土壤系統中，水是溼相 (Wetting Fluid)，會佔據最小的孔隙。在一含水的兩相系統中，空氣或汽油為非溼相 (Non-Wetting Fluid)，但在三相併存情況下，其溼相之順序 (Wettability) 為：水、汽油、空氣。

此序列決定三流體在土壤孔隙中之位置，與其對滲流之影響。溼相流體，例如水，在非飽和層中於低飽和度時會佔據小的孔隙，以一土壤顆粒上之水膜 (Thin Film) 狀態存在。而空氣會存在於較大孔隙中，且於其間移動。而有機液體則屬中間溼潤 (Intermediate Wetting)，可能也以薄膜附在水膜之上，或以油粒狀態存在，相對於空氣而言，其為溼相流體。通常 NAPL 在地下水中移動時會取代水及空氣的位置。水對於空氣及 NAPL 來說為濕相液體，因此會沿著孔隙的邊緣前進，並且附著在土壤顆粒上；NAPL 為非濕相液體，則傾向於往孔隙的中心部位移動。在不飽和層中，孔隙中常同時含有水、NAPL，甚至空氣。這些流體對於土壤的滲透性往往比孔隙中只充滿某一種液體時來得低。圖2.2表示水及 NAPL 在不同飽和度時與其相對滲透性的關係。每個流體 (水或 NAPL) 都會因其飽和度的遞減，使其相對滲透性跟著減少，直到該流體達到其殘餘飽和度，相對滲透性變成零，即意味著該流體在土壤中已經不具流動性。

NAPL 在土壤中的行為及流動情形則視其為 LNAPL 或 DNAPL 的不同而有所差異。圖2.3則表示 LNAPL 在地下的移動情形。當滲漏的 LNAPL 量少時 (如圖2.3A)，除非超過殘餘飽和度，否則 LNAPL 會停留在不飽和層

中。但LNAPL中有些物質(如苯、甲苯、二甲苯)會溶解於入滲水而將其帶入地下水中；LNAPL的揮發性較高(汽油、機油等)，因此其氣相也會和土壤中的空氣成一比例存在，並且藉著分子擴散在不飽和層中移動著。

若有較多的LNAPL滲漏(如圖2.3B)，將會造成LNAPL到達地下水位。溶解在水中的有機物質將比滲漏的LNAPL先到達毛細層的頂部，且隨著毛細層中水的濕相性被改變，其殘餘飽和度逐漸減少，終至穿過毛細層到達地下水位，並形成一凹面。當LNAPL滲漏因不飽和層中的LNAPL達到殘餘飽和而不再流動，LNAPL將在毛細層上半部側向擴散(圖2.3C)，地下水位也會因為LNAPL及水之間界面的總水頭降低而稍有回彈，但LNAPL仍然會以殘餘飽和度的量存在著，且入滲水亦會持續著將不飽和層中LNAPL的某些物質溶解到地下水中，造成含水層的污染(呂元鈞，2002)。

圖2.4則為DNAPL的滲漏情形。由於DNAPL有較低的溶解度、高密度及低黏滯力的影響，使得DNAPL在土壤中具有相當大的流動性。在取代水時，水相對地為低密度、高黏滯性流體，因此兩流體在接觸面上會造成不穩定的前進鋒面，即所謂viscous fingering現象。如圖2.4A所示，少量的DNAPL侵入會以fingering型式穿透不飽和層，在到達殘餘飽和度之前留滯於不飽和層中，其間入滲水會將溶解物質帶到地下水中，其蒸氣也會存在於土壤孔隙中。更多DNAPL滲漏會使其累積在毛細層中，待其厚度足夠抵抗水和土層之間的毛細力時，便會繼續流入含水層中，直到其殘餘飽和度時才停止(如圖2.4B)。在滲透期間，若含水層中有一不透水的薄夾層，DNAPL會在該不透水層上側向流動，累積形成一薄層(pool)DNAPL。若DNAPL持續滲透(如圖2.4C)，DNAPL會貫穿到含水層底部，且沿著底部的地形往低處流動，和地下水流動無關(呂元鈞，2002)。

2.3 土壤水保持特性 (Soil Water Characteristics)

2.3.1 保持曲線之定義

對於土壤與水的特徵曲線(Soil Water Characteristic Curve)可定義成一土壤中含水量與張力之間的關係。一般亦稱為土壤與水之保持曲線(Retention Curve)。此時含水比通常以體積含水比的型式來表示，以便明確地瞭解液體在土壤孔隙間的行為。而張力通常指結構勢能，即以毛細張力為主。

對於保持曲線的表示方法，由於一般土壤其含水量在壓力為低範圍的時候變化非常大，因此若要表示出一較廣泛壓力範圍的保持曲線時，壓力可採用對數座標，含水比採算術座標即可。但若只觀看低壓範圍的保持曲線時，亦可皆採用算術座標。

圖2.5中表示一傳統的土壤水保持曲線。其中 θ_s 為土壤在大氣壓力下飽和時的體積含水比； h_b 則稱為空氣進入值(Air Entry Value)或起泡壓力(Bubbling Pressure)，意指空氣(或非濕相液體)開始進入孔隙時的毛細張力； θ_r 則為最後的殘餘體積含水比(Residual Volumetric Water Content)。

對一土壤的保持曲線而言，不僅代表土壤結構勢能與含水比間的關係，同時也反映出土壤粒徑與孔隙大小分佈的狀況。圖2.6為兩種不同粒徑分佈土壤的水保持曲線，由圖中可看出顆粒大小較一致的土壤(well sorted)，其土壤水保持曲線上，會有較明顯的空氣進入值，且排水過程也較為快速(Fetter, 1993)。

2.3.2 遲滯效應(Hysteresis)

保持曲線實驗時，隨著張力的增加，土壤便會自飽和狀態開始排出液體，此時不同的張力狀態下會有不同的體積含液比，直至液體不再排出為止，此時壓(張)力與體積含液比的關係即為該土壤的主要排出曲線

(Main Drainage Curve, MDC)。當土壤再重新濕潤，隨著張力的減少，也會有其相對的體積含液比，此時張力與體積含液比的關係則稱為該土壤的主要濕潤曲線(Main Wetting Curve, MWC)。如圖 2.7 所示，這兩條保持曲線並不會相同，在濕潤曲線上的任何一點，其含液比都會比在排出曲線上對應相同張力情況下的含液比來得低，這種現象就叫做遲滯效應。

主要造成遲滯效應的原因有三：(Hillel, 1980)

- 1、由於土壤孔隙的大小及幾何形狀呈不規則，因此在相同的含液比下會有不同的張力($P \propto \frac{1}{r}$)，也就是所謂墨水瓶效應(ink bottle effect)。
- 2、液體和土壤顆粒之間的接觸角會視液體在土壤是排出或進入的情形而異(receding or advancing)，接觸角在濕潤情形(advancing)時會較排出時大，因此張力較小($P \propto \frac{\cos \theta}{r}$)。
- 3、當土壤再濕潤時，濕相液體(如水)會取代非濕相液(如空氣、有機液)，但同時也會將非濕相液給牽絆住(entrapped)，使得濕相液的含液量因此減少。由於此項原因，常使得 MWC 在張力為零時，常不能回到 MDC 的起點，此差值即為殘餘非濕相含量(residual nonwetting fluid content)。

此外，土壤的乾縮(shrinking)及膨脹(swelling)，乾濕速率快慢不同，孔隙表面的粗糙程度等，都會影響土壤的遲滯效應(Davidson, Nielson & Biggar, 1966; Demond & Roberts, 1991)。

2.3.3 殘餘飽和度(Residual Saturation)

殘餘飽和度(S_r)是指當土體中毛細力逐漸增加時，水份漸漸排出到一定程度，土壤的飽和度會維持一定值，此時就算張力增加飽和度也不會改變，該飽和度即稱為殘餘飽和度。一般土體中殘餘飽和度會受到土體中液體性質、孔隙大小及土壤顆粒排列形狀所影響 (Kia, 1988; von Englehardt, 1955; Morrow, 1970)。若土壤中含有其他液體，則液體和液

體間之介面性質（如表面張力、接觸角）、黏滯力、水力梯度等，也會改變殘餘飽和度存量（Mercer and Cohen, 1990；Stegemeier, 1997）。

對於土壤污染整治工作來說，有機液體在土壤中的殘餘飽和度可視為一個相當重要的指標。由此指標可直接或間接了解該地遭受到有機液體污染的嚴重程度，並且判斷污染整治所應適用的整治技術及整治時間，對於整治計劃來說，這是非常重要的環節。

有關有機液體在土壤中的殘餘量機制及存在於孔隙中的型式，和土壤中各個流體的相對濕相性，具有相當大的關係。在相當乾的土壤，可視為兩相系統時，對於空氣來說，有機液體可視為濕相液體，藉著張力行為以濕相殘餘的型式存在(Kia, 1988)；若土壤為一三相系統時(水、有機液體、空氣)，其濕相性的程度依序為水、有機液體、空氣，有機液體在土壤中的殘餘含量則受”卡鎖(Snap-off)”及”孔隙周圍流動(by passing)”的機制，以非濕相殘餘的型式存在(Chatzis et al., 1983；Wilson et al., 1988)。隨著有機液體在一系統中所具有的相對濕相性而定，有機液體存在的型式則有不同。當有機液體視為濕相液時(有機液體/空氣系統)，液體會在土壤顆粒上形成薄膜，並形成不連續情形；當有機液體視為非濕相液體時(水/有機液體或水/有機液體/空氣系統)，有機液體會在孔隙及流通的路徑上(pore throats)中間形成孤立的球粒(Kia, 1988；Wilson et al., 1988)。

至於有機液體在土壤中的殘餘含量，已有許多學者進行實驗研究。隨著不同土樣，土樣顆粒大小的不同，現地土層的情形(飽和或不飽和、均質或異質)，有機液體的殘餘飽和度差異性相當大，大致上隨著土壤顆粒的減小，殘餘飽和度會有增加的趨勢。而有機液留滯在乾燥土壤的殘餘飽和度一般也較在濕土中來得高。

液體殘留在土壤中是一個相當複雜且受到許多因素互相影響的過

程，每個因素的對殘餘飽和度的效應尚未有明確地得到證實。起始含水比、有機物質等因素的影響趨勢及程度更是不清楚，許多問題仍待研究。

2.4 比例原則(Scaling Rule)

本研究中主要在探討 Lenhard & Parker 於 1987 年所發表之比例原則 (Scaling Rule)。比例原則主要在將任兩相流體對的界面張力與毛細壓力的關係轉換成一相同比例。在此，先針對比例原則的推導過程作一個簡單的描述。

土壤中毛細壓力和體積含液比的關係，亦可視為是毛細壓力和飽和度之間的關係即 P 為飽和度 S 的函數。在同一個多孔介質的系統中，流體

流經孔隙時，毛細張力可依照毛細管模式表示成 $P_c = \frac{2\sigma_{ij} \cos \theta}{R_{ij}}$ ，其中 σ 為

液體間界面張力， R 為孔隙半徑， θ 為液相及固相間的接觸角。在巨觀上，假設孔隙大小分佈(Pore Size Distribution, PSD)可以從排水(液)路徑的

$P(S)$ 函數及 $R_{ij} = \frac{2\sigma_{ij} \cos \theta}{P_c}$ 中得到，即 $R(S)$ 可從 $P(S)$ 及 σ 中得到；反之， $P(S)$

亦可從 $R(S)$ 及 σ 中預測得知。Lenhard & Parker(1987)提出對於一個相同孔隙分布土壤，即相同的 $R(S)$ 時，利用一參考的流體對(通常為水/空氣系統)在該介質中的 $P(S)$ 函數，及依照參考流體對與其它流體對界面張力的比例因素(Scaling factor, β)，亦可以得到其他流體對在該介質中的 $P(S)$ 函數。

在實際應用上，對於同一個土體結構而言，任何流體對的保持曲線，都可以用一參考流體對，如空氣-水，以比例原則的方式得到其它流體對(空氣-有機液體或水-有機液體)的保持曲線。此方法對於三相流模擬之最大優點為：不需要量測所有二相流之毛細壓力對飽和度之曲線，因為在量測上相當的耗時費力，所以利用比例原則只要知道其中一組參考流


體對的曲線，即可藉此轉換出其它兩組流體對的關係。

但是也有些實驗結果顯示比例原則的方法並不可行。早期進行比例縮放方法探討時，有學者提出接觸角 δ 並不適合考慮進去(Melrose,1965)。因此Lenhard & Parker(1987)即直接依界面張力的比例作比例縮放，Brown(1951)及Demond & Roberts(1991)也發現將 $\cos\delta$ 因素考量進來會降低比例因素的精確性。

另外，Calhoun et al(1949)也發現在不同的飽和度時，不同流體的系統之間，其毛細壓力的比值並非都是常數。而有機質或溶劑其親水性質或脫水性質的影響都會造成比例原則的誤差(Stevenson, 1982)。

2.5 保持曲線求取方法

2.5.1 實驗室相關試驗方法



實驗室中最早用來求取保持曲線的方法是由Haines(1930)提出的張力平板裝置(Suction Plate Assembly)如圖2.8所示。將濕的土壤放置於一個多孔的陶瓷片上，土壤頂部保持大氣壓力，陶瓷片底部施以一負壓(張力)，待一段時間水力平衡之後，求出體積含水比，即可獲得該土壤毛細張力與含水比間的關係。

由上述方法衍生出來的，也是最廣泛被使用的方法則是壓力儀方法(Pressure Cell ; Pressure Plate)(Garden, 1956)。如圖2.9所示，濕土樣被置於密閉的壓力儀中，上方連接壓力系統，下方保持大氣壓力，水則從陶瓷片下方排出並記錄，壓力則在水力平衡之後逐步增加。本研究所使用的試驗即採用壓力儀方式，雖然為了求低張力時的保持曲線而稍有變更實驗方式，但原理是一樣的。

由於傳統的保持曲線試驗方法，均需耗費相當久的時間等待平衡。對於一個 2.5 cm 高的土樣，為求得一保持曲線上 7-8 個資料點至少需

要 2至3 週(Klute, 1986)。因此，為了更快速而有效率地求得保持曲線，Su and Brooks(1980)一反傳統保持曲線試驗等待平衡的方式，提出一個控制試體水份流出或流入量的方法，利用壓力計與玻璃量管求取土壤結構勢能與含水比的關係。此方法有效縮短實驗時間，僅24小時就可以求得一資料點，但是其缺點是並沒有考量到水分蒸發，且僅適用在較小壓力範圍。基於Su and Brooks的原理，Lorentz et al.(1991)也設計一種由壓力儀方式改進而來的控制流出量方法(Controlled Outflow Method, COM)。這種試驗方式，是以將陶瓷片底下溢流口關閉後一既定時間(通常為12-24小時)，取代以往等待最終平衡的冗長時間。經試驗證明，當溢流口關閉後，水力平衡很快即能達成，然後，再配合一些量測壓力的儀器設備，便可較快求得保持曲線。

為進一步改善COM方法，最近更有一個可以量測整個試驗土壤體積變化(Overall Volume Changes)的裝置被提出(Fourie et al., 1995)。此裝置是利用一般三軸室加以組裝而來，可求得更精確的保持曲線。

此外，Topp et al.(1967)也曾提出以張力計及 γ 射線求土壤含水量的原理，來獲得動態的水保持曲線。但其所得出的動態水保持曲線比起傳統靜態水保持曲線，在同樣的壓力頭下，土壤含水比通常比較大，因此，其準確性仍有待研究。

除了利用壓力儀類的方法外，也可以利用濾紙法、鹽水法、離心機等方法來控制土壤中的溼度或勢能，並量測在不同對應張力下的土壤含水比，求出保持曲線。

2.5.2 經驗公式

對於不飽和層中土壤含液比與毛細張力間的關係，許多學者亦提出一些經驗方程式，如表2.1所示。

表 2.1 土壤含水比與結構势能關係的經驗方程式

Authers	Equations	Parameter Index
Brooks and Corey (1964)	$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(\frac{hb}{\psi} \right)^\lambda$	λ = experimentally derived pore size index hb = bubbling pressure θ_r = residual volumetric water content θ_s = volumetric water content at saturation ψ = matric potential
Campbell (1974)	$\frac{\theta}{\theta_s} = \left(\frac{hb}{\psi} \right)^\lambda$	同上
Van Genuchten (1980)	$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(\frac{1}{1 + (\alpha * \psi)^n} \right)^m$	$n = \frac{1}{1 - m}$ $\alpha = \frac{1}{hb} \left(\frac{1}{2^m} - 1 \right)^{1-m}$

* 摘自黃進富，1996

表中， λ 是表示土壤粒徑大小分佈的指數， m 、 n 及 α 則為Van Genuchten土壤參數。而在含水的孔隙中，若其含水比低於殘餘含水比，則對平流(Convective Flow)的貢獻甚小，所以 Brooks and Corey忽略殘餘含水比的影響，提出有效飽和度(Effective Saturation, S_e)一詞，用以代替飽和度 S 。定義如下：

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{S - S_r}{1 - S_r} \quad (2.3)$$

S_e 亦可代表為一被正規化(normalized, dimensionless)的含水比，從有效飽和度的觀點與毛細張力之間的關係，更加可以說明孔隙中水的流動情形。

2.5.3 保持曲線的應用

不飽和層中水力傳導係數(K)並非定值，而是會隨著土壤含水比或結構勢能變化的函數[K=K(θ) or K=K(Ψ)]。如同土壤保持曲線一般，不飽和層中水力傳導係數與土壤結構勢能間的關係，亦有遲滯現象。一般在高結構勢能時(即較低的毛細張力)，含水比較高，土壤水力傳導係數K值亦較高，反之亦然。

無論是在實驗室或是現場，計算不飽和層中K值的過程均相當麻煩，於是有了些經驗式的推演。通常這些經驗式中所用的土壤參數，均可由土水保持曲線得來，如表2.2所示。

另外，Van Genuchten(1980)也提出一個 K 值與壓力頭(h)間的關係式(2.3)，式中 $K_r(h)$ 代表一相對滲透率(Relative Permeability)的觀念。圖2.10中顯示其理論值與實驗所得結果相當接近。

$$K_r(h) = \frac{K(h)}{K_s} = \frac{\left\{ 1 - (\alpha * h)^{n-1} \left[1 + (\alpha * h)^n \right]^{-m} \right\}^2}{\left[1 + (\alpha * h)^n \right]^{\frac{m}{2}}} \quad (2.4)$$

表 2.2 土壤水力傳導係數與含水比關係的經驗方程式

Authers	Equations
Brooks and Corey (1964)	$\frac{K(\theta)}{K_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{3 + (2/\lambda)}$
Campbell (1974)	$\frac{K(\theta)}{K_s} = \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{3 + (2/\lambda)}$
Van Genuchten (1980)	$\frac{K(\theta)}{K_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right]^m \right\}^2$

* 表2.2中參數 λ 、 m 的定義均與表2.1中水保持曲線經驗式相同， K_s 則為完全飽和時的 K 值。

* 摘自黃進富，1996



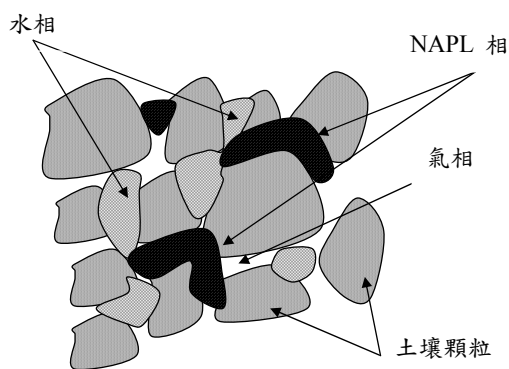


圖 2.1 三相存在於孔隙中(歐國隆，2000)

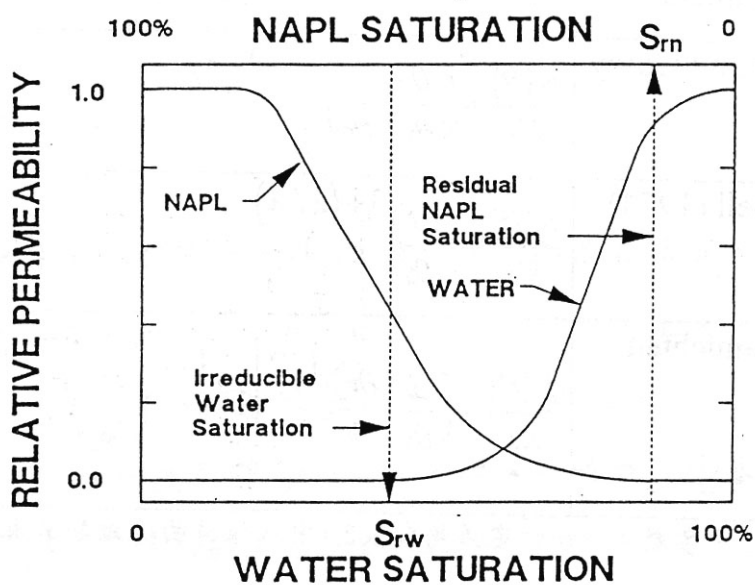


圖2.2 液體飽和度與相對滲透係數之關係(摘自呂元鈞，2002)

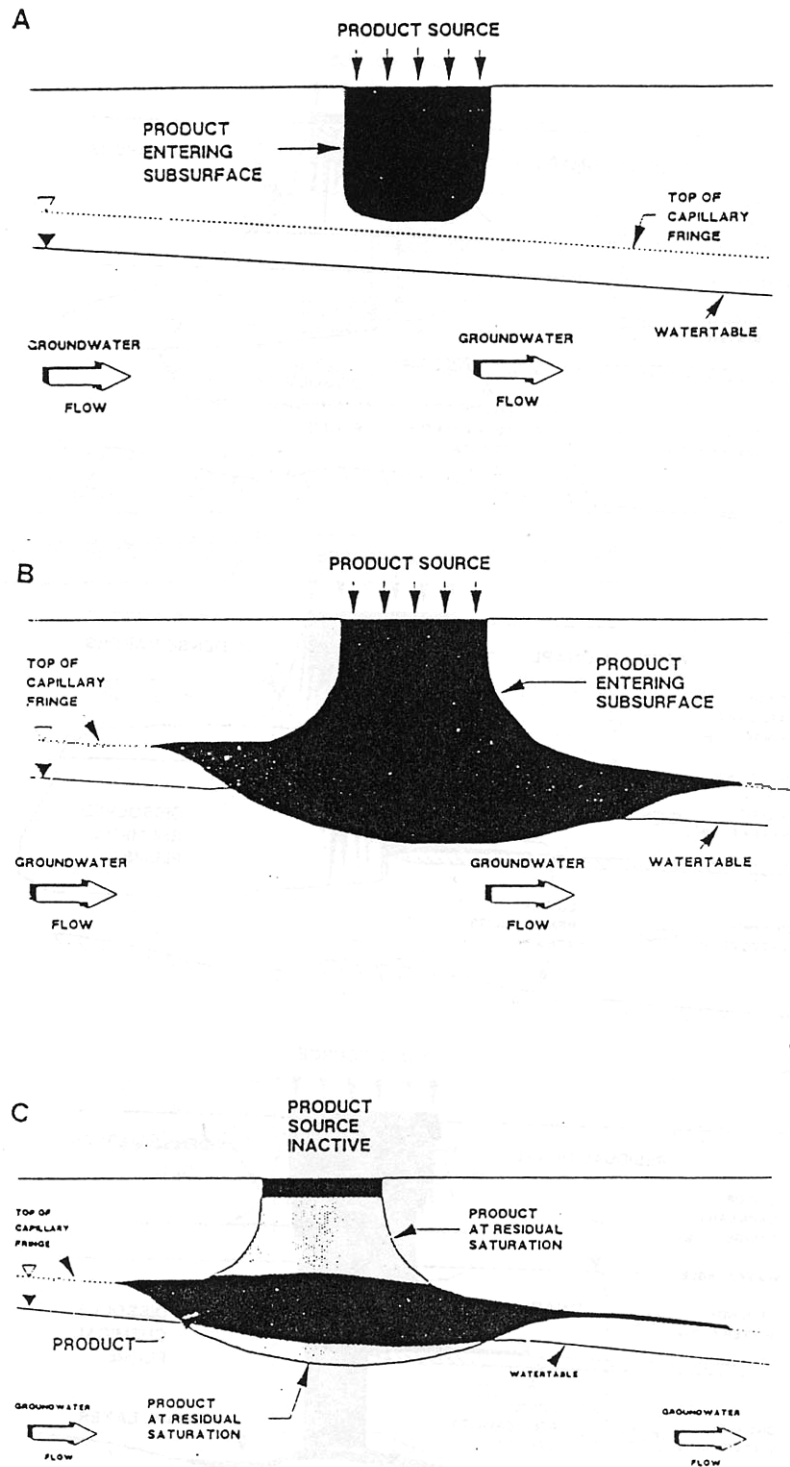


圖2.3 LNAPL於地下流動情形(摘自呂元鈞，2002)

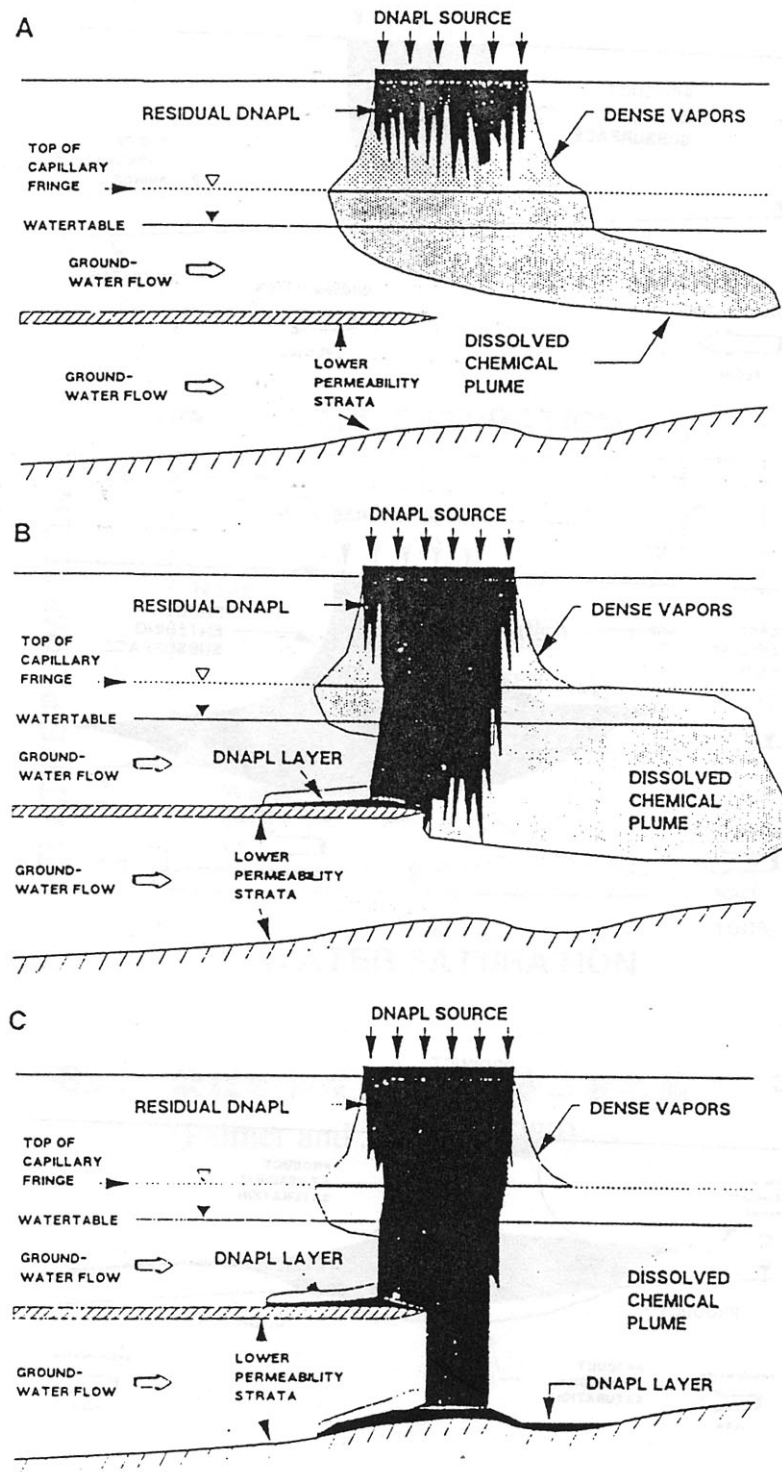


圖2.4 DNAPL於地下流動情形(摘自呂元鈞，2002)

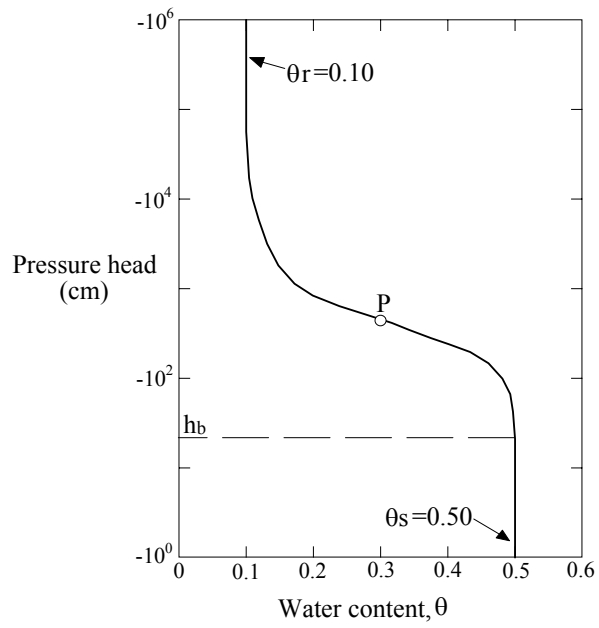


圖 2.5 傳統的土壤水保持曲線 (Van Genuchten M.Th,1980)

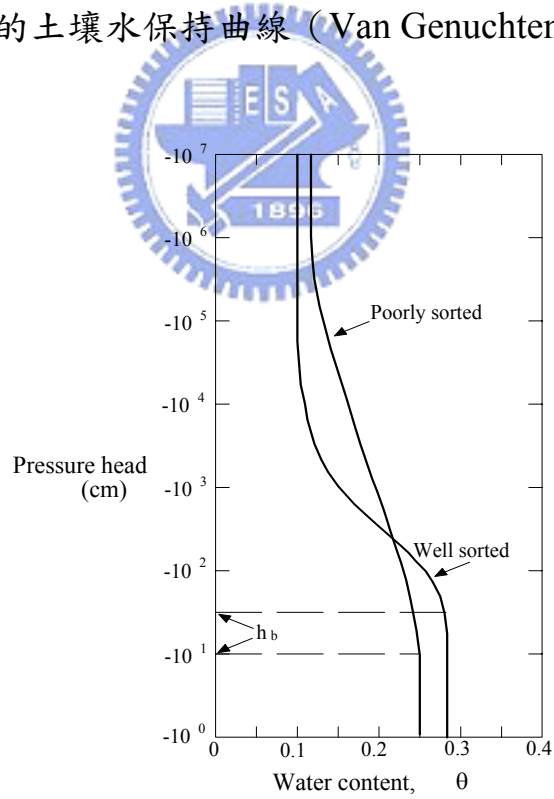


圖 2.6 不同粒徑土壤的保持曲線(黃進富，1996)

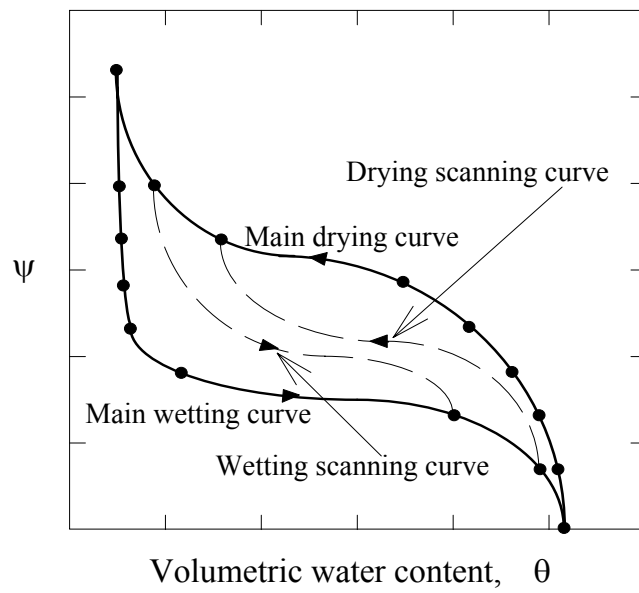


圖 2.7 保持曲線的遲滯效應

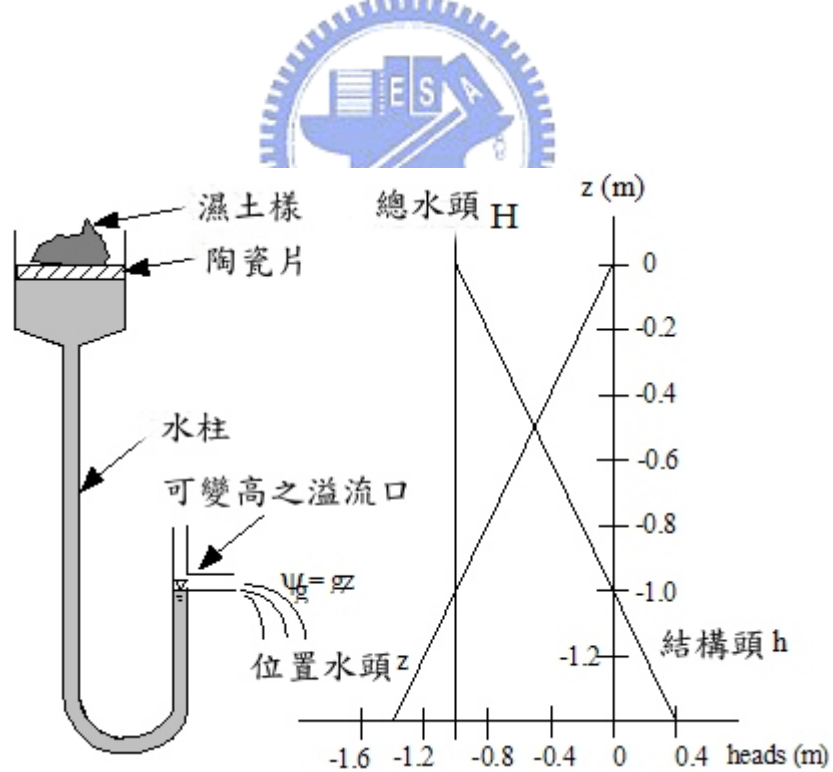


圖 2.8 張力平板儀器裝置 (Haines,1930)

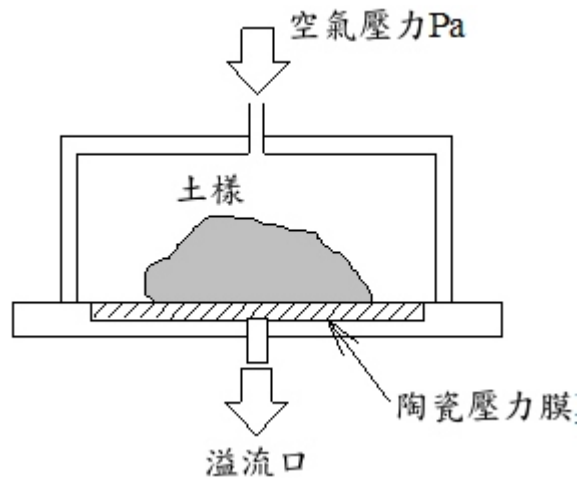


圖 2.9 壓力儀示意圖(黃進富, 1996)

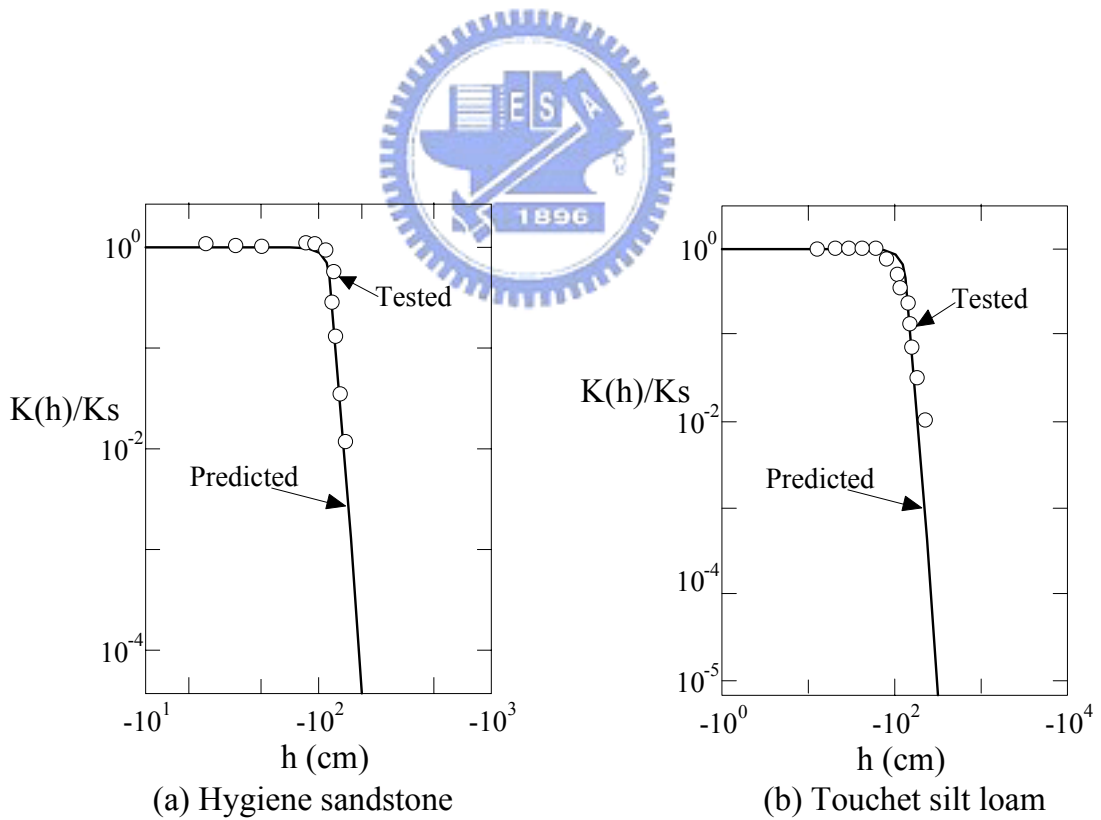


圖 2.10 $K_r(h)$ 經驗式的預測與實驗結果比照圖

(M. Th. Van Genuchten, 1980)