

OK

降雨量大小對土壤入滲機制之影響

The Infiltrating Mechanism of Soils for Scales of Precipitation

國立雲林科技大學
工程科技研究所
博士研究生

黃 皇 嘉
Huang-Jia Huang

國立雲林科技大學水土資源
及防災科技研究中心主任暨環境與
安全工程研究所教授

溫 志 超*
Jet-Chau Wen

經濟部水利署
副工程司

謝 孟 益
Meng-I Hsieh

中國農業工程學報第五十一卷第一期抽印本

Reprinted from

Journal of Chinese Agricultural Engineering

Vol. 51, No. 1

降雨量大小對土壤入滲機制之影響

The Infiltrating Mechanism of Soils for Scales of Precipitation

國立雲林科技大學
工程科技研究所
博士研究生

黃 皇 嘉

Huang-Jia Huang

國立雲林科技大學水土資源
及防災科技研究中心主任暨環境與
安全工程研究所教授

溫 志 超*

Jet-Chau Wen

經濟部水利署
副工程司

謝 孟 益

Meng-I Hsieh

摘 要

降雨是補注地下水的主要來源之一，但是否每場降雨都能補注到地下水，將影響地下水預測的準確度。因此本研究嘗試利用灰關聯分析，分析雲林縣斗六地區「雲科大校園場址」之降雨量對入滲影響機制。

本研究嘗試將降雨量、地下水位及未飽和土壤水份壓力等逐時觀測資料，由灰關聯分析來探討不同大小降雨量產生入滲至地表下不同深度前所需之時間及到達淺層含水層地下水位面所需之時間，並以雲林縣斗六地區「雲科大校園場址」觀測資料做為本研究實例驗證，而其研析流程期能提供學術研究上，降雨量對入滲影響機制探討之一可行途徑及增進模擬及預測地下水水位變化準確度之基礎。

本研究分析雲林縣斗六地區「雲科大校園場址」之降雨量對入滲機制之影響可發現：當土壤非常乾燥時（初始含水量低時），需要 42 mm 以上的累積雨量，始能到達淺層地下水位，且需要 141 hr 之入滲時間；累積雨量到達 75 mm 時，入滲到達淺層地下水位之入滲時間為 60 hr；如果降雨前土壤本身具有高初始含水量，為潮溼土壤，則需要 41 mm 以上的累積雨量，始能到達淺層地下水位，其所需入滲時間為 84 hr；累積雨量到達 195 mm 時，入滲到達淺層地下水位之入滲時間為 32 hr。

關鍵詞：灰關聯分析，降雨量，地下水位，未飽和土壤水份壓力，入滲。

ABSTRACT

Precipitation is one of the main sources that infiltrating into the groundwater. Whether precipitation can compensate the groundwater, or not is the accurate degree of

*通訊作者

groundwater estimate. So this research uses the Gray relational analysis for the mechanism of infiltration by precipitation at Do-Lio site, located at National Yunlin University of Science & Technology campus.

With monitoring data, precipitation, groundwater level and unsaturated soil water pressure for each hour, we used the Gray relational analysis to obtain the relationship among the monitoring data. Finally, the relationship is applied to set up the mechanism of the infiltration which is supplied by the precipitation. From the mechanism, it can predict the groundwater level change accurately.

It's found that infiltration has an influence of precipitation by analyzing the monitoring data from the site located on National Yunlin University of Science & Technology campus. When soil is dry, it needs, more than an accumulation precipitation 42 mm, to take 141 hours to arrive the ground water level in a shallow layer soil. When the accumulation precipitation arrives the 75 mm, it takes 60 hrs to infiltrate into the ground water level in a shallow layer soil. If the initial soil moisture is high, it needs, more than the 41 mm accumulation precipitation, to take 84 hours to arrive the ground water level in a shallow layer soil. As the accumulation precipitation arrives the 195 mms, it takes 32 hrs to into the reaching ground water level in the shallow layer soil.

Keywords: Gray relational analysis, Precipitation, Groundwater level, Unsaturated soil water pressure, Infiltration.

一、前言

於水文循環中，雨水降落地面後，除一部分直接蒸散外，其餘一部分逕流成地面水，由溪河匯集，流入海中。另一部分則經入滲之機制滲入地表下，貯蓄於地層孔隙中而形成地下水。其中，水由地表入滲到地下水位之前，必須通過土壤層中之未飽和層，除了水自身之向下重力造成入滲外，水與土壤本身的吸附力及水與土壤顆粒孔隙間的毛細管張力，均為阻止水向下入滲之阻力。因此，當水本身向下重力能量足夠克服其與土壤吸附力及其與土壤顆粒孔隙間的毛細管張力時，方能繼續向下入滲至地下水位，故並非所有能滲透到地面下之降雨都能到達地下水位。因此，若能藉由分析地下水與降雨及入滲間之關聯性，並瞭解其相互作用之機制及降雨對地下水位影響之時間，當可進而提升地下水位模擬及預測時之精確度。

降雨雖為最直接影響入滲量及地下水位之因素，但雨水從地表入滲至未飽和層進而滲入地

下水位之系統中，仍有若干至今仍尚無法完全明瞭之相互作用機制存在。其中，水在入滲的過程中，降雨特徵、土壤種類、土壤含水量、土壤孔隙率、土壤溫度及表土厚度(Surface Soil layer thickness)等，均會影響入滲結果(Philip, 1998; Bauters et al., 2000; Seyfried and Murdock, 2001)。Diment 與 Watson (1985)研究發現土壤顆粒粒徑愈大，入滲水的入滲時間愈短；反之，土壤顆粒粒徑愈小，入滲水的入滲時間愈長。另外，Bauters 等(2000)也指出若減少土壤之初始含水量，則入滲水的入滲時間會變長，而指頭流(fingered flow)現象的趨勢也會減緩。張文亮(1993)發現小孔隙之細質地土壤有助於毛細管水的上升，而土壤結構對於毛細管水上升速率有決定性的影響(Peter et al., 1998)。Kostiakov (1932)和 Philip (1957)認為水進入土壤中的入滲過程，一般發生於土壤內的氣孔中。因此許多學者利用許多試驗建立了滲透程序的物理模型，其中最常見者為 Kostiakov 法和 Philip 法。其中 Skaggs 等人(1969)和 Wason (1959)利用 Philip 方程式模擬

真實土壤的特性，經由長期觀察，發現土壤的滲透速率和滲透累積量可能低於預測值。Gosh (1980, 1983)發現 Kostiakov 模型比 Philip 模型更適合應用於推估廣闊田野中各類土壤的滲透數據。且根據 Roy 和 Gosh (1982)的長期觀察，最後的滲透速率並不符合 Philip 方程式與 Kostiakov 模型之假設。近年來，蔡欣延等(2000)應用達西公式推導出未飽和土壤入滲流量公式，進而評估濁水溪南岸天然入滲量。因為飽和地下水含水層與未飽和者之機制不同，故其尚未能適切地推導出雨水入滲到地下水水位面之機制。此外，陳芝企等(2002)雖以灰關聯分析之灰關聯度判定降雨入滲至地下水水位面之入滲時間，但其資料分析係以日為基準，而入滲時間卻往往只有數小時。因此分析降雨量對入滲之影響為模擬與預測地下水水位之重要課題。本研究嘗試建立降雨量對入滲影響之研究程序與方法，利用降雨量、地下水水位及未飽和土壤水份壓力等逐時觀測資料，藉由灰關聯分析探討降雨量產生入滲後到達地表下不同深度土壤層前所需之入滲時間及到達淺層含水層地下水水位面所需之入滲時間。本研究的實例驗證以雲林縣斗六地區「雲科大校園場址」觀測資料為主，期能提供學術研究上於降雨量對入滲影響機制探討之一可行途徑，並增進模擬及預測地下水水位變化準確度。

二、研究方法

灰關聯分析的主要目的，在於建立系統中各因素（為組成系統之因子，本研究為降雨量、未飽和土壤水份壓力）間的主要關係，並找出影響目標值的重要因素，以掌握事物的主要特性，達到定性的目的。傳統上的統計迴歸(regression)是處理因變數與自變數間之關係的一種方法，其有四個統計限制：1.變數與變數之間是必須存在著「相互影響」的關係；2.須有大量的數據；3.數據分佈必須為典型的常態分佈(normal distribution)；4.變化因素太多。而灰關聯分析剛好可以彌補統計迴歸上的限制（張偉哲等，2000）。其研析流程包括數據處理、求絕對差值序列、分析二層次之最大差值及最小差值（即

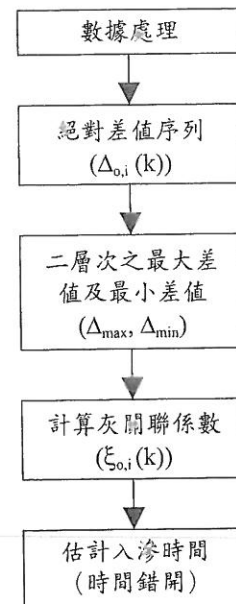


圖 1 灰關聯分析流程圖

絕對差值序列之最大值及最小值)、計算灰關聯係數及估計入滲時間等五個程序，其步驟如圖 1 所示。

(一) 數據處理

由於系統中各因素之物理意義不同，導致數據的度量單位亦不盡相同（如地下水水位為公尺，降雨量為公厘）；另因有時數據之數量級相差懸殊（如地下水水位有時上百公尺，降雨量有時僅為數公厘）。因此於比較時，就難以得到正確的結果。為使各因素於分析時具等效性和同序性，須對原始數據進行處理，使之無因次化，其可採用下列方法處理，而計算式如下：

$$x(k) = \frac{x^{(0)}(k)}{\max x^{(0)}(k)} \dots\dots\dots(1)$$

式中， $x^{(0)}(k)$ 為降雨量、各深度未飽和土壤水份壓力及地下水水位等未經處理之原始數列； $\max x^{(0)}(k)$ 為該原始數列之最大值； $x(k)$ 為該數列經最大值化處理後之第 k 無因次數據。

(二) 絕對差值序列 $\Delta_{0,i}(k)$

記 $x_0(k)$ 為經數據處理後之參考數列（降雨量數列）， $x_i(k), i=1,2,\dots,7$ 為經數據處理後之比較數列（各深度未飽和土壤水份壓力及地下水水位

等數列)，將各比較數列 $x_i(k)$ 數據與參考數列 $x_0(k)$ 數據之差值取絕對值後所得之值是為絕對差值序列 $\Delta_{0,i}(k)$ ，其於 k 時刻值 $\Delta_{0,i}(k)$ 如式(2)所示。

$$\Delta_{0,i}(k) = \|x_0(k) - x_i(k)\| \dots\dots\dots(2)$$

(三) 二層次之最大差值 Δ_{\max} 及最小差值 Δ_{\min}
 二層次之最大差值 Δ_{\max} 及最小差值 Δ_{\min} ，定義為絕對差值(式(2))之最大值及最小值，如式(3)及(4)所示。

$$\Delta_{\max} = \max_{\forall k} \|x_0(k) - x_i(k)\| \dots\dots\dots(3)$$

$$\Delta_{\min} = \min_{\forall k} \|x_0(k) - x_i(k)\| \dots\dots\dots(4)$$

(四) 計算灰關聯係數 $\xi_{0,i}(k)$
 於求出二層次之最大差值 Δ_{\max} 及最小差值 Δ_{\min} 後，此二值與絕對差值序列 $\Delta_{0,i}(k)$ 代入灰關聯係數計算式中，即可求得各比較數列與參考數列於同一時刻 k 之灰關聯係數值。於時刻 k 時，參考數列 $x_0(k)$ 與比較數列 $x_i(k)$ 之灰關聯係數 $\xi_{0,i}(k)$ 計算方程式如下：

$$\xi_{0,i}(k) = \frac{\Delta_{\min} + \rho\Delta_{\max}}{\Delta_{0,i}(k) + \rho\Delta_{\max}} \dots\dots\dots(5)$$

式中， ρ 為辨識係數，其值介於在 0~1 之間。本研究取其中間值 0.5。

三、研究場址

(一) 監測站

本研究主要利用 1998 年 9 月下旬，陸續設立於雲林縣斗六市國立雲林科技大學校園內之「雲科大校園場址」。本研究場址雖於 1998 年 9 月始設立「未飽和土壤水份壓力實驗場址」，以觀測未飽和土壤水份壓力及「氣象站」觀測降雨量，但卻於 2002 年 9 月才設立「地下水位監測場址」觀測地下水位變化。但因本研究主要針對於 1998 年 9 月 24 日至 2001 年 12 月 31 日之降雨量、未飽和土壤水份壓力和地下水位的分析。所以未飽和土壤水份壓力值及降雨量資料以

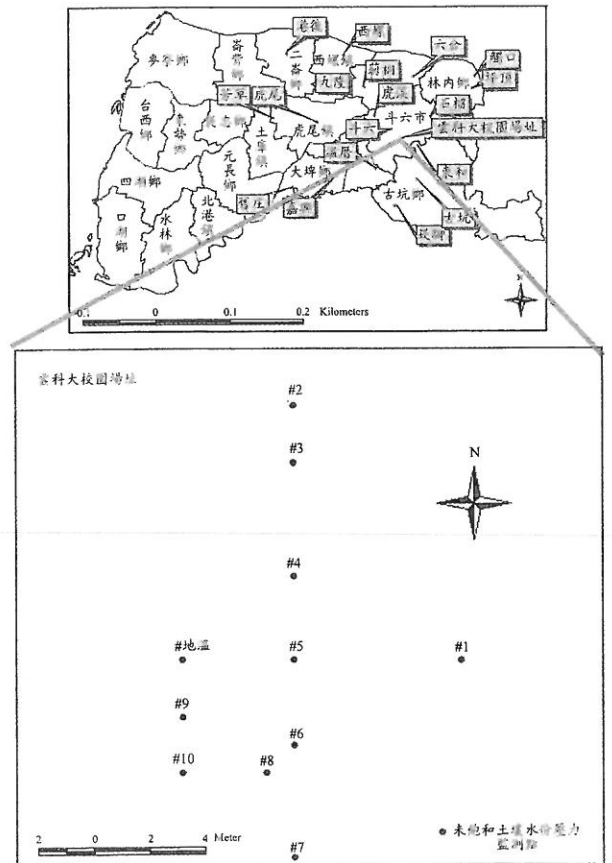


圖 2 監測點分佈圖

「雲科大校園場址」觀測資料為主，而地下水位資料則採用水利署(1996)執行「台灣地區地下水觀測網整體計畫」於濁水溪沖積扇所建置的分層觀測井之地下水位觀測資料(從 1998 年 9 月 24 日至 2001 年 12 月 31 日之逐時監測資料)。地下水位資料取自包括靠近斗六的觸口、坪頂、石榴、六合、西螺、港後、荊桐、九隆、虎溪、斗六、虎尾、芳草、溫厝、東和、古坑、崁腳、嘉興和舊莊共 18 口監測井，如圖 2 所示。

其中未飽和土壤水份壓力方面，本研究於實驗場址設置 10 處未飽和土壤水份壓力觀測點(編號#1~#10)及一組地溫感測器，並於各監測點地表下 15 cm、30 cm、45 cm、60 cm、90 cm 與 120 cm 等不同深度土壤層，觀測其土壤水份壓力變化，以校正壓力因溫度變化之影響。如此可增加研析精確度。

(二) 土壤地質結構

土壤結構方面，依 1996 年水利署「台灣地

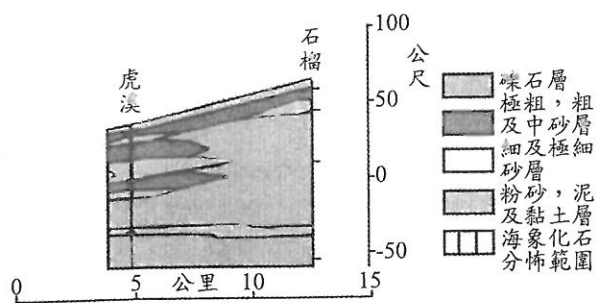


圖 3 斗六地區地質剖面圖 (資料來源：經濟部中央地質調查所，1999)

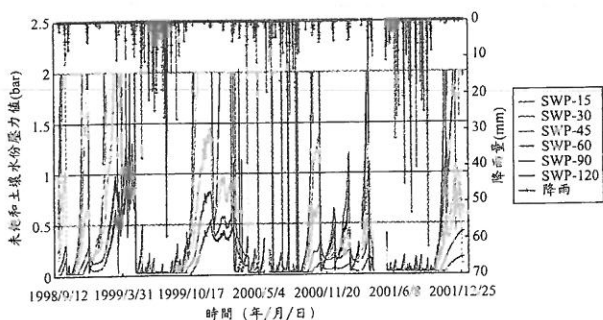


圖 4 #1 未飽和土壤水份壓力和降雨比較圖

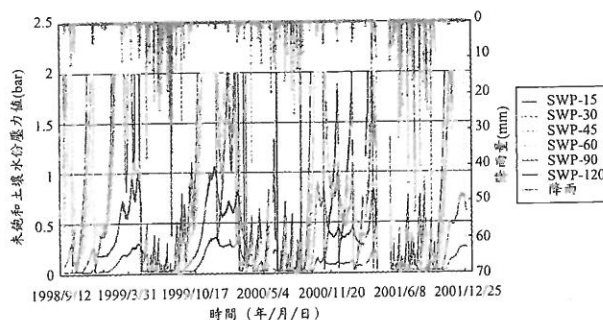


圖 5 #2 未飽和土壤水份壓力和降雨比較圖

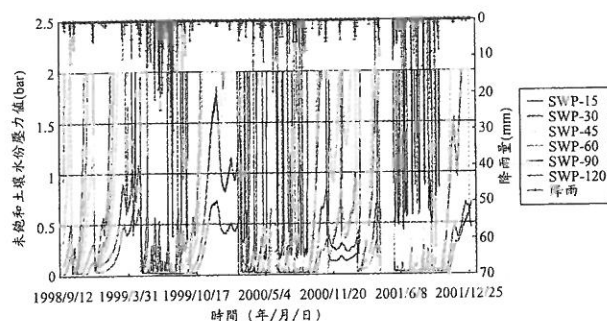


圖 6 #3 未飽和土壤水份壓力和降雨比較圖

區地下水觀測網整體計畫」於濁水溪沖積扇所建置的分層觀測井分佈圖和 1999 年中央地質調查所針對「濁水溪沖積扇所做之水文地質剖面圖調查」之結果。本研究選擇海園至石榴之地質剖面

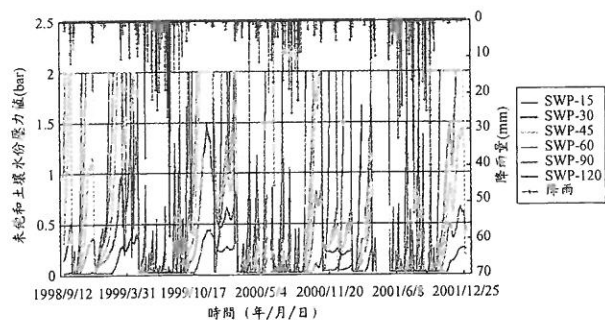


圖 7 #4 未飽和土壤水份壓力和降雨比較圖

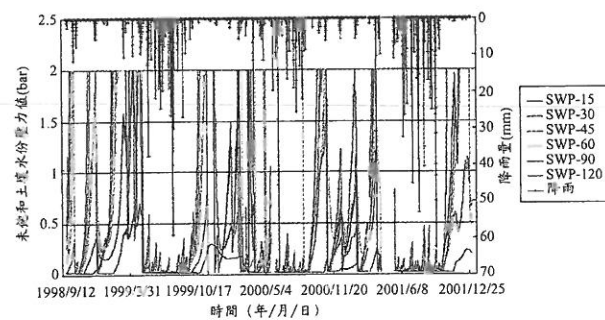


圖 8 #5 未飽和土壤水份壓力和降雨比較圖

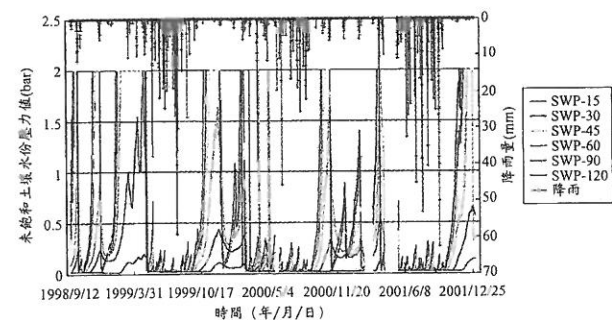


圖 9 #6 未飽和土壤水份壓力和降雨比較圖

圖，其位於地表下深約 8 m 內，皆為粉砂、泥及黏土層；第二層約在地表下 8 m 至 14 m 內，有一層極粗、粗及中砂層，也是自由含水層，為斗六地區之第一層含水層；地表下 14 m 至 21 m，有可能為粉砂、泥及黏土層或為極粗、粗及中砂層；超過 21 m 則大部份為礫石層，也是地下含水層含水量最多的部份。

(三) 背景資料

1. 未飽和土壤水份壓力和降雨量

本研究場址共十組研究點，其監測成果如圖 4 至圖 13 所示。其中，降雨方面，由 1998 年 9 月 24 日至 2001 年 12 月 31 日之間，其總累積降

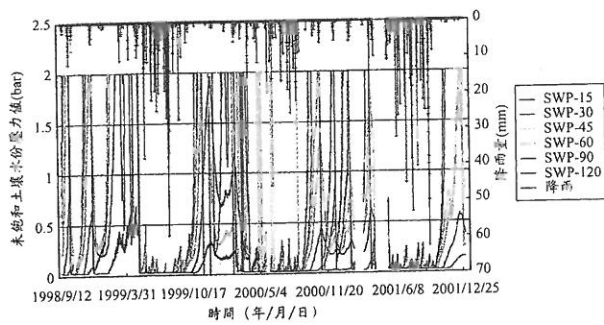


圖 10 #7 未飽和土壤水份壓力和降雨比較圖

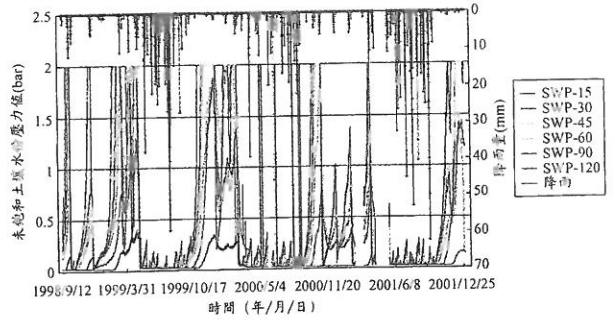


圖 12 #9 未飽和土壤水份壓力和降雨比較圖

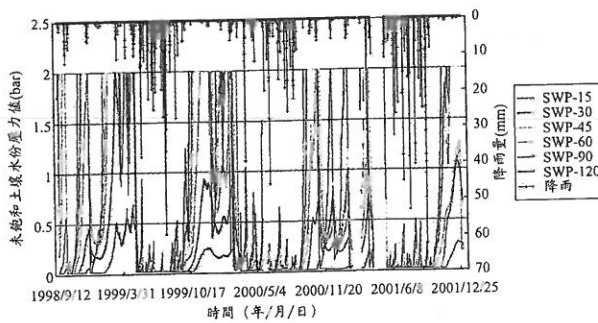


圖 11 #8 未飽和土壤水份壓力和降雨比較圖

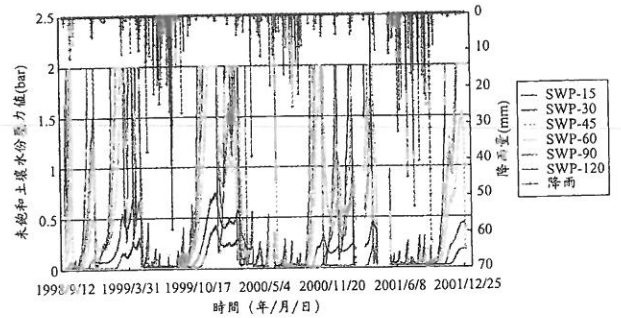


圖 13 #10 未飽和土壤水份壓力和降雨比較圖

雨量為 5152 mm，其中 1999 年為 1708.5 mm，2000 年為 1135 mm，2001 年為 2129 mm。且約有 68%~92% 之降雨量集中在每年 5 月至 7 月之夏季梅雨季節及 8、9 月之颱風季節。

未飽和土壤水份壓力方面，當降雨開始後首先影響地表下 15 cm 深之未飽和土壤水份壓力監測值，使其趨近於 0 bar，而呈飽和狀態。繼而入滲到達地表下 30 cm 深，影響地表下 30 cm 深之未飽和土壤水份監測值，且當初始含水量越高（即降雨前土壤本身之含水量），上層之未飽和土壤水份壓力監測值越接近 0 bar（飽和），則其越容易入滲至下層。由淺至深，持續入滲到達淺層地下水水位面，進而補注淺層地下水。

其中有數場降雨，如 1999 年 12 月 18 日之 14 mm 累積降雨量，#1、#5 及 #7 雖然入滲到達地表下 15 cm 深，使地表下 15 cm 深之未飽和土壤水份壓力監測值下降到接近飽和，卻仍未達到飽和值（趨近於 0 bar），故無法到達地表下 30 cm 深，因此對地表下 30 cm 深及 45 cm 深之未飽和土壤水份壓力監測值無任何變化。但地表下 60 cm 深、90 cm 深及 120 cm 深之未飽和土壤水份壓力監測值卻有下降之趨勢，其可能為側向入滲

所影響。而 #2、#4、#6、#8、#9 及 #10 則能入滲到達地表下 120 cm 之深度，影響地表下 120 cm 深之未飽和土壤水份壓力監測值。

1999 年 11 月 28 日之 8 mm 累積降雨量則無土壤入滲現象發生，主要原因為累積降雨量若無法克服土壤之吸附力及土壤顆粒間之毛細管張力，則無法入滲到達地表下 15 cm 深進而影響地表下 15 cm 深之未飽和土壤水份壓力監測值。由此可知，並不是每場降雨皆能入滲到達淺層地下水位的。

此外，#3 之監測值在 1999 年 9 月後之地表下 15 cm 深未飽和土壤水份壓力監測值變化太過激烈（未飽和土壤水份壓力監測值從 2 bar 急劇下降趨近於 0 bar，卻又急劇上升至 2 bar），而 1999 年 9 月之前卻無此現象，因此判定為儀器本身的問題，故此監測值不能適用，必須加以分析修正。#2 及 #4 則因土壤吸附水份之能力較低，而較容易入滲，且連乾燥之反應時間亦短，因此曲線呈現較巨大之震盪。

本研究場址十組監測設備自 1998 年至 2001 年之監測資料，各組監測設備所取得之反應時間與未飽和土壤水份壓力數據皆不相同。由此可知

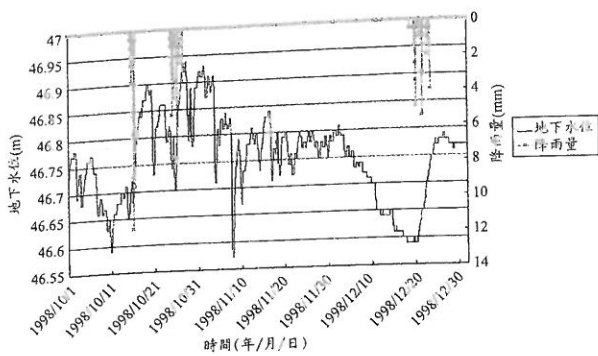


圖 14 1998 年 10 月 1 日至 1998 年 12 月 31 日雲科大校園監測場址淺層地下水位內差值和降雨量比較圖

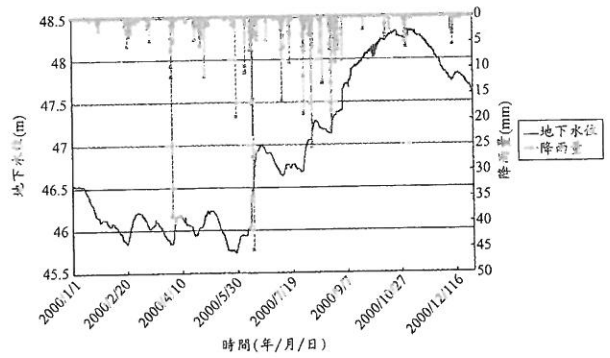


圖 16 2000 年雲科大校園監測場址淺層地下水位內差值和降雨量比較圖

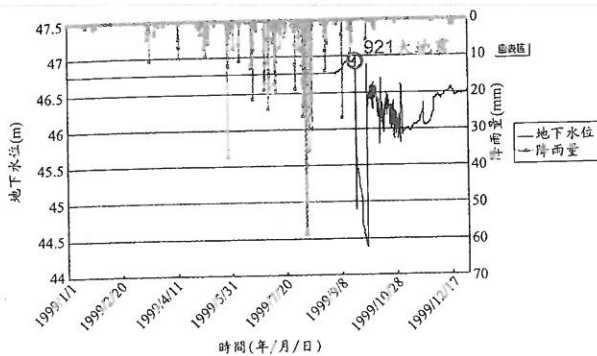


圖 15 1999 年雲科大校園監測場址淺層地下水位內差值和降雨量比較圖

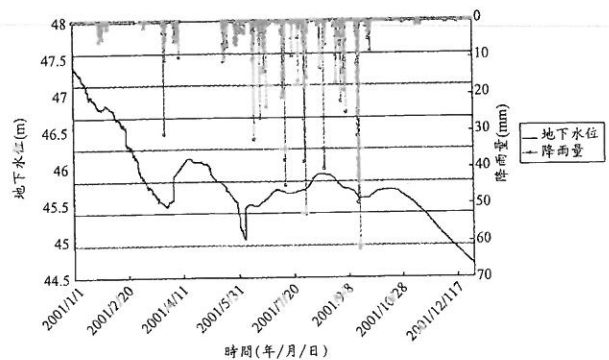


圖 17 2001 年雲科大校園監測場址淺層地下水位內差值和降雨量比較圖

本研究場址之地質情況應為非均質且非等向性。

2. 地下水位和降雨量

本研究乃應用斗六地區 18 口監測井觀測資料，藉由 Surfer 與 Arc View 軟體予以計算並繪製斗六地區各時刻之地下水位等值圖。再依據地下水位等值圖推估雲科大校園場址之地下水位變化內插值（圖 14~圖 17），其中資料分析之降雨場次共 92 場（包含小量降雨）。可看出其地下水位內差結果，大致符合降雨後地下水位升高的原理。

春至夏季為雲林縣地區之耕作期，農民大量抽取地下水作為耕作作用，所以春季時期地下水位有較低之現象。夏季時因梅雨季節到來，使得地下水有充足的補注，因此地下水位有回升的現象。但從 1998 年 10 月至 2001 年 12 月之水位變化，還是可以發現「雲科大校園場址」之地下水位有逐年下降的趨勢，其可能為地下水超抽之緣故。於圖 15 中有一段急遽之不規則變化，其變

化幅度高至 2 m。根據中央氣象局 921 大地震期間之地震資料顯示，並且由黃皇嘉與溫志超(2002)於集集地震對水文現象之影響研究結果，其為「同震現象」所造成。

四、結果與討論

本研究之研究資料取自 1998 年 9 月 24 日至 2001 年 12 月 31 日止，總計 92 場降雨的降雨量、淺層地下水位及未飽和土壤水份壓力等逐時觀測資料。茲舉例 1998 年 10 月 15 日之降雨事件，藉以說明本研究於降雨期間各未飽和土壤層與地下水位面入滲時間之判斷依據。最後再將所有場次之研究析結果做統一整理比較，以獲得本研究場址於 1998 年 9 月 24 日至 2001 年 12 月 31 日之研究資料中，各降雨場次所產生之入滲到達未飽和土壤之不同深度與地下水水位面之到達時間。

(一) 案例說明

本案例以 1998 年 10 月 15 日第一個孔洞之監測資料為例，判斷降雨入滲到達地表下 15 cm 深土壤之入滲時間。王定欽和陳文福(2000)指出，除了王如意與易任(1996)所提出之三種主要影響入滲因素外，尚包括土壤含水量。降雨前土壤本身含水量的高低將影響降雨，入滲至不同深度未飽和土壤及淺層含水層地下水位面之入滲時間。因此本研究於分析各場降雨前，嘗試依據各場事件降雨前土壤含水量之多寡，將之區分為乾燥土壤和潮溼土壤。如此可避免於應用灰關聯分析判斷入滲到達時間時，因初始含水量而導致入滲時間推估之誤差。

1. 降雨臨前乾燥與潮溼土壤之判斷

降雨前土壤為乾燥或潮溼判斷，乃依據降雨前土壤各層所測得之未飽和水份壓力所得，即初始含水量。含水量越高則代表土壤越潮溼，其未飽和土壤水份壓力越低，越趨近於 0 bar。反之，土壤含水量越低則越乾燥，其未飽和土壤水份壓力越高，越趨近於 2 bar。所以本研究以土壤水份壓力平均值 1 bar 為分界，當未飽和土壤水份壓力超過 1 bar 時，則視為為乾燥土壤；而土壤水份壓力小於 1 bar 時，則判定為潮溼土壤。本研究將 1998 年 10 月 15 日第一個孔洞之觀測資料整理如圖 18 所示。在 1998 年 10 月 15 日降雨前，地表下 15 cm、30 cm 及 45 cm 等深度的未飽和土壤水份壓力保持在 2 bar (大於 1 bar)，顯示其土壤層為乾燥狀態，而地表下 60 cm 深以下之未飽和層，其未飽和土壤水份壓力小於 1 bar 且變化幅度較上層土壤為小，主因為距地表下越深的土壤層，其含水量越不易受蒸發影響。因此本研究於降雨事件發生前土壤狀態之判斷，以地表下 45 cm 深以上之未飽和土壤水份壓力值為判定依據。雖然本研究不以地表下 60 cm 以下深度之土壤層作為土壤濕潤狀態之判斷依據，但其土壤水份壓力值仍可作為入滲時間之參考。

2. 監測站#1 地表下 15 cm 未飽和土壤層與地下水位面之入滲時間推估

本研究將降雨量資料視為灰關聯分析之參考數列 $x_0(k)$ ，而各未飽和土壤層 (地表下 15

cm、30 cm、45 cm、60 cm、90 cm 與 120 cm) 之水份壓力及地下水位資料 ($x_i(k), i=1,2,\dots,7$) 則為比較數列。利用比較數列後移 t 小時，參考數列維持不變之方式，則式(2)可改寫如式(6)：

$$\Delta_{0,i}(k) = \|x_0(k) - x_i(k-t)\|, t=0,1,2,3,\dots \dots (6)$$

分別將 t 值設為 0,1,2,... 至比較數列之最末時刻，則可將參考數列與比較數列各後移 t 小時之灰關聯係數計算而得。而灰關聯係數最高值所對應之後移 t 小時即為該比較數列 (各未飽和土壤層或地下水位) 之入滲時間。

本案例降雨從 1998 年 10 月 15 日早上 9 點發生，累積降雨量為 75 mm。依前段所述之處理程序，降雨開始點 (本場降雨即為 1998 年 10 月 15 日早上 9 點) 定義為降雨初始線，再應用比較數列後移 t 小時之方式，分別計算各後移 t 小時比較數列與參考數列之灰關聯係數。其中第一個孔洞地表下 15 cm 土壤層，分別後移 0、10、20、30、40、44 與 50 hr 之土壤水份壓力序列 (比較數列) 與降雨量序列 (參考數列) 之灰關聯係數比較圖示如圖 19 至圖 23。當入滲時間越長，降雨所引起之灰關聯係數相關性越高。當經過 30 hr 後，灰關聯係數顯示降雨量與 15 cm 土壤層之相關性最高。但降雨初始線，仍未反應出灰關聯係數升高，因此代表入滲還未到達。經過 44 hr 後，到達降雨初始線之灰關聯係數升高 (到達入滲時間判定依據)，因此斷定本案例降雨事件入滲至第一個孔洞地表下 15 cm 所需之入滲時間為 44 hr。本案例其它監測點各不同深度土壤層與地下水位之入滲時間推估結果如表 1 所示。

表 1 中因地下水位資料為內差值，所以只有一個點之資料。本研究亦利用前述入滲時間之判斷方法，取得雨水入滲至地下水位面之時間。由表 1 得知，1998 年 10 月 15 日之總累積降雨量(75 mm)在經過 44 hr 後，入滲至地表下 15 cm 深之位置；而於 60 hr 後到達本研究場址之淺層含水層地下水位面。第二、六及第七監測點之未飽和土壤水份壓力接近或等於 2 bar，其為乾燥土壤，但地表下 60 cm 深之土壤層並無入滲現象發

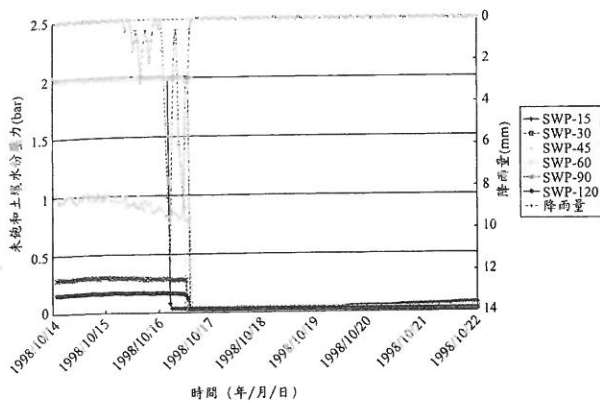


圖 18 年 10 月 15 日第一個孔洞 15cm 深之未飽和土壤水份壓力原始資料

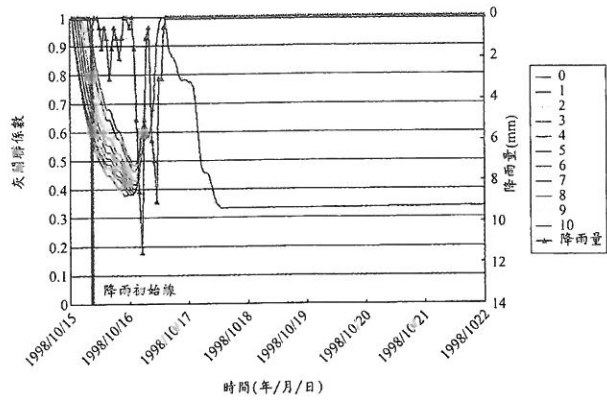


圖 21 20~30 小時入滲時間

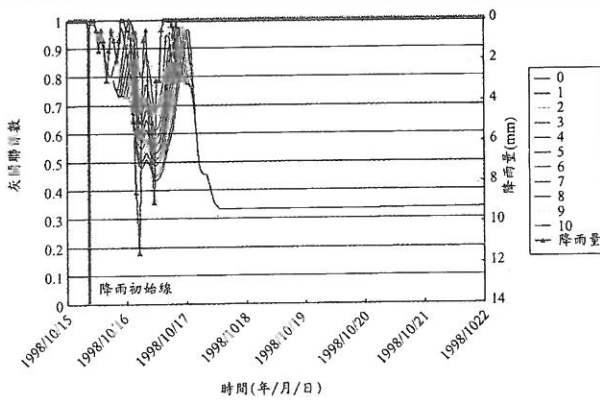


圖 19 0~10 小時入滲時間

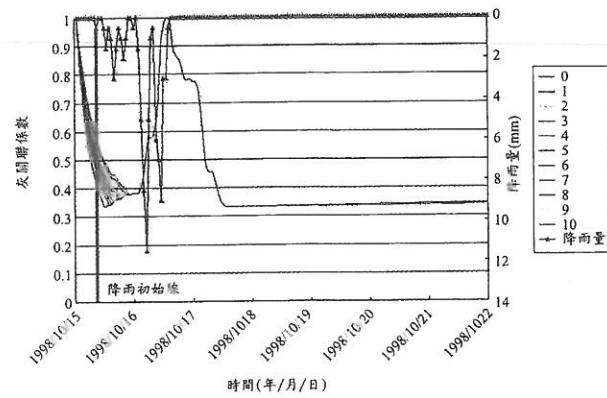


圖 22 30~40 小時入滲時間

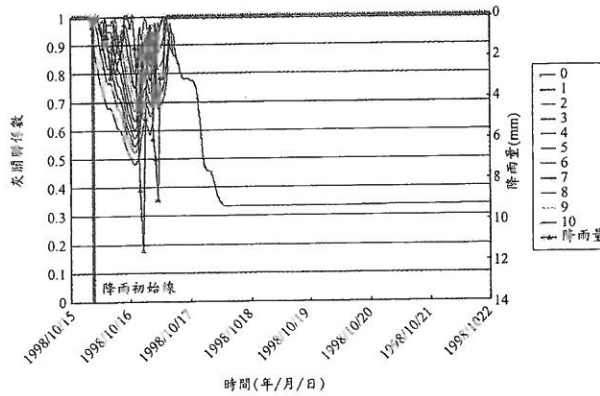


圖 20 10~20 小時入滲時間

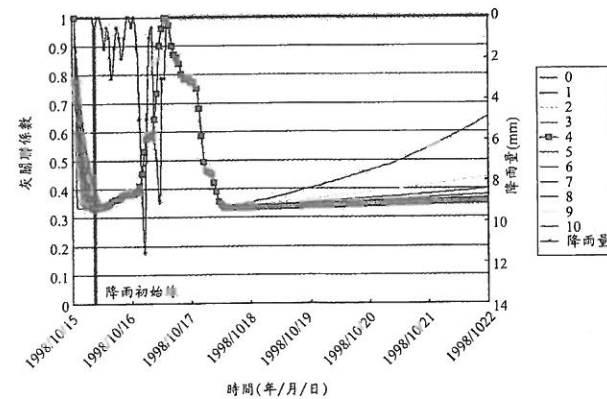


圖 23 40~50 小時入滲時間

生，而地表下 120 cm 深之土壤層卻產生入滲。本研究判斷可能該地表下 60 cm 鄰近之土壤較為緊密，所以水份較不易垂直向下流通，因此側向流經地表下 60 cm 的土壤層，而地表下 120 cm 附近因為土壤層又較疏鬆，所以經由土壤孔隙中之毛細張力將之拉回到地表下 120 cm 深的土壤層。本案例其它監測點之入滲現象皆能符合降雨與入滲之物理機制。

(二) 降雨事件所產生之入滲到達未飽和土壤不同深度及地下水水位面之入滲時間評估

本研究於探討降雨期間之入滲現象前，依據各降雨事件土壤之臨前狀態，將之區分乾燥土壤與潮濕土壤。其中 41 場降雨事件之土壤臨前狀態為乾燥，而 51 場降雨事件為潮溼。乾燥土壤之入滲時間推估結果示如表 2，表 3 為潮溼土壤之入滲時間估計結果。

表1 1998年10月15日75降雨事件於監測點地表下不同深度土壤層與地表下水位面之入滲時間推估

降雨日期	降雨量		孔洞	15 cm		60 cm		120 cm		地下水位 (500cm)入 滲時間(hr)
	累積降雨 量(mm)	降雨延時 (hr)		入滲前壓 力(bar)	入滲時間 (hr)	入滲前壓 力(bar)	入滲時間 (hr)	入滲前壓 力(bar)	入滲時 間(hr)	
1998, 10,15 9:00	75	30	1	2	44	1.023	54	0.166	53	60
			2	2	44	2	*	0.03	55	
			3	2	44	2	44	0.217	45	
			4	2	44	2	44	0.037	79	
			5	2	44	2	44	0.03	81	
			6	2	44	1.729	*	2	54	
			7	2	44	2	*	0.073	44	
			8	2	44	2	44	0.069	44	
			9	2	44	0.991	44	0.029	56	
			10	2	44	0.804	44	0.025	*	

(註：*代表降雨所產生之入滲未到達該土壤之深度)

表2 降雨事件於地表下不同深度乾燥土壤之入滲時間推估

乾燥土壤中降雨量和入滲時間							
土壤深度	累積降雨量	0~8 mm	12~27.5 mm	39 mm	42 mm	69.5 mm	75 mm
			24 場	13 場	1 場	1 場	1 場
15 cm	*		63 hr<	48~71 hr	28~55 hr	40~48 hr	43~44 hr
30 cm	*		*	60~93 hr	31~73 hr	44~70 hr	44~66 hr
45 cm	*		*	*	36~95 hr	44~85 hr	44~64 hr
60 cm	*		*	*	39~117 hr	45~90 hr	44~54 hr
90 cm	*		*	*	52 hr<	48~92 hr	44~50 hr
120 cm	*		*	*	90 hr<	52~98 hr	44~81 hr
地下水位(500 cm)	*		*	*	141 hr	93 hr	60 hr

(註：*代表降雨所產生之入滲未到達該土壤之深度)

表3 降雨事件於地表下不同深度潮溼土壤之入滲時間推估

潮溼土壤中降雨量和入滲時間							
土壤深度	累積降雨量	3~8 mm	10 mm	11~32 mm	41~47 mm	93~134 mm	195 mm
			23 場	1 場	13 場	5 場	8 場
15 cm		25 hr<	40~56 hr	24 hr<	16~40 hr	21~24 hr	19~21 hr
30 cm		28 hr<	39 hr<	47 hr<	20~60 hr	35~37 hr	20~28 hr
45 cm	*		46 hr<	40 hr<	18~77 hr	37~56 hr	20~36 hr
60 cm	*		*	39 hr<	22~137 hr	37~111 hr	25~27 hr
90 cm	*		*	*	27 hr<	37 hr<	26~30 hr
120 cm	*		*	*	33 hr<	40 hr<	28~33 hr
地下水位(500 cm)	*		*	*	84~90 hr	42~50 hr	32 hr

(註：*代表降雨所產生之入滲未到達該土壤之深度)

表 2 中累積降雨量不到 8 mm 時，將無法入滲到地表下 15 cm 深的土層中；到達 12 mm 後，則能入滲至地表下 15 cm 深之土壤層；而到達地表下 30 cm 深的土壤層，則必須累積達 39 mm 之降雨量。真正能到達淺層含水層地下水水位的降雨量，則必須高於 42 mm 的累積降雨量。

由表 3 得知，當累積降雨量高於 3 mm 時，雨水可入滲至地表下 30 cm 深的土壤層；累積降雨量到達 10 mm 後，則能入滲至地表下 45 cm 深之土壤層；而地表下 60 cm 深之土壤層，則必須累積達 11 mm 降雨量。另外真正能補注淺層含水層地下水水位的降雨量，則必須超過 41 mm 的累積降雨量。無論土壤之降雨臨前狀態為乾燥或潮溼，均有累積降雨量愈大之降雨事件，其入滲至地表下土壤層所需時間愈短之現象。

從乾燥土壤和潮溼土壤降雨量與入滲時間之分析結果中發現表 2 與表 3 中研究資料之累積降雨量區間不連續。此乃因本研究並無屬於該區間之累積降雨量觀測值，因此無法判斷其正確的累積雨量區間，若觀測時間加長將可更精確地推估降雨入滲至各深度土壤層所需要之降雨總量。至於入滲時間之區間不等之原因，乃因各場降雨事件降雨分佈不均與 10 組監測點之未飽和土壤水份壓力空間分佈不同所致。其中，當降雨延時越短且越集中（降雨分佈不均），則其入滲至地表下各土壤層所需之時間越短。表 2 與表 3 中，降雨總量固定，入滲時常有不等現象發生，其主因為本研究於研析未飽和層之入滲時間推估，乃採用 10 組不同位置之觀測設備，其地形與地質為非均質之原因，故有此入滲時間差異之情形出現，而地下水位則因為只有一組觀測值，所以並無此一問題。

六、結 論

本研究提出灰關聯分析，藉以建立降雨總量與入滲補注至地表下不同深度未飽和土壤層及淺層含水層地下水水位面之關係之分析方法，並以「雲科大校園場址」為實際研究對象。研究成果得知，當土壤非常乾燥時（初始含水量低時），累積降雨量不到 8 mm 時，將無法入滲到地表下

15 cm 深的土層中；到達 12 mm 後，則能入滲到地表下 15 cm 深的土層中；到達地表下 30 cm 深的土壤則必須累積達 39 mm 的降雨量。真正能補注地下水的降雨量，則必須超過 42 mm 的累積降雨量，且有累積降雨量越大，其入滲時間越短的情形（當累積降雨量為 42 mm 時，需 141 hr 之入滲時間才能到達淺層含水層地下水水位；而累積降雨量為 75 mm 時，只需 60 hr 就能入滲到達淺層含水層地下水水位）。而如果降雨前土壤本身具有高初始含水量（潮溼土壤），則累積降雨量只要到 3 mm 時，即可入滲至地表下 30 cm 深的土壤層；累積雨量到達 10 mm 後，則能入滲到地表下 45 cm 深的土壤層中；到達地表下 60 cm 深的土壤則必須累積雨量達 11 mm 的降雨量。真正能補注地下水的降雨量，則必須超過 41 mm 的累積降雨量。潮溼土壤只需累積雨量到達 3 mm 時，即可入滲到地表下 30 cm 深的土壤層，但乾燥土壤卻需 39 mm 的累積降雨量，因此土壤本身之初始含水量對影響入滲機制佔有重要之地位。

本研究所提出之灰關聯分析方法，適用於估計降雨入滲至地表下未飽和層不同深度與淺層含水層地下水水位面所需之時間，且其符合入滲機制的物理現象。但因降雨入滲前之初始含水量亦會影響入滲時間，所以本研究於灰關聯分析前，亦針對此一問題做分析探討。

參考文獻

1. 王如意、易任，「應用水文學」，國立編譯館出版，茂昌圖書公司，1996 年。
2. 經濟部，「台灣地區地下水觀測網整體計畫」，1996 年。
3. 中央地質調查所，「濁水溪沖積扇水文地質剖面圖調查」，1999 年。
4. 張偉哲，「灰關聯模型方法與應用」，中國文化大學，博士論文，2000 年。
5. 張文亮，「淺層地下水在雙層土壤中的毛管上升移動」，台灣水利，第 41 卷，第 4 期，PP:52-55，1993 年。
6. 陳芝企，「灰色理論應用於屏東地區地下水位變化之研究」，國立成功大學地球科學研

- 究所碩士論文，2002年。
7. 王定欽、陳文福著，水文學 500 題，文京圖書有限公司，2000年。
 8. 蔡欣延、曾鈞敏、溫志超，「濁水溪南岸天然入滲量評估」，九十年年度農業工程研討會論文集，PP.357~364，2000年。
 9. 黃皇嘉、溫志超，「集集地震引起之濁水溪沿岸伏流水變化研究」，集集地震對水文現象影響之研究研討會九十年年度期末研究成果研討會論文集，PP.125-152，2002年。
 10. Bauters, T. W. J., D. A. Dicarlo and T. S. Steenhuis, 2000, "Soil Water Content Dependent Wetting Front Characteristics in Sands", *Journal of Hydrology*, Vol. 231-232: 224-254.
 11. Diment, G. A. and K. K. Watson, 1985, "Stability Analysis of Movement in Unsaturated Porous Materials 3. Experimental Studies", *Water Resour. Res.*, Vol. 21, No. 7, 979-984.
 12. Kostiaikov, A.N., 1932, "On the dynamics of the coefficient of water-percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purpose of amelioration", *Trans. Int. Congr. Soil Sci.*, 1932(A), 17-21.
 13. Peter Lehmann, Fritz Stauffer, Christoph Hinz, Olivier Dury and Hannes Flüeler, 1998, "Effect of Hysteresis on Water Flow in a Sand Column with a Fluctuating Capillary Fringe", *Journal of Contaminant Hydrology*, Vol. 33, 81-100.
 14. Philip. J.R., 1957, "Theory of infiltration rate at long times", *Soil Sci.*, 134, 346-347.
 15. Philip, J. R., 1998, "Infiltration into Crusted Soil", *Water Resour. Res.*, Vol. 34, No. 8, 1919-1927.
 16. Roy. G.B. and Gosh. R.K., 1982, "Infiltration rate at long times", *Soil Sci.*, 134, 346-347.
 17. Gosh. R.K., 1980, "Modeling infiltration", *Soil Sci.*, 130, 297-302.
 18. Gosh. R.K., 1983, "A note on the infiltration equation", *Soil Sci.*, 136, 333-338.
 19. Seyfried, M. S. and M. D. Murdock, 2001, "Response of a New Soil Water Sensor to Variable Soil", *Water Content, and Temperature*, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 65, No.1, 28-34.
 20. Skaggs. R.W., Huggins, L.E., Monke, E.J. and Foster. G.R., 1969, "Experimental evaluation of infiltration equations", *Trans. ASAE.* 12, 822-828.
 21. Watson. K.K., 1959, "A note on the field use of a theoretically derived infiltration equation", *J. Geophys. Res.*, 64, 1611-1615.

收稿日期：民國 93 年 10 月 6 日

修正日期：民國 94 年 4 月 6 日

接受日期：民國 94 年 4 月 11 日