

礫石地之土壤水分入滲特性研究

吳嘉俊* 王建涵 詹于婷

摘要 本研究藉由田間試驗, 探討含礫石土壤的水分入滲特性與影響飽和水力傳導度的因子。田間觀測發現, 含礫石土壤的水分入滲歷程中常出現入滲速率突峰, 該現象輔助說明了 Tuller et al. 所提出的裂隙閉鎖與孔隙閉鎖行為。研究資料更顯示, 當礫石體積含量超過 30% 以後, 礫石體積含量與飽和水力傳導度之間呈線性相關。為便於實務應用, 本研究獲得含礫石土壤的飽和水力傳導度推估方程式, 影響因子包含: 礫石體積含量百分比、總孔隙度, 及有效粒徑 D_{10} 。

關鍵詞: 入滲特性、飽和水力傳導度、礫石體積含量、總孔隙度、有效粒徑。

Infiltration Behavior of Gravel-Rich Soil

Chia-Chun Wu* Chen-Han Wang Yu-Ting Chan

ABSTRACT Single-ring infiltrometers were used to explore the infiltration behavior of gravel-rich soil. Spikes of infiltration rates were registered in the infiltration histogram, supporting the slit-snap-off and pore-snap-off conceptual model proposed by Tuller et al. The results of the in situ infiltration experiments also indicate saturated hydraulic conductivity is linearly related to volumetric gravel content when gravel content exceeds 30%. To facilitate the estimation of saturated hydraulic conductivity on gravelly soil, a multiple regression equation considering volumetric gravel content, total porosity, and effective particle size D_{10} , was obtained.

Key Words: Infiltration behavior, saturated hydraulic conductivity, gravel volumetric content, total porosity, effective particle size.

一、前言

台灣卵礫石層多分布於具沉積特性之盆地、台地、丘陵及河階等地, 佔台灣總面積的 40% 以上, 由於易受強烈切割作用, 故多呈現不連續分布。鄧屬予 (1996) 調查發現, 台灣的卵礫石層主要分布在中央山脈四周, 由於中央山脈山高坡陡, 岩盤常在經歷風化作用後, 崩解成岩塊, 隨著山崩、地滑、土石流、洪流, 搬運至河川下游, 堆積於河谷、沖積扇、洪水平原。當礫石受後續的沉積層覆蓋而深埋於地下, 經歷密固結成岩, 後因造山運動影響, 出露於山脈中, 因而形成各種型態的礫石地。

礫石屬於沉積岩的一種, 顆粒粒徑大於 2mm 者, 稱為礫 (gravel) 或礫石, 已固結成岩者稱為礫岩。Folk (1954) 將不同礫石含量之岩體分成以下三種類型: 當碎屑岩中的礫石體積含量大於 80% 者稱為純礫岩, 介於 30%~80% 者稱為砂質 (或泥質) 礫岩, 30% 以下至 5% 者為含礫 (gravelly 或 pebbly) 砂岩或含礫泥岩。由於土壤表面或土壤基質內的礫石會直接影響水分入滲、地表逕流的產生 (吳嘉俊, 1998; 范正成等, 2006)、土壤保水容量, 以及土地利用, 故當雨水降落在均質土壤上時, 其土壤水分的入滲, 與相同土壤基質但含礫石者有所差異, 表 1 所列即為典型土壤之飽和水力傳導度值。

Hazen (1930) 曾對疏鬆且乾淨的砂土濾層進行水分入滲觀察，並提出有效粒徑 (effective particle size) D_{10} 與水力傳導度的經驗公式。萬鑫森 (1968) 指出，當土壤之總體密度在 $1.4\sim 1.5\text{g/cm}^3$ 以上時，土壤中水分移動的速度很慢，而總孔隙度 (total porosity) 之減少並非水力傳導度變小的真正原因，粗孔隙 (macropores) 之減少才是主要的決定因素。因此，粗孔隙之數量決定土壤處於飽和狀態下的水分移動速度。粗孔隙減少，則水力傳導度越低；當粗孔隙度 (macro porosity) 降低至 2% 時，土壤幾乎呈現不透水狀態。

Mehuys et al. (1975) 藉由量測沙漠中含礫石土壤的水力傳導度指出，土壤的水力傳導度隨礫石含量的增加而降低；但當土壤中含有直徑大於 2mm 之礫石且體積含量超過 40% 時，水力傳導度較不含礫石之土壤為高，而水力傳導度又與土壤粒徑大小、排列方式及水合程度關係甚大。Hillel (1980) 指出，除土壤質地外，水力傳導度也受土壤構造影響；如果土壤孔性大、破碎、或團粒化，則水力傳導度會較質地緊實的土壤為高。水力傳導度不僅受總孔隙度的影響，又受傳導孔隙 (conducting pore) 之大小影響。雖然粘土之總孔隙度較礫石地或砂土為高，但具大孔隙的礫石地或砂土之水力傳導度通常較具小孔隙之粘土為高；又土壤中之裂縫、蚯蚓孔及腐根所形成之孔道，則以不同方式影響土壤水的流動。

Ahuja et al. (1984) 提出飽和水力傳導度與有效孔隙度 (effective porosity) 之關係式為 $K_s = B\phi_e^n$ ；其中， K_s 為飽和水力傳導度 (cm/s)、 ϕ_e 為有效孔隙度、 B 為經驗常數。Ahuja et al. 接著利用兩種質地極端不同的土壤進行測試，結果發現田間試驗常使得所提出公式的指數項產生不可忽略的分散，無法以一簡單的數字表示。

Bouwer and Rice (1984) 利用室內重模 (remold) 試驗，將砂與礫石以平均厚度 8.6cm 交替裝填的方式，填入一長 3.35m、內徑 1.24m 的圓管中，管頂施以定水頭處理，並以水分張力計及中子水分測定儀分別量測管中水頭壓與水分含量，企圖藉由入滲率的觀測，獲得砂與礫石混合體的飽和水力傳導度。室內重模試驗發現，含礫石土壤的飽和水力傳導度可以由組成土壤的飽和水力傳導度與孔隙比 (void ratio) 計算獲得。

Mbagwu (1995) 比較土壤孔隙度與飽和水力傳導度的相關性指出，土壤總孔隙度及粗孔隙度與飽和水力傳導度有明顯的關係，其研究發現，含礫石土壤的飽和水力傳導度隨土壤總體密度的增加而降低。

林俐玲等 (2004) 利用過篩後之黃壤 (砂質壤土) 及紅壤 (粉質粘壤土) 為主要研究土樣，於土壤中隨機加入 5% 及 15% 的礫石，並採用定水頭試驗，測定重模後土體的飽和水力傳導度。試驗結果發現，含礫石土體的孔隙度隨著礫石含量增加而降低，總體密度隨之增高，但飽和水力傳導度卻隨之降低。

黃懿慈 (2005) 於室內進行不同礫石含量與飽和水力傳導度之探討，研究結果發現，當礫石體積含量介於 0~10% 時，礫石增加了粗孔隙的數量，導致飽和水力傳導度增高。當礫石含量介於 10~30% 時，土壤顆粒可填滿因礫石所產生之粗孔隙，增加了水流路徑長度，因此飽和水力傳導度下降。倘若礫石體積含量介於 30~60% 時，土壤顆粒已不足以填滿礫石所產生的粗孔隙，此時飽和水力傳導度隨之增高。

王光志 (2006) 利用二維地下水模擬模式 (VSFT2)，模擬相同邊界條件下均勻異質物排列方式對土壤水力特性的影響。模擬結果發現，在相同的壓力水頭下，隨土柱中異質物含量的增加，水力傳導度漸減；而在相同的含水量下，非飽和水力傳導度會隨異質物的增加而逐漸升高。

有鑑於目前土壤內礫石對水分入滲特性之影響大多採用重模土體之室內試驗，而土壤於重模過程中對於土壤結構的破壞往往使得所測得的水力傳導度遠小於田間試驗所得結果 (Haldorsen et al., 1983)，故本研究利用地表平均礫石數蓋率 53%、土體內平均礫石體積含量 22% 之試驗區，以隨機方式選取 12 個樣點，進行田間單環入滲試驗，藉以瞭解礫石地之田間土壤水分入滲現象及礫石含量對飽和水力傳導度的影響，以提供作為土壤內存在異質物時估算飽和水力傳導度的參考。

表 1 不同土壤之典型飽和水力傳導度 (Das, 2002)

Table 1 Typical hydraulic conductivity for various saturated soils

土壤類別 Soil Class	飽和水力傳導度 Saturated hydraulic conductivity (cm/s)
礫石 Clean gravel	1.0 ~ 100.0
粗砂 Coarse sand	0.01 ~ 1.0
細砂 Fine sand	0.001 ~ 0.01
粉壤 Silty loam	$1 \times 10^{-5} \sim 0.001$
粘土 Clay	$< 1 \times 10^{-6}$

二、材料與方法

本研究於國立屏東科技大學水土保持系陡坡地第二試驗場內，隨機挑選三個試驗區並於區內隨機選取 12 處樣點 (如圖 1 所示)，進行田間單環入滲試驗。本試區之土壤屬洪積台地之老埤土系 (Laopei series)，屬紅壤土。試區內的土壤以砂質粘壤土 (sandy clay loam) 為主，有機質含量約 3.2%。

試區土壤剖面如圖 2 所示，地表至地表下 30cm 主要由礫石、砂及粉粒所組成，地表下 30~60cm 為較具黏性之粘土，地表 60cm 以下之土壤組成則與地表至地表下 30cm 相近 (黃昭蓉, 2010)。由於土壤內含礫石，而不同深度之孔隙度亦有差異，導致土壤之總體密度及水力傳導度於不同深度呈極顯著差異 ($\alpha=0.01$)；其中，土壤總體密度於不同深度之變化幅度為 6.08 ~ 29.51%，而土壤水力傳導度之變化幅度為 77.14 ~ 88.24% (黃國禎等, 2009)。

本研究利用單環入滲計 (single-ring infiltrometer) 進行田間入滲試驗，試驗前一週先將直徑 20cm、高度 25cm 之鐵環均勻打入已完成地表整平的土壤中，入土深度約 18cm，並將鐵環內側與土壤交界處以粘土壓實填補，以避免入滲水沿鐵環內壁滲入受試土體中。試驗前再將 2,650cm³ 的蓄水桶架設於鐵環上方，以提供試驗用水。試驗過程中，則保持鐵環內 3~5cm 的水頭高。

入滲試驗進行時，以人工記錄入滲總量與入滲進行時間，並持續監測至土壤水分入滲率趨近於定值為止。一般而言，單一標點的田間入滲試驗大約需費時 8 小時即可達到穩定。試驗完成後，再將試驗階段中各個時間間隔之耗水體積除以鐵環的內面積，再除以延時間隔，即可求得入滲率。最後將求得之入滲率代入達西公式 (Darcy formula)，即可求得垂直方向的飽和水力傳導度 (K_s) (Green et al., 1986; Reynolds and Elrick, 1990; Elrick et al., 1995; Wu et al., 1999)。

於入滲試驗結束後，將鐵環完全打入地表下，使鐵環頂緣與地表切齊，然後將鐵環挖出，而其所內包的土體隨即送往實驗室烘乾，以進行土壤物理性質相關參數的測定。本研究將烘乾後的土體以 #4、#10、#16、#35、#60 標準篩過篩，以求出有效粒徑 D_{10} 與 D_{30} 。接著利用阿基米得原理，以測得鐵環內包土體的體積並計算土體總孔隙度。之後，利用濕篩法將粒徑大於 2mm 以上之礫石篩出，再利用阿基米得原理，求得土體內的礫石體積及礫石體積含量百分比。

三、結果與討論

本研究經田間單環入滲試驗，求得各樣點飽和水力傳導度及其他相關參數，其結果彙整如表 2 所示。由於樣點 #12 的土壤於搬運過程中遺失，導致無法進行機械分析，故於表 2 中以「-」表示。本節將分別依 (1) 含礫石土壤之田間入滲現象、(2) 土壤總孔隙度對土壤水分入滲的影響、(3) 礫石體積含量對土壤水分入滲的影響、(4) 土壤總孔隙度對飽和水力傳導度的影響，以及 (5) 有效粒徑 D_{10} 與 D_{30} 對飽和水力傳導度的影響等，分別進行討論。

1. 含礫石土壤之田間入滲現象

本研究樣點之礫石體積含量介於 19.06~39.46% 之間，由於 12 個樣點的田間入滲試驗無法同步進行，因此，樣點表土的初始乾濕程度將影響田間入滲試驗達到穩定入滲所需要時間的長短。圖 3 及圖 4 分別為地表土壤初始狀況屬相對乾燥及相對潮濕的水分入滲歷程。

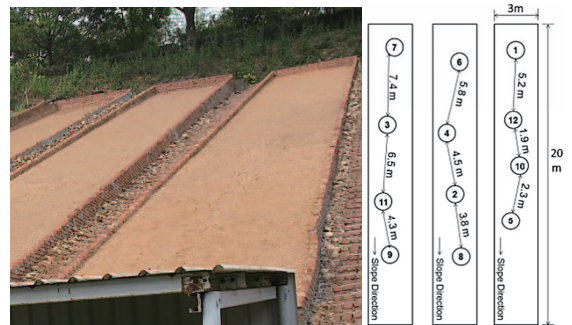


圖 1 日間單環入滲試驗之試區與樣點位置示意圖

Fig.1 Research site and ring arrangement for in-situ single-ring infiltration experiment



圖 2 日間試驗區土壤剖面 (Source: Huang, 2010)

Fig.2 Soil profile of the research site

若宏觀探討，且暫不論樣點土壤礫石體積含量、總孔隙度及有效粒徑 D_{10} 之差異對土壤飽和水力傳導度的影響，圖 3 及圖 4 之田間入滲試驗結果顯示，當土壤表層屬相對乾燥時，本研究田間試驗之水分入滲需至少經過 400 分鐘之後才能漸趨穩定；當地表初始狀況屬相對潮濕時，大約經過 160 分鐘之後，田間水分入滲速率就已達穩定，兩者相差約 2.5 倍之多。因此，倘若強迫將初始乾燥土壤的田間入滲試驗於第 160 分鐘時終止，則所測得的水力傳導度將比延至 400 分鐘以後所測得的高出 2 倍。

若微觀土壤水分入滲歷程，我們可以發現，無論表層土壤屬相對乾燥或潮濕，水分入滲歷線大多出現入滲速率突峰 (infiltration spikes)，如圖 4 及圖 5 歷線局部放大圖所示。這些入滲速率突峰現象大多發生於田間入滲試驗的初期，而入滲速率突峰又以兩種不同

的型式出現：(1) 突峰型式 A—先行增加，之後急速下降，(2) 突峰型式 B—先行急降，之後急升。

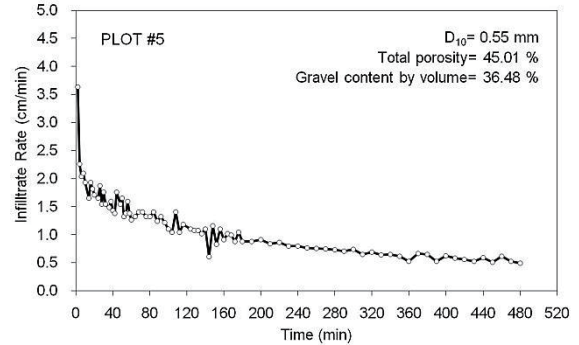


圖 3 表土初始乾燥狀況之水分入滲歷程
Fig.3 Infiltration histogram for initial dry soil

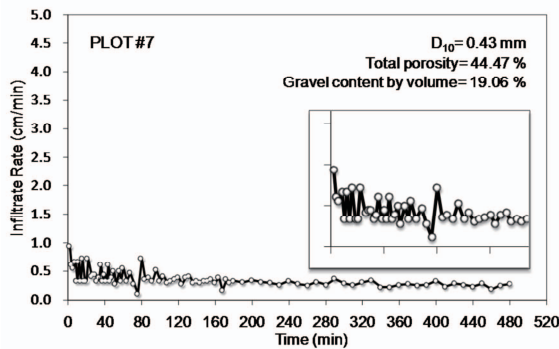


圖 4 表土初始潮濕狀況之水分入滲歷程
Fig.4 Infiltration histogram for initial wet soil

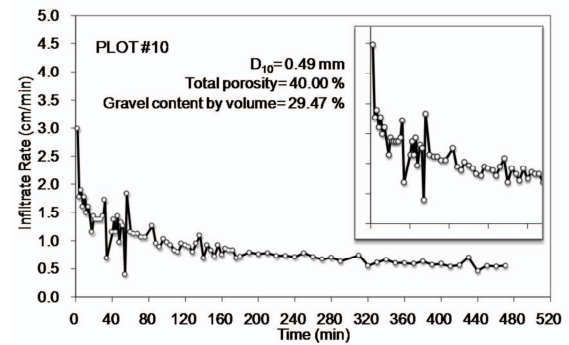


圖 5 土壤水入滲歷程中發生的入滲速率突峰
Fig.5 Infiltration spikes appear in infiltration histogram

表 2 日間試驗各樣點飽和水力傳導度與相關參數彙整

Table 2 Summary of in-situ saturated hydraulic conductivity and related parameters

樣點編號 Sample #	總體密度 Bulk density (g/cm ³)	礫石體積含量 Volumetric gravel content (%)	總孔隙度 Total porosity (%)	飽和水力傳導度 Saturated hydraulic conductivity K _s (cm/hr)	有效粒徑 Effective diameter D ₁₀ (mm)	D ₃₀ (mm)
1	1.33	23.30	43.38	16.6	0.41	1.43
2	1.99	33.25	47.50	13.5	0.40	1.55
3	1.33	20.14	43.38	28.3	0.51	1.95
4	1.42	25.05	40.65	33.4	1.20	4.15
5	1.34	36.48	45.01	23.8	0.55	2.57
6	1.43	36.48	34.66	28.4	0.87	3.37
7	1.16	19.06	44.47	13.9	0.43	2.31
8	1.14	24.64	42.14	22.4	0.61	2.54
9	1.12	33.21	37.93	22.5	0.35	1.26
10	1.41	29.47	40.00	26.6	0.49	1.98
11	1.47	39.46	34.97	33.8	0.81	2.70
12	-	37.85	33.13	31.4	-	-

就田間入滲試驗期間的觀察及入滲歷程資料的解析, 我們推論, 突峰型式 A—「先行增加, 之後急速下降」反應土壤孔隙中空氣因受人滲水的排擠而局部釋出, 該孔隙隨即被入侵的入滲水所佔據, 以致入滲速率增加。但排出的空氣必須另覓可通透的土壤孔隙, 甚至與週遭其他孔隙的空氣相結合, 而成為一空氣阻墊 (air pocket), 阻礙了水分的入滲, 導致水分入滲速率隨之急速下降。至於突峰型式 B—「先行急降, 之後急升」的現象, 我們推論, 該現象反應了空氣阻墊範圍或規模的擴張及隨之而來的瞬間綻破 (instant burst)。以本研究 12 個樣點而言, 所有入滲速率突峰的發生時間, 大多集中於入滲試驗開始後的 60 分鐘左右, 最遲的發生時間曾出現在入滲試驗開始後的 170 分鐘。

Tuller et al. (1999), Or and Tuller (1999, 2000), Tuller and Or (2001) 為解釋水分於土壤中的毛細作用 (capillarity) 與吸附作用 (adsorption), 提出一角孔空間理論模式 (angular pore space model), 模式中以裂隙 (slit) 代表毛細管, 以三角或四角形空間來詮釋土壤孔隙, 並以 γ 函數來表現土壤中不同孔徑孔隙的母體。模式中以裂隙閉鎖 (slit snap off) 及孔隙閉鎖 (pore snap off), 來描述毛細管與孔隙因為逐漸獲得水分時的動態歷程, 歷程中涉及孔隙空氣的逃逸與孔隙空間因為空氣與水的交換而造成的毛細管連通。該理論基礎與本研究在最低擾動情況下所進行田間入滲試驗的結果符合。

2. 土壤總孔隙度對土壤水分入滲的影響

本研究樣點之土壤總孔隙度介於 33.13 ~ 47.50% 之間, 圖 6 及圖 7 分別為本研究 12 個樣點中最高土壤總孔隙度 (47.50%) 與較低土壤總孔隙度 (34.66%) 的水分入滲歷程。由圖中可發現, 土壤總孔隙度的高低對土壤水分入滲的影響有二: (1) 影響水分入滲速率突峰的發生, (2) 影響水分入滲速率時間梯度 (time gradient of infiltration rate) 的緩急。

本研究發現, 土壤總孔隙度偏高者, 水分入滲歷程中發生入滲速率突峰的機會較高; 總孔隙度偏低者, 水分入滲速率突增或突降的幅度 (spike magnitude) 則遠小於總孔隙度偏高者, 如圖 7 所示。我們認為, 當異質土壤的總孔隙度偏低時, 水分除透過孔隙傳遞外, 亦藉由土壤顆粒表面的逐漸濕潤而朝較乾燥的土壤顆粒方向擴散; 既使土壤水分的完全傳遞需要經過 (1) 孔隙邊界的濕潤、(2) 孔隙邊界水膜的逐漸密合、(3) 孔

隙內空氣的逸出及取而代之的水入侵、(4) 孔隙管內水的連通等過程 (Warrick, 2003; Tuller and Or, 2001)。當土壤中的總孔隙度偏低時, 孔隙的連通能在短時間內快速達成, 使得土壤水分的傳遞受土壤基質 (soil matrix) 主導, 而孔隙管道的曲折度 (tortuosity) 成為水分入滲延時長短的控制因子之一 (Hillel, 1980), 以致水分入滲速率突峰現象相對較不明顯。

當土壤總孔隙度偏高時, 孔隙的連通程度對水分入滲的影響變得不可忽視, 此時, 土壤水分的傳遞受制於 (1) 孔隙邊界水膜逐漸密合時間的延長、(2) 孔隙內空氣逸出及取而代之水入侵以達填滿的孔隙體積增加、(3) 孔隙管道的曲折度降低。就孔隙管道曲折度而言, 一般認為, 總孔隙度愈低, 則管道的曲折度愈高 (Hillel, 1980)。此時, 孔隙邊界水膜逐漸密合時間的延長, 以及孔隙內空氣逸出、入侵水須填滿孔隙的量體增加, 成為水分入滲的主控因子。當入滲水嘗試滿足

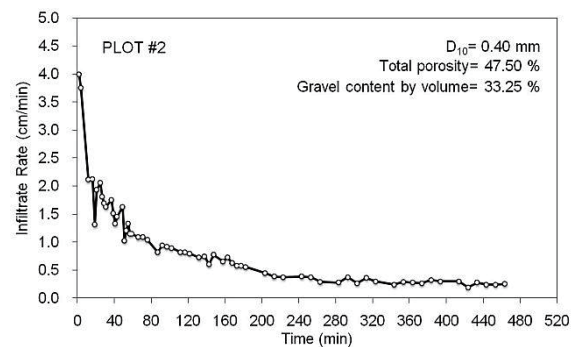


圖 6 高總孔隙度土壤之水分入滲歷程

Fig.6 Infiltration at high total porosity

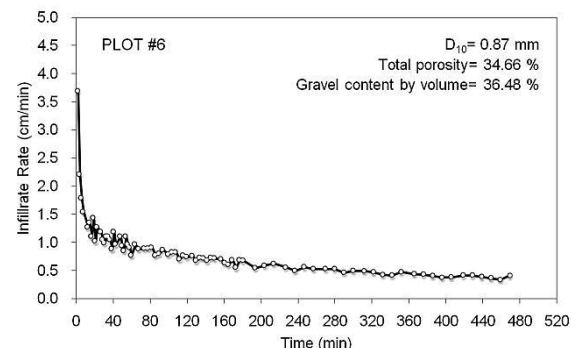


圖 7 低總孔隙度土壤之水分入滲歷程

Fig.7 Infiltration at low total porosity

該兩項因子時，入滲水與孔隙內空氣之間的交換，控制了入滲速率 (Tuller and Or, 2001)，使得水分入滲速率明顯變慢。當該二因子被滿足時，土壤水分的傳遞瞬間加速，以至於水分入滲速率突峰現象相對較明顯。

3. 礫石體積含量對土壤水分入滲的影響

本研究樣點之礫石體積含量範圍介於 19.06%~39.46%之間，由圖 8 及圖 9 可發現，礫石體積含量偏高者，土壤水分的入滲由初期的快速，逐漸朝穩定入滲趨近。反觀礫石體積含量偏低者，土壤基質控制了水分的入滲行為，使得水分入滲歷程於開始至田間試驗終止期間，均以較穩定的速率傳導土壤水分。

本研究將 12 個樣點的礫石體積含量與田間測定的飽和水力傳導度進行繪圖，如圖 10 所示。由圖中可發現，含礫土壤的飽和水力傳導度 (K_s) 與礫石體積含量 (Gcv) 間的相關性並不理想，意謂著土壤中因礫石的存在所產生的孔隙，以及圍繞礫石與孔隙間的土壤基

質，分別在水分入滲過程中扮演不同的角色，無法以單一變數來推估飽和水力傳導度。

若將圖 10 中的資料以礫石體積含量 30% 做為分界點，將礫石體積含量大於等於 30% 的資料點歸類成一族群 (以圓形資料點表示，以下稱為 A 族群)，而小於 30% 者為另一族群 (以方形資料點表示，以下稱為 B 族群)，並分別對飽和水力傳導度進行繪圖，同時分別標示最佳趨勢線時 (實線代表 A 族群; 虛線代表 B 族群)，則可自圖 11 中明顯看出，A 族群的礫石體積含量與飽和水力傳導度之間的相關性遠較 B 族群為佳，且呈現線性相關，相關係數達 0.7973。

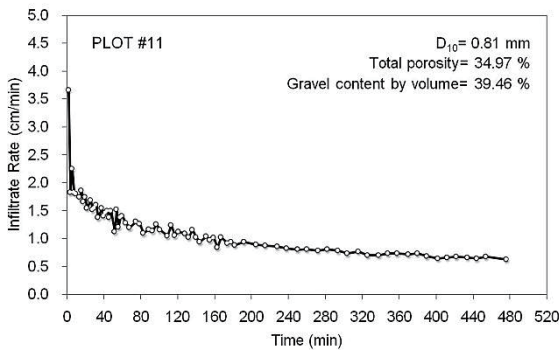


圖 8 高礫石含量土壤之水分入滲歷程
Fig.8 Infiltration at high gravel content

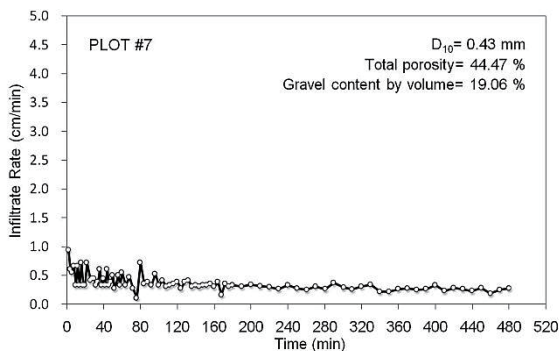


圖 9 低礫石含量土壤之水分入滲歷程
Fig.9 Infiltration at low gravel content

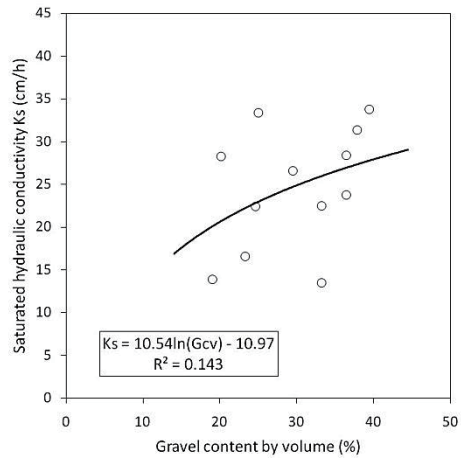


圖 10 礫石體積含量與飽和水力傳導度關係圖
Fig.10 General trend between gravel content and saturated hydraulic conductivity

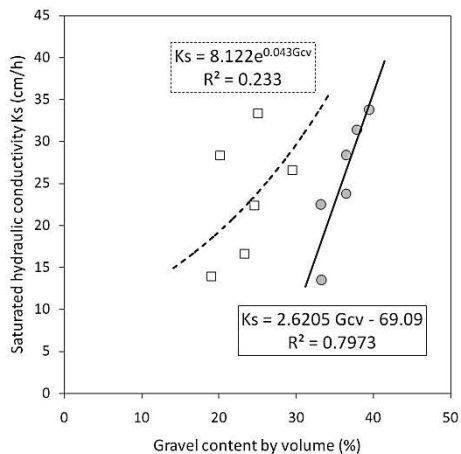


圖 11 依礫石體積含量分群後之礫石體積含量與飽和水力傳導度關係圖
Fig.11 Relationships between gravel content and saturated hydraulic conductivity after grouping by gravel content

本研究採用 30%礫石含量做為分群的分界，是因為田間試驗的結果顯示礫石體積含量與飽和水力傳導度之間無法用單一變數來表示，當採用 30%分群界線時，凡大於 30%礫石含量的資料點與飽和水力傳導度之間的相關性大幅提升。

本研究的結果與林俐玲等 (2004) 的室內重模試驗結果恰好相反。林俐玲等人經重模紅壤及黃壤，並於重模土樣中分別添加 5%及 15%的礫石後，於室內進行定水頭入滲試驗。其研究結果發現，紅壤的飽和水力傳導度隨著礫石含量的增加而降低，但黃壤於添加 5%礫石後的飽和水力傳導度反較對照組 (無礫石添加) 與添加 15%者為高。針對其研究結果，林俐玲等人推論可能由於黃壤之質地原屬砂粒含量較高的砂質壤土，少量的礫石取代原有的土壤，對其總體密度影響有限；而紅壤亦由於屬於坩質粘壤土，較易因為礫石的加入，將總體密度提高。

本研究認為，林俐玲等人重模試驗所添加的礫石含量至多只達 15%，而所測得的最大飽和水力傳導度僅 0.3295cm/h，遠小於本研究田間試驗所測得的 13.5cm/h。在有限的礫石添加量以及重模擾動之雙重影響下，林俐玲等人的研究結果應該與土壤基質主導水份入滲以及添加礫石對入滲影響甚微有關。

4. 土壤總孔隙度與飽和水力傳導度之關係

本研究循相同的分類方法，將 12 個樣點的總孔隙度與飽和水力傳導度進行 A、B 分群繪圖，其結果如

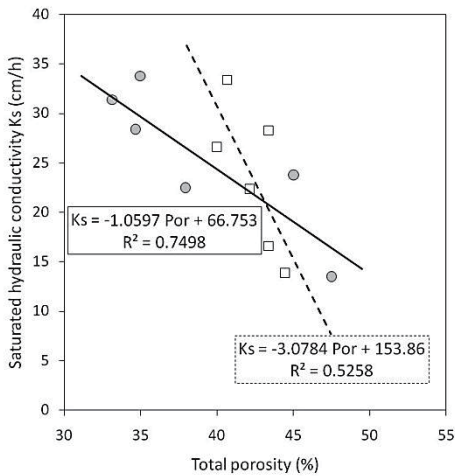


圖 12 依礫石體積含量分群後之總孔隙度與飽和水力傳導度關係圖

Fig.12 Relationships between total porosity and saturated hydraulic conductivity after grouping by gravel content

圖 12 所示。由圖中可看出，無論土壤中的礫石體積含量為何，其所對應的總孔隙度與飽和水力傳導度之間均呈現負相關；其中又以 A 族群 (礫石體積含量大於等於 30%族群) 的相關性最佳，相關係數達 0.7498。

圖 12 的結果同時反應出，當土壤的總孔隙度愈高時，其對於土壤水分的傳導愈不利。探究其原因，應當與前述影響土壤水分傳遞四大主控因子中的「(1) 孔

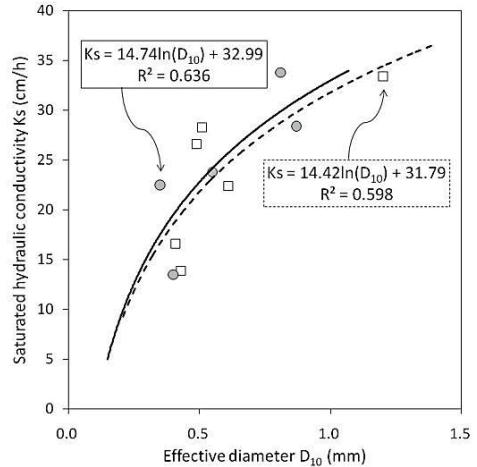


圖 13 依礫石體積含量分群後之有效粒徑與飽和水力傳導度關係圖

Fig.13 Relationships between effective diameter and saturated hydraulic conductivity after grouping by gravel content

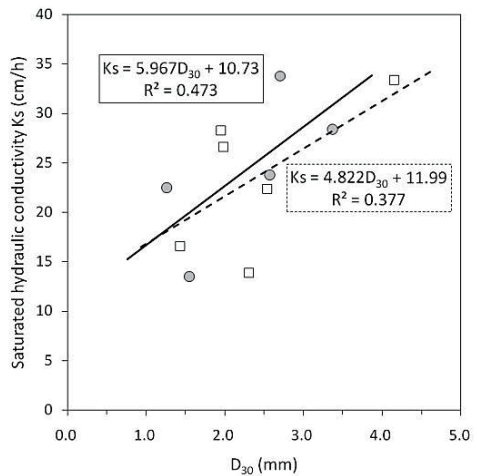


圖 14 依礫石體積含量分群後之 D30 與飽和水力傳導度關係圖

Fig.14 Relationships between D30 and saturated hydraulic conductivity after grouping by gravel content

隙邊界水膜逐漸密合時間的延長、(2) 孔隙內空氣逸出、取而代之的水入侵，以達填滿孔隙的量體增加」有關。除此之外，圖 12 亦顯現出 A、B 族群總孔隙度對土壤飽和水力傳導度的影響趨勢不盡相同；其中以 B 族群（礫石體積含量小於 30% 的土壤）之總孔隙度對土壤飽和水力傳導度的影響最大；亦即，當土壤中的總孔隙度以等幅度增加時，B 族群的飽和水力傳導度下降程度約為 A 族群的 1.57 倍。

5. 有效粒徑 D_{10} 及 D_{30} 與飽和水力傳導度之關係

工程應用上為了方便設計，曾有學者企圖利用有效粒徑 D_{10} 或土壤的粒徑分佈來推估含礫土壤的飽和水力傳導度 (Hazen, 1930; Alyamani and Şen, 1993; Uma, et al., 1989)，其中又以利用有效粒徑 D_{10} 推估土壤飽和水力傳導度最為方便。本研究依前述的 A、B 分群方式，分別將 A、B 族群的有效粒徑 D_{10} 及 D_{30} 與土壤飽和水力傳導度繪圖，如圖 13 及圖 14 所示。由圖中可看出，無論族群為何，有效粒徑 D_{10} 與飽和水力傳導度之間的相關性較 D_{30} 高。而且，無論土壤中礫石體積含量為何，其所對應的有效粒徑 D_{10} 對飽和水力傳導度的影響趨勢相當一致。

基於以上的討論，本研究認為，土壤樣本經機械分析之後，雖可以瞭解土壤的質地，但實際上，影響含礫土壤之飽和水力傳導度的因子應與(1) 土體內礫石體積含量百分比、(2) 總孔隙度，以及(3) 有效粒徑 D_{10} 相關；其中，飽和水力傳導度隨礫石體積含量百分比及有效粒徑 D_{10} 的增加而增加，但隨總孔隙度的增加而降低。據此，為考量實際應用的方便，本研究利用線性複迴歸分析，將田間試驗各樣點的資料在不分族群的前提下，找出含礫土壤飽和水力傳導度的推估方程式如下：

$$K_s = 43.585 + 0.026G_{cv} - 0.715P_{or} + 15.147D_{10}$$

其中， K_s 為飽和水力傳導度 (cm/h)、 G_{cv} 為礫石體積含量百分比 (%)、 P_{or} 為總孔隙度 (%)、 D_{10} 為土壤有效粒徑 (mm)。經 F 檢定，得 95% 信賴區間之顯著值為 0.0259，顯示上式所考量各影響因子與飽和水力傳導度之間存在確定的相關性。

四、結 論

本研究藉由田間單環入滲試驗，在不擾動土體結構的前提下，探討含礫土壤的水分入滲特性，並由

田間取樣，分析影響土壤飽和水力傳導度的可能因子。經田間入滲觀測發現，含礫土壤的水分入滲歷程中常出現入滲速率突峰的現象，該現象輔助說明了 Tuller et al. (1999) 所提出的裂隙閉鎖 (slit snap off) 與孔隙閉鎖 (pore snap off) 入滲行為的理論模式，而該入滲行為的最終表徵即為吾人所認知的遲滯現象 (hysteresis)。

在不擾動土壤結構且土體內礫石體積含量介於 19~40% 的條件下，本研究發現，凡土壤總孔隙度偏高者，發生入滲速率突峰的機會較高；反之，則發生入滲速率突增或突降的幅度遠小於總孔隙度偏高之土壤。本研究亦發現，無論土壤中的礫石體積含量為何，土壤總孔隙度與飽和水力傳導度之間呈現負相關。主要是因為當土體內的礫石含量超過 19% 以後，土壤基質主控水份入滲的優勢喪失，取而代之的為土壤中的粗孔隙度。

除此之外，由田間試驗資料顯示，當礫石體積含量超過 30% 以後，土壤的礫石體積含量與飽和水力傳導度之間呈現線性相關，相關係數達 0.7973。但當土壤中的礫石體積含量小於 30% 時，土壤的礫石體積含量與飽和水力傳導度之間相關性不高，相關係數僅 0.233。

若以實際應用的角度而言，土體 D_{30} 粒徑對含礫土壤飽和水力傳導度的影響趨勢反不及 Hazen (1930) 所提出的有效粒徑 D_{10} 來得一致。基於實務應用的方便性，本研究經 F 檢定獲得含礫土壤的飽和水力傳導度推估方程式，方程式中的影響因子包含：礫石體積含量百分比、總孔隙度，及有效粒徑 D_{10} ；其中，飽和水力傳導度隨礫石體積含量百分比及有效粒徑 D_{10} 的增加而增加，但隨總孔隙度的增加而降低。

五、誌 謝

感謝王建成、洪士良、莊俊豪、王敏安協助田間試驗，感謝國立屏東科技大學水土保持系提供田間試驗場地，使得本研究得以順利進行。

參考文獻

1. 王光志 (2006)，「土柱異質物對非飽和土壤水力特性影響之研究」，中國科技大學土木與防災應用科技研究所碩士論文。(Wang, H. C. (2006). The Influence of Local Heterogeneities on Soil Hydraulic Properties in Soil Column, Master thesis, China

- University of Technology, Taiwan, ROC. (in Chinese))
2. 吳嘉俊 (1998), 「礫石地之地表敷蓋次因子」, 中華水土保持學報, 29(4), 315-365。 (Wu, C.C. (1998). "Surface Cover Subfactor for Gravel-rich Surfaces." *Journal of Chinese Soil and Water Conservation*, 29(4), 315-365. (in Chinese))
 3. 林俐玲、游韋菁、蔡義誌 (2004), 「土壤中礫石含量對其飽和水力傳導度之影響」, 水土保持學報, 36(2), 157-168。 (Lin, L.L., You, W.C., and Tsai, Y.Z. (2004). "Effect of Gravel Content on Saturated Hydraulic Conductivity in Soil Column." *Journal of Soil and Water Conservation*, 36(2), 157-168. (in Chinese))
 4. 范正成、張于漢、吳明峰、徐名顯、楊智翔 (2006), 「石塊覆蓋對紋溝間土壤沖蝕及薄膜流流速之影響」, 九十五年度農業工程研討會, 台南市, 台灣, 890-901。 (Fan, J.C., Chang, Y.C., Wu, M.F., Hsu, M.H., and Yang, C.H. (2006). "Effects of Rock Fragments Cover on Interrill Soil Erosion and Its Sheet Flow Velocity." *Proceedings of the 2006 Agricultural Engineering*, Chinese Society of Agricultural Engineering, Tainan, Taiwan, 890-901. (in Chinese))
 5. 黃昭蓉 (2010), 「礫石地逕流係數與入滲現象之研究」, 國立屏東科技大學水土保持系碩士班碩士學位論文。 (Huang, C. J. (2010). *Runoff Coefficient and Infiltration Phenomenon for Gravel-rich Soil*, Master thesis, National Pingtung University of Science and Technology, Taiwan, ROC. (in Chinese))
 6. 黃國禎、江介倫、黃彥凱、邱宏彬、黃瀨瑩 (2009), 「老埤台地不同植生下土壤孔隙特性之研究」, 農業工程學報, 55(2), 81-94。 (Huang, K.C., Chiang, J.L., Huang, Y.K., Chiu, H.P., and Huang, C.Y. (2009). "A Study on Soil Pore Space Characteristic under Different Vegetation in Laopi Terrace." *Journal of Taiwan Agricultural Engineering*, 55(2), 81-94. (in Chinese))
 7. 黃懿慈 (2005), 「礫石含量影響土壤飽和水力傳導度之研究」, 國立中興大學水土保持系碩士班碩士學位論文。 (Huang, Y.T. (2005). *Effect of Gravel Content on Soil Saturated Hydraulic Conductivity*, Master thesis, National Chung Hsing University, Taiwan, ROC. (in Chinese))
 8. 萬鑫森 (1968), 「土壤水分及移動」, 水土保持學報, 1(1), 19-25。 (Wann, S.S. (1968). "Soil Water and Its Movement." *Journal of Soil and Water Conservation*, 1(1), 19-25. (in Chinese))
 9. 鄧屬予 (1996), 「台灣卵礫石層的地質背景」, 土工技術, 55, 5-24。 (Teng, L. S. (1996). "Geological Background of the Gravel Formations of Taiwan." *Sino-Geotechnics*, 55, 5-24. (in Chinese))
 10. Ahuja, L.R., Naney, J.W., Green, P.E., and Nielsen, D.R. (1984). "Macroporosity to characterize spatial variability of hydraulic conductivity and effects of land management." *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, 48, 699-702.
 11. Alyamani, M.S., and Şen, Z. (1993). "Determination of hydraulic conductivity from complete grain-size distribution curves." *Ground Water*, 31(4), 551-555.
 12. Bouwer, H., and Rice, R.C. (1984). "Hydraulic properties of stony vadose zones." *Ground Water*, 22(6), 696-705.
 13. Das, B.M. (2002). *Principles of Geotechnical Engineering*, 5th ed., Pacific Grove, CA.
 14. Elrick, D.E., Parkin, G.W., Reynolds, W.D., and Fallow, D.J. (1995). "Analysis of early-time and steady-state single ring infiltration under falling head conditions." *Water Resour. Res.*, 31, 1883-1893.
 15. Folk, R.L. (1954). "The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature." *Journal of Geology*, 62 (4), 344-359.
 16. Green, R.E., Ahuja, L.R., and Chong, S.K. (1986). "Hydraulic conductivity, diffusivity, and sorptivity of unsaturated soils: Field methods." In: A. Klute (ed.) *Methods of soil analysis. Part I*, 2nd ed. Agron. Monogr. 9. *ASA and SSSA, Madison, WI*, 771-798.
 17. Haldorsen, S., Jenssen, P.D., Kohler, J.C., and Myhr, E. (1983). "Some hydraulic properties of sandy-silty Norwegian tills." *Acta Geologica Hispanica*, 18 (314), 191-198.
 18. Hazen, A. (1930). "Water supply." *American Civil Engineers Handbook*. John Wiley & Sons, New York, NY., 1444-1518.
 19. Hillel, D. (1980). *Fundamentals of Soil Physics*. New York Academic Press.
 20. Mbagwu, J.S.C. (1995). "Saturated hydraulic conductivity in relation to physical properties of soils in the Nsukka Plains, southeastern Nigeria." *Geoderma*, 68, 51-66.
 21. Mehuys, G.R., Stolzy, L.H., Letey, J., and Weeks, L.V. (1975). "Effect of stones on the hydraulic conductivity of relatively dry desert soils." *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 39, 37-42.

22. Or, D., and Tuller, M. (1999). "Liquid retention and interfacial area in variably saturated porous media: upscaling from single-pore to sample-scale model." *Water Resour. Res.*, 35, 3591-3605.
 23. Or, D., and Tuller, M. (2000). "Flow in unsaturated fractured porous media: hydraulic conductivity of rough surface." *Water Resour. Res.*, 36, 1165-1177.
 24. Reynolds, W.D., and Elrick, D.E. (1990). "Ponded infiltration from a single ring: I. Analysis of steady state flow." *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54, 1233-1241.
 25. Tuller, M., Or, D., and Dudley, L.M. (1999). "Adsorption and capillary condensation in porous media: liquid retention and interfacial configuration in angular pores." *Water Resour. Res.*, 35, 1949-1964.
 26. Tuller, M., and Or, D. (2001). "Hydraulic conductivity of variably saturated porous media. Film and corner flow in angular pore space." *Water Resour. Res.*, 37, 1257-1276.
 27. Uma, K.O., Egboka, B.C.E., and Onuoha, K.M. (1989). "New statistical grain-size method for evaluating the hydraulic conductivity of sandy aquifers." *J. Hydrol.*, 108, 343-366.
 28. Warrick, A.W. (2003). *Soil Water Dynamics*. Oxford University Press.
 29. Wu, L., Pan, L., Mitchell, J., and Sanden, B. (1999). "Measuring saturated hydraulic conductivity using a generalized solution for single-ring infiltrometers." *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 63, 788-792.
-
- 2011年02月02日 收稿
2011年07月29日 修正
2011年08月31日 接受
- (本文開放討論至 2012年9月30日)