

不同土地利用下土壤飽和水力傳導度與粗孔隙之探討

林俐玲⁽¹⁾ 蘇煒哲⁽²⁾ 蔡義誌⁽³⁾

摘要

本研究主要是以 Guelph 滲透計於野外不同土地利用下分別進行飽和水力傳導度試驗。並於現地採集未擾動土樣帶回室內進行實驗，比較二者之關係；結果顯示野外試驗土地利用為林地時水力傳導度為最大，裸露區為最小。與室內實驗相比較時，兩者間並無較為明顯之關係存在，且室內實驗因可達到完全飽和其水力傳導度普遍大於野外值。水力傳導度與土壤粗孔隙率呈現粗孔隙率越高則水力傳導度相對較高之關係。因此，雖然無法由室內實驗直接推求野外之飽和水力傳導度，卻可經由總體密度、顆粒密度及田間含水量求出粗孔隙率簡單判定水力傳導度之相對大小。

(**關鍵詞**：Guelph 滲透計、飽和水力傳導度、土地利用、粗孔隙率)

Soil Saturated Hydraulic Conductivity and Macroporosity under Different Landuses

Li-Ling Lin⁽¹⁾, Wei-Zhe Su⁽²⁾, Yi-Zhih Tsai⁽³⁾

Professor⁽¹⁾ and Graduate Student⁽²⁾⁽³⁾, Department of Soil and Water Conservation,
National Chung-Hsing University, Taichung, Taiwan 402. R.O.C.

ABSTRACT

This study investigated the soil saturated hydraulic conductivity by Guelph permeameter in the field under different landuses. Laboratory measurements of saturated hydraulic conductivity was conducted by undisturbed soil samples carried from field. The results show that the forest land has higher saturated hydraulic conductivity than the bare land. There is no comparatively obvious relation between experiments in the field and the laboratory for soil hydraulic conductivity. However, the laboratory experiment may achieve the completely saturated condition. This result in higher saturated hydraulic conductivity is generally higher than the field experiment. Moreover, the higher macroporosity is, the better saturated hydraulic conductivity is. Therefore, we can't estimate

(1)國立中興大學水土保持學系教授

(2)國立中興大學水土保持學系碩士班研究生

(3)國立中興大學水土保持學系博士班研究生

saturated hydraulic conductivity can not be estimated in the field directly from the laboratory experiment data. However the bulk density, the particle density and field capacity can be used to estimate macroporosity and simply determine the relative trend of saturated hydraulic conductivity.

(**Keywords:** Guelph Permeameter, Saturated Hydraulic Conductivity, Landuses, Macroporosity)

前言

台灣地層性質複雜多變且常因開發之工程而破壞原有之地貌、土壤結構，將原本透水良好的植生覆蓋表面破壞，造成地表水分入滲量減少，因此利用現地試驗量測土層水力傳導度更顯得重要。在不同地表情況下，會因裂縫、孔隙分佈情況、植生狀況等情況，造成水力傳導度有明顯的差異性。Duley(1937)認為因水流經地表之作用而形成之緊密不透水層，或因乾旱引起之裂縫或因作物之遮蔭而減少乾裂作用等均能影響土壤之入滲率。一般而言，具有良好覆蓋之土壤，一則可使土壤避免雨點之直接打擊，二則可有較長但較均勻之入滲時間，而使土壤具有較高之入滲容量。

土壤內部性質也是決定土壤水分向下移動之速率的重要因子。徐玉標、吳銘塘(1968)認為入滲率之大小最重要乃決定於土壤之質地和構造，尤其是決定於土壤構造在大團粒之間的孔隙大小和數量，即粗孔隙量之多寡。在粗孔隙中，水分之移動主要是受重力之影響。有些土壤之平均孔隙雖然極小，但經絮聚(Flocculation)後，由於土壤之細粒結合成較大團粒，因而形成許多大孔隙，使水分之入滲順暢無阻。萬鑫森(1968)指出土粒之大小、排列方式影響水力傳導度甚大。當

土壤總體密度在 1.4g/cm³ 或 1.5 g/cm³ 以上時，飽和水分移動之速度會變慢。而土壤的總孔隙率(total porosity)減少，不會使水力傳導度變小，而粗孔隙(macropores)的減少才會使水力傳導度變小。Ahuja et al.(1984)提出飽和水力傳導度與有效孔隙之關係：

$$K_s = B\varphi_e^n \dots\dots\dots(1)$$

其中

K_s ：飽和水力傳導度(cm/sec)

φ_e ：有效孔隙度=全部孔隙在-33K Pa 張力下之體積水分含量。

B 和 n：經驗常數

影響粗孔隙多寡的原因為土壤礫石含量，國外已有多位學者對含礫石之土壤進行飽和水力傳導度之試驗。當礫石含量在 50% 以下，礫石間之空隙大致能被粘土填滿時，其滲透係數則隨孔隙比之減小而減少，如礫石之含量在 50%以上，粘土含量不能完全充滿礫石間之孔隙時，其滲透係數則不隨孔隙比之減小而減少，而隨礫石含量之增加而增大。黃懿慈(2005)指出礫石體積含量介於 0%~10%時，少量的礫石增加了粗孔隙之數量，其影響度遠大於礫石加入所減少的孔隙度，導致礫石含量增加時，飽和水力傳導度隨之增高。

現地量測土層水力傳導度方法中，以滲漏筒法和 Guelph 滲透計法最常使用，但考慮

操作簡單與否、供水問題和試驗操作時間等，以 Guelph 滲透計法較為方便快捷(林俐玲, 1999)。而 Guelph 滲透計之最終入滲率可視為飽和時的水力傳導度，本研究之目的為比較利用 Guelph 滲透計推估現地不同地表狀況下飽和水力傳導度，並與室內實驗進行比較(林俐玲等, 2004)。

實驗原理

(一) Guelph 滲透計操作原理

Guelph Permeameter 採用雙管裝置，內管為細壓克力管，用於控制水頭，外管為供給測量時所需之水分；內管底部有活動式活塞，開始量測時往上移動後，管內所儲存之水將流出，並且利用 Mariotte 虹吸原理控制水頭，依照活塞移動距離決定水頭高低。並依照實驗地點之土壤類型、地表下狀況、管內冒泡速度等因素決定使用內管量測或內外管合用，將儀器組裝後置於事先挖好之圓形土孔中，分別拉高水頭 5 公分與 10 公分，測其最終穩定流速。Guelph Permeameter 量測之範圍於 $10^{-2} \sim 10^{-6} \text{cm/s}$ 之間 (Soilmoisture Corp, 1986)。

水分於土壤中移動受到三種力量影響：

(1) 垂直靜水壓力(vertical hydrostatic pressure)；(2) 地心引力(gravitational force)；(3) 毛細管力(capillarity force)。假設此三種力量影響的水分分別為 QV、QG、QC，則水分總滲透量 Qt 為：

$$Q_t = Q_V + Q_G + Q_C \quad (2)$$

根據 Richards' 公式，上式可轉換為下列方程式表示：

$$Q_t = \frac{2\pi H^2}{C} K_{fs} + \pi r^2 K_{fs} + \frac{2\pi H}{C} \phi_m \quad \dots\dots\dots(3)$$

式中：Qt 為總滲透量(cm^3/s)；H 為水頭高(cm)；r 為土孔半徑(cm)；Kfs 為野外土壤水力傳導度(cm/s)； ϕ_m 為基質流束勢能(cm^2/s)；C 為形狀係數，無單位，可由土壤質地與 H/a 關係圖中(圖 1)查得(Reynolds and Elrick, 1985)。

經兩次不同水頭高重複量測後，可算出田間飽和土壤水力傳導度(K_{fs})，此方法為雙水頭量測法。兩次量測分別可得：

$$Q_{t1} = \frac{2\pi H_1^2}{C_1} K_{fs} + \pi r^2 K_{fs} + \frac{2\pi H_1}{C_1} \phi_m \quad \dots\dots\dots(4)$$

$$Q_{t2} = \frac{2\pi H_2^2}{C_2} K_{fs} + \pi r^2 K_{fs} + \frac{2\pi H_2}{C_2} \phi_m \quad \dots\dots\dots(5)$$

將上二式進行方程式解，如此可求得土壤水力傳導度：

$$K_{fs} = G_2 Q_2 - G_1 Q_1 \quad (6)$$

其中

$$G_2 = \frac{H_1 C_2}{\pi [2 H_1 H_2 (H_2 - H_1) + \gamma^2 (H_1 C_2 - H_2 C_1)]} \quad \dots\dots\dots(7)$$

$$G_1 = G_2 \frac{H_2 C_1}{H_1 C_2} \quad (8)$$

研究試區與方法

Guelph Permeameter 之裝置詳如圖 2
鄒天練(1996)。

(二) 室內飽和水力傳導度量測

於實驗室內使用根據 Darcy 定律設計出定水頭的室內量測儀器如圖 3，量測飽和水力傳導度。由此儀器測得出水流量(Q)、水頭差(ΔH)，並和已知的土柱截面積(A)、土柱厚度(L)代入公式即可求出飽和水力傳導度(K_s ，單位：m/day)。

$$K_s = \frac{Q \times L}{\Delta H \times A} \quad (9)$$

式中：

K_s ：飽和水力傳導度(m/day)。

Q：流出的出水流量(m³/day)，

$Q = V_{(\text{出水體積})} / t_{(\text{時間})}$ 。

L：土柱厚度(m)。

A：土柱截面積(m²)。

ΔH ：水力頭差(m)。

本實驗選取中部三縣市，不同土壤性質不同土地利用下之試區進行試驗，並採集土樣帶回實驗室進行土壤質地、顆粒密度、有機質、田間含水量、總體密度、團粒穩定度(林俐玲，1996)及室內飽和水力傳導度實驗。樣區之現況與環境特性分述如下：

(1)苗栗三義地區此地區為三義火炎山自然保留區，全區喬木高聳地表有草類覆蓋，礫石含量偏高；土壤質地經分析為壤質砂土。(2)台中后里地區此地區為正在施工之工地，全區完全裸露無任何灌木或喬木，植生狀況極為不良；坡度平緩全區皆為紅壤分佈。(3)南投草屯風水坪地區此地區位於風水坪水土保持戶外教室內，由於此區土地利用種類較多，因此分別於農耕地、林地、草地進行野外實驗。其中，農耕地分別選擇地表經耕犁處理過呈現裸露狀態的裸露地，以及種植芋頭的農耕地，進行實驗。(4)南投九份二山因此區已規劃為地震國家公園，故於本地區選擇觀景台旁之堆積平台處及區內未受震災崩塌的雜木林處進行調查。

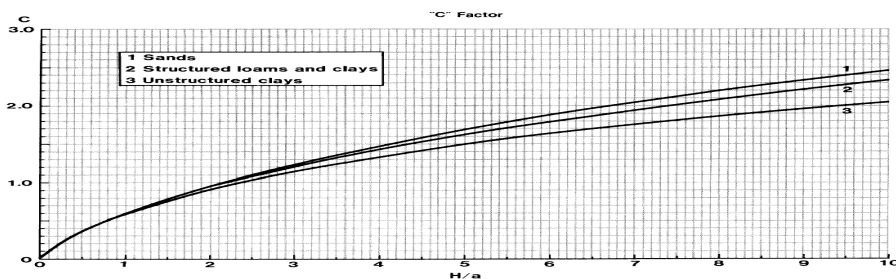


圖 1. C-Factor (土壤質地與 H/a 之關係圖)

Figure 1. C-Factor.

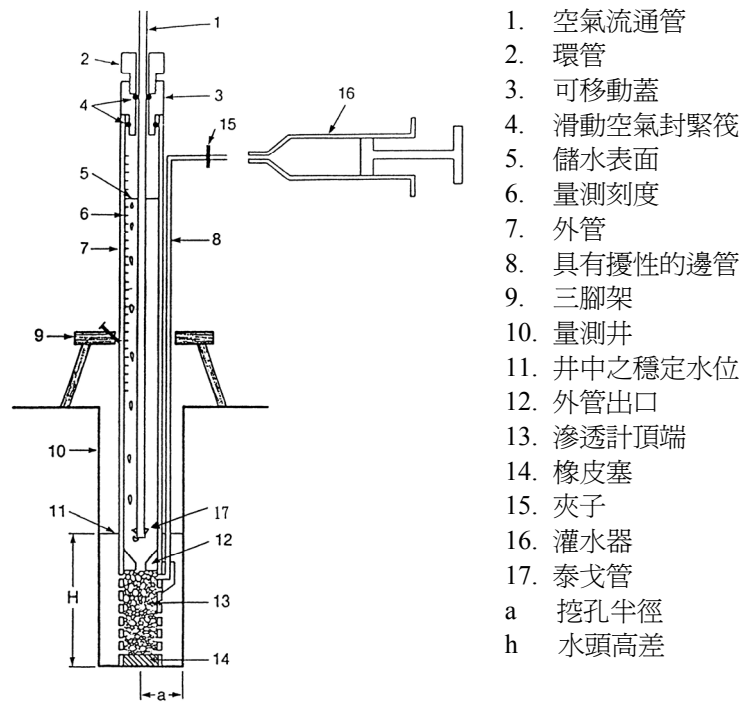


圖 2 . Guelph 土壤水分滲透計之裝置 (Soil Moisture Corp, Model 2800K1)

Figure 2 . The device of Guelph.

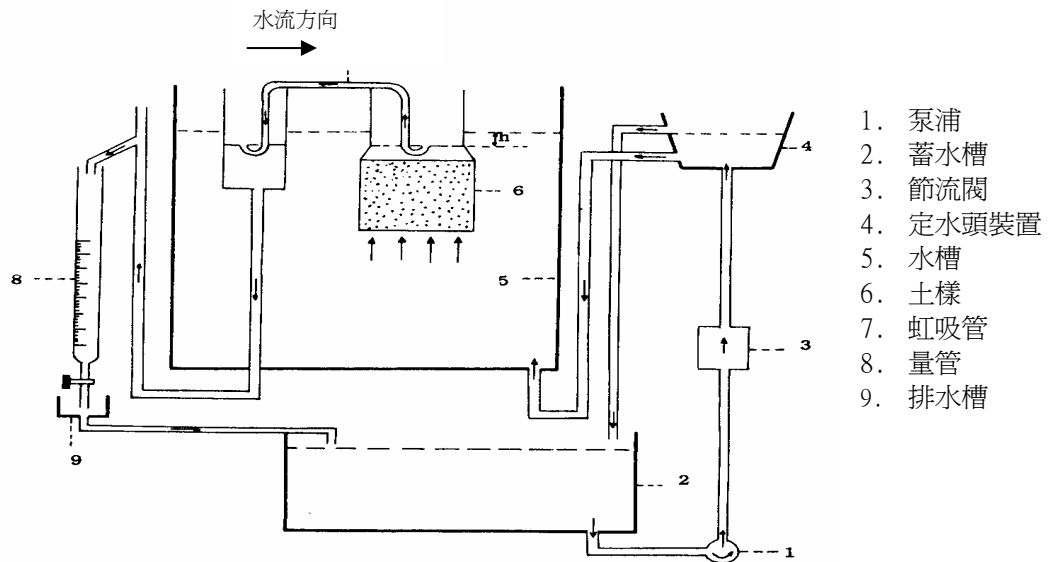


圖 3 . 水力傳導度儀器運作原理

Figure 3 . The theorem of hydraulic conductivity instrument

野外滲透試驗於不同之地區各選取 2~3 個樣點，再以直徑 6 公分的土鑽挖 20 公分深的土孔，以細刷、整土器清除土孔內壁與底部，避免因小土粒阻塞孔隙造成實驗誤差。再將 Guelph 滲透計裝滿水後置入土孔中，以雙水頭量測法測量土壤之水力傳導度，進行量測兩水頭的最終流速 R_1 、 R_2 (cm/s)。每組滲透計上分別紀錄著其管內之斷面積，再與流速 R_1 、 R_2 相乘，可得流量 Q_1 、 Q_2 (cm³/s)，代入方程式(6)可求得土壤水力傳導度 K_{fs} 。此外，並於現地利用長 5.6 公分、直徑 4.8 公分之金屬管採集土樣，取回實驗室內進行飽和水力傳導度之實驗。用於比較兩者之差異。

結果與討論

利用 Guelph 滲透計現地試驗和室內飽和水力傳導度試驗分析結果如表 1 所示，由於九份二山堆積平台礫石含量過高無法順利採集金屬管，因此缺少室內實驗數據。將現地採集之土樣經風乾與過篩處理後，於實驗室內進行各項土壤基本理化性質試驗，其土壤基本物理性質如表 2 與表 3。由於風水坪裸露區與種植芋頭區域較為接近，因此以農耕地之土壤性質代表兩區，文中並未列出芋頭區之土壤基本理化性質，僅針對不同土地利用下，探討兩區之飽和水力傳導度是否有差異存在。

(一)土壤基本理化性質分析

由表 2 與表 3 可以得知，試區質地大多屬於壤土，總體密度多分佈在 1.21~1.69 g·cm⁻³ 之間，顆粒密度介於 2.46~2.67 g·cm⁻³ 之間，總體密度最高者為風水坪草

地，此乃因人為踐踏和農耕機具通行，造成土壤夯實所致。土壤團粒幾何平均粒徑以風水坪農耕地 0.08 mm 為最小值，表示其土壤團粒化程度極低，造成原因推測為反覆耕犁之結果。有機質以土地利用為林地時，由於植生狀況蔥鬱所以地表有機質含量較高，而后里地區為一正在施工之地區，全區裸露無植生覆蓋，因此土壤有機質含量偏低，測值為 0.58%。各調查樣區之孔隙率均介於 0.43~0.53 之間，唯有風水坪草地因人為活動造成土壤夯實，以致孔隙率較小，僅有 0.32。

(二)野外 Guelph 滲透實驗

在不同土地利用下，九份二山堆積平台的飽和水力傳導度為最高，由於此區土壤礫石含量過高，使得細顆粒無法填滿礫石間的孔隙，造成其粗孔隙變多，使水分能快速的移動，故其水力傳導度為所有測值中最大。其餘土地利用中，以九份二山雜木林的飽和水力傳導度較大為 4.95×10^{-3} cm/s，風水坪草地次之為 1.96×10^{-4} cm/s，風水坪裸露區最小為 1.6×10^{-5} cm/s。

而三義林地和九份二山雜木林的總體密度小且孔隙普遍率較大，再者粗孔隙率也較高，因此水分移動之速度也較快，所測得之飽和水力傳導度也較大，以總體密度及孔隙率而言，風水坪裸露區及后里地區總體密度大孔隙率小，且后里地區土壤質地為黏質壤土水分移動速度也會較慢，而風水坪裸露區雖然各項土壤性質介於中間值，但此區域經過反覆耕犁後使得土壤之孔隙產生較多的不連續面，水分之移動也會相對的較慢，因此所測得之飽和水力傳導度也較小。而風水坪草地因人為的影響使土壤夯實，造成土壤總體密度極高孔隙率低之情形，其飽和水力傳

導度也較慢。

由表 2 之土壤性質也可看出，飽和水力傳導度高的地區，其有機質含量也較高，因

為有機質會增加團粒化的情形，也會影響土壤之總體密度及土壤團粒幾何平均粒徑的值，使得總體密度變小孔隙率上升，進而改變水分移動之速度。

表 1 . 各處理之飽和水力傳導度比較

Table 1 . The comparsion of saturated hydraulic by different treatment.

試驗樣區	試區土地利用	Guelph 滲透計法(cm/s)	室內實驗(cm/s)
苗栗三義地區	林地	1.04×10^{-3}	1.08×10^{-1}
台中后里地區	非農業用地(建築區)	3.8×10^{-5}	3.5×10^{-3}
南投草屯風水坪農耕地#1	農耕地(裸露)	1.6×10^{-5}	1.29×10^{-4}
南投草屯風水坪農耕地#2	農耕地	1.5×10^{-4}	1.28×10^{-4}
南投草屯風水坪草地	草地	1.96×10^{-4}	1.15×10^{-4}
南投草屯風水坪林地	林地	3.38×10^{-3}	8.56×10^{-4}
九份二山堆積平台	草地	4.95×10^{-3}	---
九份二山雜木林	林地	1.78×10^{-3}	4.82×10^{-3}

表 2 . 土壤理化性質

Table 2 . The soil properties

採樣地點	有機質含量 (%)	總體密度 ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	顆粒密度 ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	孔隙率 (%)	田間容水量 (%)	粗孔隙率 (%)	土壤團粒幾何平均粒徑 $D_{50}(\text{mm})$
苗栗三義地區	2.74	1.21	2.58	53.10	13.80	39.30	>2
台中后里地區	0.58	1.45	2.61	44.44	33.02	11.43	0.21
南投草屯風水坪農耕地#1	1.35	1.52	2.67	43.07	21.84	21.23	0.08
南投草屯風水坪草地	1.11	1.69	2.46	31.30	30.71	0.59	0.14
南投草屯風水坪林地	2.79	1.26	2.63	52.09	26.34	25.75	0.47
九份二山堆積平台	1.78	1.39	2.70	48.52	8.82	39.69	>2
九份二山雜木林	2.75	1.37	2.53	45.85	22.51	23.34	1.9

表 3 . 土壤質地

Table 3 . The soil texture of the experimental fields.

採樣地點	砂粒 含量 (%)	粉粒 含量 (%)	黏粒 含量 (%)	質地
苗栗三義地區	76.35	23.65	0.00	壤質砂土
台中后里地區	32.37	41.76	25.97	黏質壤土
南投草屯風水坪農耕地#1	67.01	31.27	1.72	砂質壤土
南投草屯風水坪草地	56.95	30.20	12.85	砂質壤土
南投草屯風水坪林地	45.08	43.65	11.27	壤土
九份二山堆積平台	78.850	18.322	2.828	壤質砂土
九份二山雜木林	42.062	45.852	12.087	壤土

(三)野外與室內實驗之水力傳導度比較

由野外與室內實驗之比較結果可知，室內實驗之飽和水力傳導度普遍大於相同地區之野外值，推究其原因可能為野外試驗無法達到真正的飽和，而室內實驗則可以向上飽和之方式緩慢達到完全飽和狀態，且野外試驗為地表下 20 公分深的土孔與金屬管僅採集由地表下往下 5 公分深之土壤，其結構、孔隙分佈皆不相同，兩者無法於相同的立地條件下進行比較，因此於本實驗中無法明顯看出兩者之相關性存在。此外，利用 Guelph 滲透計與室內實驗為不同之儀器，也可能為導致兩者實驗結果有差異之原因，Guelph 滲透計所求取的飽和水力傳導度是地表下 15 cm 處，其方向性是三維的，且深層之土壤結構不易被破壞，所求出之飽和水力傳導度較穩定，也較易找出其規律性。金屬管法採土環時易連同石礫一併攪回，在做 K 值測定時，產生優勢流，使得測值大增，產生不合理的狀況。Guelph 滲透計受限於儀器之使用條件，若現地礫石含量過高，則會無法順

利鑽孔必須選擇新的地點，因此試驗地點的礫石含量將會侷限於某些範圍之內，而改變了現地之條件。金屬管法一樣會受限於礫石含量的多寡對於現地礫石含量過高時，金屬鋼環無法順利打入土壤中，兩者皆存在無法求得高礫石含量下之水力傳導度之問題。

(四)水力傳導度與土壤孔隙之關係

Mbagwu(1995)提出飽和水力傳導度與總體密度成反比之關係；而本實驗之水力傳導度與總體密度之關係如圖 4 所示，在本實驗中其相關性與 Mbagwu 之研究差異頗大，水力傳導度與總體密度無明顯的負相關，故本研究改討論粗孔隙率與水力傳導度之關係。

而影響飽和水力傳導度之因子並非土壤之總孔隙率而是粗孔隙率，因此於圖 5 中並無任何規律性，將孔隙率扣除田間含水量可得粗孔隙率如圖 6 所示，可看出水力傳導度與土壤粗孔隙率呈現粗孔隙率越高則水力傳導度相對較高之趨勢存在，證明粗孔隙的確

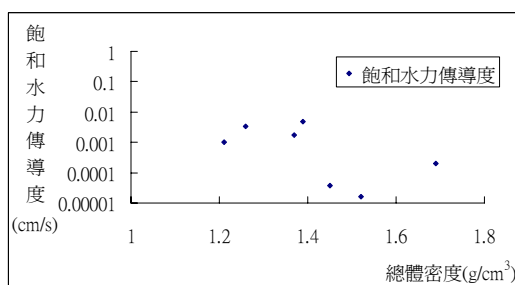


圖 4. 飽和水力傳導度與總體密度關係圖
Figure 4. Saturated hydraulic conductivity of soil with different bulk density.

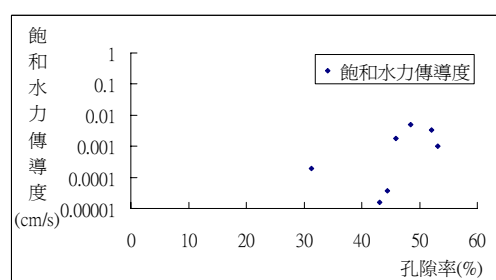


圖 5. 飽和水力傳導度與孔隙率關係圖
Figure 5. Saturated hydraulic conductivity of soil with different porosity.

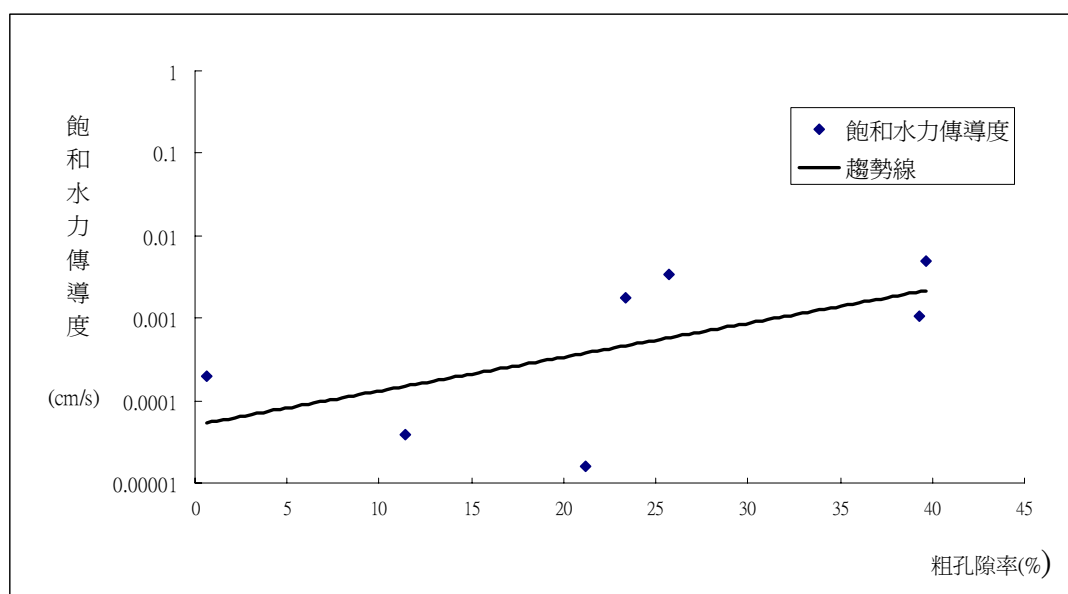


圖 6. 飽和水力傳導度與粗孔隙率關係圖
Figure 6. Saturated hydraulic conductivity of soil with different macroporosity

為影響飽和水力傳導度之因子之一。但風水坪裸露區因人為耕犁，破壞了土壤本身之孔隙分佈，雖然粗孔隙百分比不低，但因為土壤孔隙分佈不均，產生較多不連續孔徑，因此增加了水分移動的路徑，降低水力傳導度。由野外實驗利用 Ahuja *et al.* (1984) 提出飽

和水力傳導度與有效孔隙之關係可迴歸出如下之公式：

$$K_s = 0.001277\varphi_e^{0.5407}$$

其中

K_s ：飽和水力傳導度(cm/sec)

φ_e ：有效孔隙度=全部孔隙在-33K Pa 張力下之體積水分含量。

結論與建議

要求取野外水力傳導度，可利用 Guelph 滲透計量測所需的時間較短且用水量較少之優點，所以較適合利用於偏遠且水源缺乏的地區。在不同的土地利用下，各項人為活動將會擾動土壤，地表一經擾動，土壤之總體密度、結構、孔隙率、水力傳導度等物理性質隨之變化，因此各樣區之飽和水力傳導度皆有差異，一般多為總體密度小粗孔隙率越高的地區飽和水力傳導度越大。在本實驗中結果顯示，土地利用為林地時水力傳導度為最大，裸露區為最小。在現地之試驗中，金屬鋼環與土壤滲透計皆受限於儀器之條件，在礫石含量高之地點無法求得飽和水力傳導度。且因兩者之儀器不相同無法得到明顯之相關性，但野外 Guelph 滲透計其量測方向為三維之變化加上是量測較深層之土壤，故其飽和水力傳導度較有規律性，而室內實驗無法判斷其規律性，雖然無法有效的由室內實驗推求野外飽和水力傳導度，卻可經由總體密度、顆粒密度及田間容水量求出粗孔隙率簡單判定水力傳導度之相對大小。

參考文獻

1. 林俐玲 編著，(1996) 土壤物理學實習手冊。
2. 林俐玲，(1999) 田間飽和水力傳導度量測方法之比較，中華水土保持學報 30 (3)：235-239。
3. 林俐玲、王永琦、蔡義誌 (2004) 地表處理對土壤飽和水力傳導度之影響，坡地防災學報 3(1)：29-37
4. 徐玉標、吳銘塘，(1968) 土壤入滲率之測定。科學農業 16(1-2)：57-62。
5. 萬鑫森，(1968) 土壤水分及其移動，水土保持學報 1：19-25。
6. 黃懿慈，(2005) 礫石含量影響土壤飽和水力傳導度之影響，水土保持學報 37(1)：99-112。
7. 鄒天練、鄭皆達，(1996) Guelph 土壤水分傳導與滲透計之操作原理及應用，水土保持學報 27(2)：95-103。
8. Ahuja, L.R., J.W. Naney, P.E. Green, and D.R. Nielsen. (1984) Macroporosity to characterize spatial variability of hydraulic conductivity and effects of land management. Soil. Sci. Soc. Am. J. 48:699-702.
9. Duley, F.L. (1939) Surface factors affecting the rate of intake of water by soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc.:460-464.
10. 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.

97 年 3 月 10 日 收稿

97 年 3 月 30 日 修改

97 年 4 月 8 日 接受