

黏質土壤之紋溝發展與土砂產出量推估

陳秋翰* 吳嘉俊

摘要 過去紋溝發展研究的試驗土壤大多使用砂質坩土或壤土，較少針對黏質土壤進行紋溝發育機制的研究。由於黏質土壤的物理性質與其他類型土壤差異極大，故本研究以人工降雨的方式，對重模黏質土壤進行沖蝕試驗，以瞭解坡度、土壤體積水分含量對於紋溝發展、溝頭向源侵蝕速率，以及土砂產出量的影響。本研究同時利用高解析雷射地形掃描，協助分析泥砂遞移率，更利用多元迴歸分析，獲得黏質土壤之紋溝沖蝕的單位面積泥砂產出量推估公式。

關鍵詞：紋溝發展、黏質土壤、向源侵蝕速率、土壤體積含水量、泥砂遞移率。

Rill Evolution Processes and Sediment Yield Estimations of Clayey Soil

Chiu-Han Chen* Chia-Chun Wu

ABSTRACT Sandy silt or loam has been used in previous rill erosion research. Nevertheless, few studies have investigated rill development and erosion mechanics in clayey soil. The physical properties of clayey soil differ substantially from those of other types of soils. Therefore, this study employed rainfall simulations to conduct experiments on remolded clayey soil to investigate the effects of slope and volumetric soil water contents on rill evolution, headward retreat rate, and sediment yield. Additionally, this study utilized high-resolution laser topographic scanning to analyze sediment delivery ratios. An equation for estimating the unit-area rill erosion sediment yield of clayey soils was derived using multiple regression analysis.

Key Words: Rill evolution, clayey soil, headward retreat rate, volumetric soil water content, sediment delivery ratio.

一、緒 論

土壤沖蝕 (Soil Erosion) 係指土壤受外力作用所產生一連串的分離 (Detachment)、運移 (Transportation)，最終沉積 (Deposition) 於地表的過程。造成土壤沖蝕的外力包含：降水、風、重力、溫度變化、地震與生物活動，各外力各有其發生的頻率、條件及影響規模，就降水所造成的水蝕 (Water Erosion) 而言，其所產生的影響與吾人生活息息相關的農業使用或非農業開發行為關係較為密切。

水蝕源自於降雨對裸露地表所造成的侵蝕作用，稱為飛濺沖蝕 (Splash Erosion) 或稱為紋溝間沖蝕 (Interrill Erosion)，為土壤沖蝕的第一個階段。飛濺沖蝕不僅與雨滴大小與體積 (Bisal 1960)、落下速度 (Ellison, 1944)、降雨強度 (Ting et al., 2008)、降雨量 (Kinnell, 2005) 及動能 (Fernández-Raga et al., 2011) 有關外，還受到土壤沖蝕性 (Soil Erodibility) 的影響 (Saedi et al. 2016)。

紋溝 (Rill) 為地表逕流產生後後續的沖蝕現象，其特徵為一細小且臨時的水流流路。地表逕流由紋溝溝岸匯入，衍生出深度通常在 1 cm 以內的紋溝，溝內的水力沖蝕 (Hydraulic Erosion) 非常活躍，使得紋溝扮演著額外土砂來源與

水砂輸送路徑的雙重角色，進而在短時間內發展出多樣的地形 (Nearing et al., 1997)。就土壤沖蝕的過程而言，紋溝沖蝕啟動了較飛濺沖蝕明顯的土砂運移作用。

紋溝沖蝕 (Rill Erosion) 及其發育的研究，為紋溝沖蝕從定性現象的描述進入定量推估的一個重要歷程。Govers (1992) 的實驗結果顯示，紋溝沖蝕的規模至少比紋溝間沖蝕高了一個層次。Herweg (1996) 根據紋溝深度，將紋溝歸納為四類，小或淺 (≤ 15 cm)、中 (16 至 30 cm)、大 (31 至 45 cm) 和極大 (≥ 46 cm)。Casali et al. (1999) 觀察紋溝沖蝕現象並提出蝕溝發展的主因為降雨所產生的逕流。Nearing et al. (1997) 根據實驗觀察提出一個假說，臆測當紋溝發生時，侵蝕過程讓溝頭快速下切，溝床產生多樣的型態樣貌，使得地表逕流流速下降，最後超越坡度對逕流流速的影響。依據實驗結果 Nearing et al. (1997) 認為，紋溝內的單寬流量及河川功率 (Stream Power) 分別可用於預測紋溝內水流流速與土砂產量的最佳參數。實驗中也發現，紋溝的沖蝕體積隨著沿程距離而減少，Nearing et al. (1997) 認為，當沖蝕體積逐漸變小時，代表紋溝內的水流逐漸達到輸砂容量 (Transport Capacity)。

陳俊杰等 (2013) 採用壤土及黃綿土進行不同降雨強度

及坡度的實驗，實驗中觀察到，無論降雨強度高低，紋溝都呈現部份發育。隨著坡度增加，部份紋溝溝壁開始出現崩塌現象，同時，坡度的增加降低了土壤的穩定性以及土壤抗蝕能力的減弱。黃綿土的紋溝發育與壤土完全不同，紋溝呈現較寬的樹枝狀，紋溝長度及密度都不如壤土。作者認為，紋溝形成後，影響坡面侵蝕速率的主要因素應為土壤本身的性質，壤土粘粒含量高，土壤粘結力及抵抗水流破壞的能力相對要強得多，但是又由於入滲率低，導致逕流量較大，坡面往往形成多條近似的細溝。黃綿土顆粒較粗，水分入滲能力較強，坡面薄層水流不足以挾帶較大的土壤顆粒，所以很難發生紋溝沖蝕，一旦發生，坡面所形成的紋溝寬度和深度往往比較大，密度卻較小。

沈海鷗等 (2014) 使用黃土高原之耕層黃綿土，在試驗土槽上連續進行 2 次 60 mm/h 模擬降雨沖蝕試驗，每次降雨歷時 65 分鐘，2 次降雨間隔 24 小時，並對比 2 次降雨的紋溝向源侵蝕速率、紋溝平均寬度及面積變化率。試驗發現，紋溝沖蝕同時擁有獨立性及繼承性；第一次降雨以向源侵蝕為主，平均向源侵蝕速率為 4.6 cm/min；第二次降雨的紋溝累積長度增加 32.1%，坡面紋溝總面積卻增加 115.6%，紋溝平均寬度較第一次降雨增加 60.1%，而平均向源侵蝕速率減小 1.1 cm/min。作者據此推斷，紋溝向源侵蝕逐漸減弱，溝壁崩塌明顯增強，坡面的破碎程度增加。

Aksoy et al. (2016) 以人工方式於土箱內建構一個三角形斷面的紋溝，隨後進行 4 種坡度、2 種土砂粒徑、4 種降雨強度的沖蝕試驗，試驗期間量測紋溝與紋溝間的逕流與土砂產出量，並建立了 4 個經驗模型。當使用只有 1 個變數的模型時，發現坡度變數非常特別，模型的表現令人滿意；若將降雨強度或流量做為其他獨立變數時，發現除了坡度之外，流量比降雨強度更能將土砂產出量予以量化。

王咏潔與陳敬旻 (2017) 針對粉壤土 (Silt Loam) 進行沖蝕試驗，試驗中改變流量和坡度，並將紋溝與土砂產出與紋溝特徵進行量化。試驗發現，紋溝大小和坡度與流量存在幕次關係，紋溝長度及平均寬度都與紋溝面積大小存在正向關係。周伯原與王咏潔 (2020) 以青灰泥沉積土重模土樣進行人工降雨沖蝕實驗，搭配 2 種降雨強度及 6 種坡度，並採 Horton-Strahler 河川水系分析的分岔比 (Bifurcation Ratio) 做為紋溝形態的主要參數。該研究指出，當低級序紋溝數量比高級序紋溝更多時，分岔比會越大，代表紋溝網絡強烈發展、紋溝分岔多，而不同級序的紋溝之發展不同。

紋溝發育過程中，溝壁土壤逐漸濕潤，土壤的穩定性降低，進而誘發溝壁坍塌，造就了溝寬的變化，而溝壁的滲流淘刷 (Seepage Scour) 亦加速了溝壁的不穩定 (黃嵩 2018)。除此之外，溝頭趾部因為上游匯入地表逕流的投潭 (Plunge Flow) 作用，使得溝頭上下游產生明顯落差，同時，溝頭外緣受到匯入逕流的剪力作用及土壤強度下降的雙重影響，溝頭逐漸朝向源頭發展，形成向源侵蝕 (Headward Erosion)。溝頭向源侵蝕是逕流沖刷及溝頭失穩崩落共同作用的結果，在很多情況下，後者的影響大於前者。Wolman and Miller (1960) 在放牧地與農耕地進行田野調查及漫地流的觀察，並

提出向源侵蝕是由逕流在溝頭位置產生的投潭淘刷作用所形成。Hubbe (1984) 提出，向源侵蝕現象是因為逕流的水力淘刷作用，造成蝕溝溝頭後退的現象。

過去關於紋溝發展的試驗土壤大多使用砂質粉土 (Sandy Silt) 或壤土 (Loam)，較少針對黏質土壤進行紋溝發育機制的研究。由於黏質土壤的特殊性，如質地細密、顆粒聚合力高及排水速率緩慢等物理性質，與其他類型的土壤差異極大，為瞭解黏質土壤之紋溝發展機制與過程，本研究選用重模黏質土壤 (Remolded Clayey Soil)，以人工降雨的方式，進行紋溝發展試驗，試驗的主要自變數為試驗土箱坡度及三個土壤濕潤階段，以瞭解坡度、初始土壤體積水分含量 (Initial Volumetric Soil Water Content) 對紋溝發展、溝頭向源侵蝕速率以及土砂產出量的影響。

二、試驗材料與方法

為瞭解初始土壤體積水分含量對於黏質土壤之紋溝發育影響，本研究將模擬降雨試驗分為三個土壤濕潤階段，分別稱為乾燥 (Dry run)、濕潤 (Wet run) 及極濕潤 (Very wet run)，各階段所代表的土壤含水量大致可視為試驗土壤之凋萎點、田間持水量及飽和含水量。紋溝試驗採用幫浦供水至人工降雨器，每個土壤濕潤階段實際接受降雨的時間為 60 分鐘，其中每 20 分鐘在不停止幫浦供水的前提下，讓幫浦供水迴繞至儲水水箱，以免影響降雨強度，使得試驗土箱不再接受降雨，此時，本研究利用這短暫的停歇時間進行地形掃描。為避免掃描時間過久導致土壤含水量大幅變化，降雨延時 20、40 分鐘時自試驗土箱的下游往上游採沿程 2 cm 的間距進行地形橫斷面掃描，試驗結束後，則採沿程 0.5 cm 間距進行橫斷面掃描，以求得精密的地形模型。由於紋溝發育具隨機性，重複試驗無法確保在同樣的控制條件下產生相近似的紋溝型態，故本研究並沒有採用重複試驗設計，但本研究於試驗結果分析時將每一條紋溝視為獨立樣本，試驗流程與處理如圖 1 所示。

1. 試驗土壤

本研究的試驗土壤取自於國立屏東科技大學校區，每次試驗完成之後另取新土並進行機械分析及有機質含量測定。機械分析採用吸管法 (Pipette Method)，使用 5% 的偏磷酸鈉 (Sodium Metaphosphate) 做為分散劑，得出土壤主要顆粒 (Primary Particle) 之平均含量比例為：砂粒 25.9%，粉粒 31.8%，粘粒 42.3%，對照美國土壤質地三角圖，判定屬於粘土 (Clay)。有機質含量測定採濕式氧化法，測得平均土壤有機質含量約為 4.03%。

2. 實驗設備

試驗土箱可依據試驗需求調整坡度，土箱內填土容積為長 2.85 m、寬 0.9 m、深 0.15 m。土箱底部鑽有孔徑 0.8 cm 的排水孔，供土壤水滲出，排水孔分布於土箱的軸線，孔距為 34.5 cm。試驗土箱左、右側壁頂緣設置供掃描臺車移動用之軌道，側壁上、中、下游各設置兩處掃描儀器高程校正

基準點。試驗土箱下游配置逕流收集出水口，土箱中游正上方架設 GoPro 攝影機，以利試驗期間對土箱進行縮時攝影，再搭配試驗土箱旁的布尺可進行紋溝向源侵蝕速率的分析。

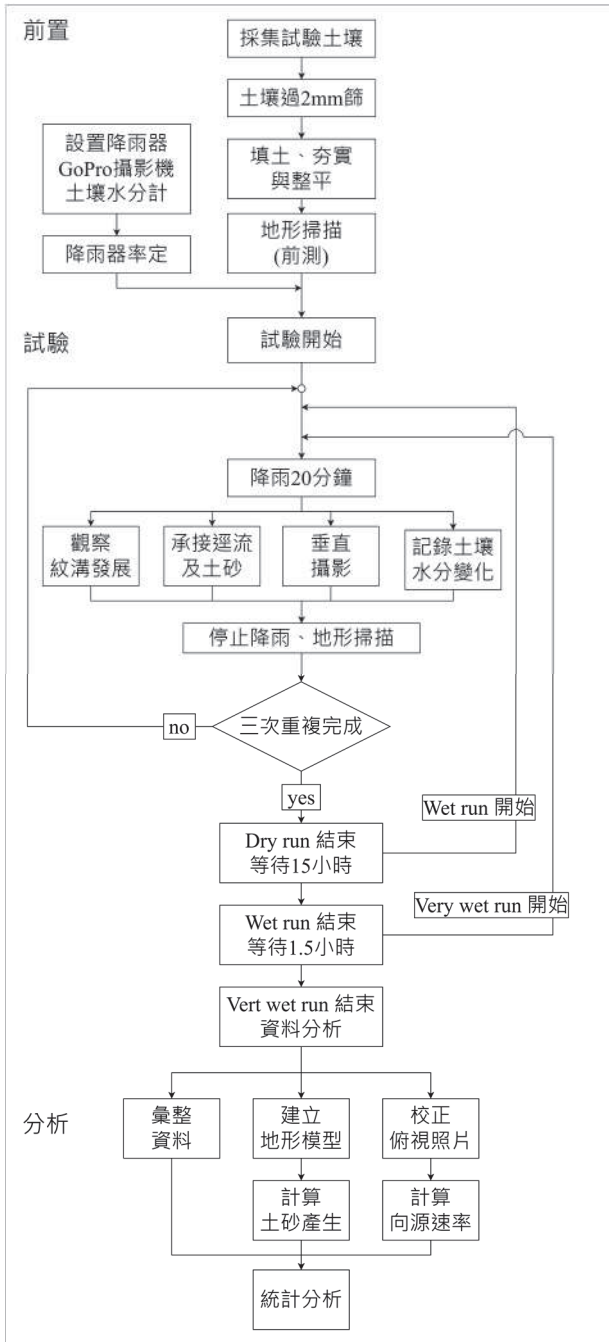


圖 1 試驗流程圖
Fig.1 Experiment flow chart

試驗前土壤的準備過程包括取樣、風乾及過篩 (孔徑 2 mm)，回填土的夯實密度為 1.3 g/cm³，夯實方法為利用固定的體積，計算所需的土壤重量，土箱第一層需填滿 3 cm 深、285 cm 長、90 cm 寬，所需土重為 76950 (cm³) × 1.3 (g/cm³) = 100035 g ≅ 100 kg，填入土箱後夯實至土箱內標記的第一層 3 cm 深度記號，第二層則需 266.8 kg 的土壤，需夯實至土箱中 11 cm 的深度記號。分層填土與夯實是為了埋設土壤體積水分含量測定計，第一層夯實完成後隨即放入土壤體積

水分含量測定計共計 8 支，分布於試驗土箱的軸線並均佈於土箱上、中、下游。第二層夯實完成後以自製刮刀撫平回填土表面，因此，試驗土箱內重模的土壤深度共計 11 cm。

本研究以 FSSXP 噴頭進行模擬降雨的原因，乃是因為該噴頭於設定水壓力下經染色濾紙法測定，其粒徑分布與研究所在地區自然降雨粒徑分布接近。噴頭所在高度距離試驗土箱表面 2 m，噴灑方向係採用向上近垂直方向噴灑，任水滴自由落下，落下水滴之行進距離約 5 m。降雨器置於土箱右側，水流由幫浦送往噴頭，途中經過針閥流量計一只，用於調整出水量。降雨強度的率定方式，乃是放置兩座傾斗式雨量計於試驗土箱上方，以三重複進行降雨強度率定。降雨強度之決定，係將國立屏東科技大學緩坡土壤沖蝕試驗區 2018 至 2021 年間的降雨資料進行統計，期間內共計發生 157 場次的降雨事件。降雨強度大於等於 55 mm/h 者計有 36 場次，其中又以 80 mm/h 之降雨出現頻率相對較高。考量低強度降雨對於土壤沖蝕的潛能較低，故採用降雨強度 80 mm/h 做為試驗的降雨強度。試驗土箱及相關試驗設備示意圖，如圖 2 所示。

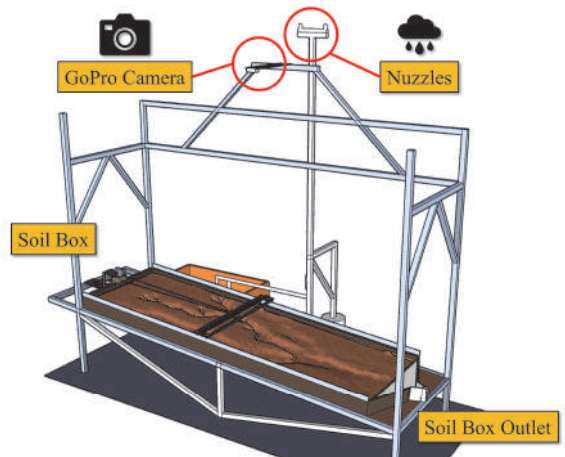


圖 2 試驗土箱及相關設備示意圖
Fig.2 Schematic drawing of the soil box and related apparatus

為記錄試驗土壤的紋溝與地形發展，本研究自製地形掃描設備一套，以得到精準的地形模型。地形掃描設備分為站台及臺車，由 Arduino UNO 控制 2 組步進馬達的移動。站台固定於試驗土箱的最上游，以一組步進馬達將臺車拉向站台並自動記錄臺車之沿程位置。臺車上配備 75μm 高解析雷射測距儀，以 200 Hz 的頻率掃描及自動記錄地形高程。雷射測距儀連接另一只拉線式位移計，自動記錄雷射測距儀於土箱左岸至右岸間的橫向位置。據此即可建立試驗土箱內地形的三維模型，地形掃描設備及土壤體積水分含量測定計配置示意圖，如圖 3 所示。

地形掃描器之 X 軸掃描範圍始於試驗土箱的右岸壁、止於左岸壁，沿途每秒掃描並紀錄 200 筆地形資料，共計擷取 600 點高程資料，量測精度約 1.5 mm。Y 軸範圍因為上游站台馬達及下游出水口的緣故，無法到達上下游邊界。掃描密度分一般掃描及精密掃描，一般掃描於 Y 軸沿程每次

移動約 2 cm，用於 (1).前測，目的在於了解土壤回填及土壤表面刮平作業是否平整，及 (2).試驗間暫停降雨期間的掃描，主要是避免掃描耗時過長，影響試驗土箱內的土壤水分。精密掃描則是於 Y 軸沿程每次移動約 5 mm，用於試驗結束後之地形掃描，可得到細膩的地形與紋溝地形資料。試驗期間同步於電腦螢幕上監視量測結果，並未出現土壤表面潮濕造成誤判的情形，但是在地形接近垂直處及陽光直射條件下較容易產生掃描誤判，凡電腦螢幕上出現監視量測結果異常，則立即重測。

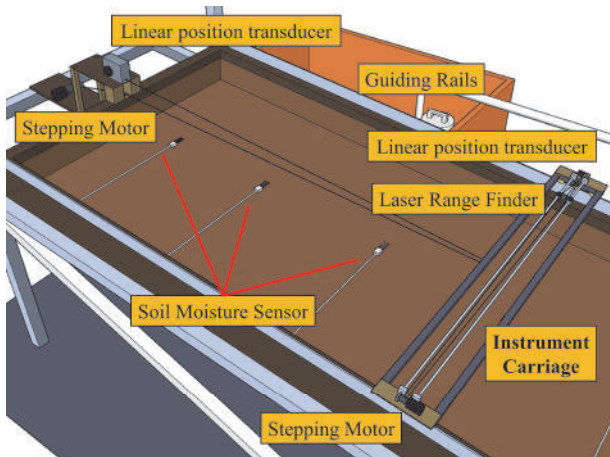


圖 3 地形掃描器及土壤水分測定計示意圖

Fig.3 Schematic drawing of the surface profile scanning device and soil moisture sensors

地形掃描器所產生的地形 X、Y、Z 座標值，必須經過雜訊切除與地形坡度調整的後製處理，以呈現真實地形，地形高程須隨著試驗坡度進行調整。調整方法是於原有掃描地形高程加上試驗土箱的傾斜高程，方可得到地形模型。計算方法為 $Z+Y \times S$ ；其中，Z 為掃描的地形高程，單位為 mm、Y 為上下游沿程距離，單位為 mm、S 為試驗土箱坡度。

試驗土箱內共埋設 8 支 HOBO-SMC-M005 土壤體積水分含量測定計，以監測上、中、下游於試驗過程中的完整土壤體積水分含量變化。監測頻率採每分鐘自動記錄一次，並於試驗結束後以 HOBOWare 軟體讀取記錄資料，用於分析。

3. 實驗期間各項記錄與分析

土砂產出的量測，是以事先記錄空重並編號的紙杯承接逕流與土砂產出量，並以碼表記錄承接時間。當紙杯承接量達到約八分滿時，停止計時並將樣本移至室內秤重。試驗結束後，將取樣紙杯置入烘箱，設定 105°C 並放置 24 小時烘乾，即可計算出單位時間之土砂產出量。由於取樣紙杯含有一層薄蠟，為避免高溫烘乾影響紙杯空重，同一批紙杯需進行蠟融校正。

為了利用俯視攝影照片追蹤紋溝頭位置，並進一步計算其向源侵蝕速率，必須確保分析用的影像資料具一定的正確性及連續性。由於本研究所使用之攝影設備架設不易，且實驗期間必須手動開啟，造成拍攝角度略有變化，且試驗期間土箱處於傾斜狀態，成像產生透視效果。為校正這種失真的影像並符合分析需求，首先創造一個解析度為長 2850、寬

900 像素的空白影像，恰好為土箱尺寸，一像素等於 1 mm，再將俯視照片中的土箱影像拉伸至符合比例，並參考土箱上的掃描校正基準點，儘可能使每張照片保持同樣的比例及位置，完成後產出每秒 24 格幀率的影片。之後，將影片匯入 Tracker 軟體，進行長度校正以及時間設定，並將座標原點設置在下游右岸，即可對溝頭位置進行追蹤，並得到不同時間的溝頭位置座標。影像處理過程及 Tracker 分析示意圖如圖 4 所示。

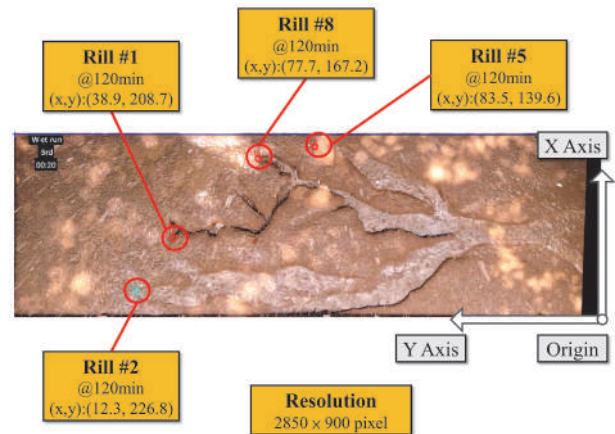


圖 4 影像處理過程及 Tracker 分析示意圖

Fig.4 Example of image processing and Tracker analysis

為消彌土壤水分計之間的讀值差異，本研究將 8 支土壤水分計記錄的數值進行正規化 (Normalization) 後再取平均。經正規化的含水量，0 代表風乾後的土壤體積含水量 ($0.067 \text{ m}^3/\text{m}^3$)，而 1 代表土壤達到飽和 ($0.428 \text{ m}^3/\text{m}^3$)，據此產生校正後的土壤含水量，最後將各試驗階段開始前 40 分鐘的正規化土壤體積含水量取平均，做為起始含水量。試驗期間的土壤水分變化及起始含水量如圖 5 所示，圖中的虛線代表各試驗階段的起始土壤體積含水量。

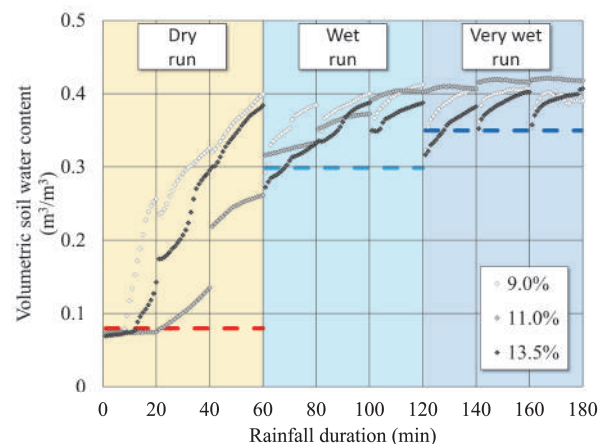


圖 5 試驗期間土壤體積水分含量變化與起始含水量 (虛線為起始含水量)

Fig.5 Volumetric soil water content revolution and initial water content (dashed line represents initial water content)

由圖 5 可見，當降雨開始後，各坡度的土壤體積水分含量緩慢上升，從圖中可以看出試驗期間每 20 分鐘暫停降雨以進行地形掃描對土壤水分的影響。實驗初期，坡度 9% 與 13.5% 的土壤體積含水量爬升的趨勢大，Dry run 後期幾乎同時達到接近土壤飽和的狀態，這兩個坡度在實驗期間土壤水分變化極大，不易保持土壤水分於飽和狀態。坡度 11% 的含水量變化於 Dry run 期間（如圖 5 的前 60 分鐘）較其他 2 個試驗坡度的含水量低，而在相同降雨強度條件下，較低的土壤體積水分含量表示應該有較高的地表逕流產生，然而比較圖 6 至圖 8 於 Dry run 期間的紋溝發育卻未見明顯紋溝產生，既使重複坡度 11% 的試驗仍出現類似結果，懷疑與試驗所採用的黏質土壤性質改變有關。因此，本研究取降雨期間後 15 分鐘的土壤水分含量之平均值做為該階段土壤含水量的代表，目的是為了排除降雨初期 5 分鐘土壤水分含量未達穩定，各試驗階段的初始土壤含水量與各階段的平均土壤體積水分含量如表 1 所示。

表 1 各階段之初始與平均土壤體積含水量

Table 1 Initial and average volumetric soil water content during the experiment

降雨階段	15分鐘土壤平均含水量 (m ³ /m ³)			初始土壤體積含水量 (m ³ /m ³)
	9.0 %	11.0 %	13.5 %	
Dry-1	0.168	0.074	0.094	0.080
Dry-2	0.300	0.111	0.241	
Dry-3	0.374	0.251	0.359	
Wet-1	0.367	0.327	0.314	0.299
Wet-2	0.388	0.368	0.370	
Wet-3	0.403	0.403	0.378	
Very wet-1	0.396	0.409	0.366	0.350
Very wet-2	0.404	0.418	0.393	
Very wet-3	0.394	0.419	0.396	

分岔比及排水密度是由 Horton (1945) 所提出，用於河川網絡分析，分岔比定義為 ($\omega-1$) 級河川數量與 ω 級河川數量的比值；排水密度定義為流域中溪流數量與流域面積的比值。為量化紋溝發育，本研究以紋溝密度 (Rill Density, Rd) (Bewket and Sterk, 2003) 代表排水密度，為試驗土箱內紋溝總長度與試驗土箱總面積的比值。

紋溝為土壤沖蝕過程中最小單位的土砂與逕流傳送路徑，各級紋溝間的聯通程度影響土砂與地表逕流的輸送 (Mancilla et al., 2005; Aksoy et al., 2013)，進而影響紋溝的發育與發展機制。雖然實驗期間儘可能連續承接逕流與土砂產出量，但承接樣本之間仍有短暫的不連續，因此本研究使用內插法將土砂產出率的空白資料進行補遺，估算出 20 分鐘土砂產出量 (Sediment Yield)，逕流產出亦同。土砂生產量 (Sediment Production) 是以實驗期間建立的地形掃描資料進行土方量計算，計算出降雨期間 20 分鐘的土砂生產量。降雨期間紋溝間區域 (interrill area) 的地表會出現自然沉陷，因此，雷射掃描的地形需要進行自然沉陷的校正。土砂遞移率 (Sediment Delivery Ratio; SDR) 即為土砂產出量與土砂生產量的比值。

三、結果與討論

1. 紋溝發育

本節以實驗期間 GoPro 的垂直攝影、實驗期間觀察及實驗中、後的高解析地形掃描成果，對各試驗坡度的紋溝發育進行論述。各階段之紋溝發育地形掃描，呈現出紋溝發育的過程，如圖 6~圖 8 所示。

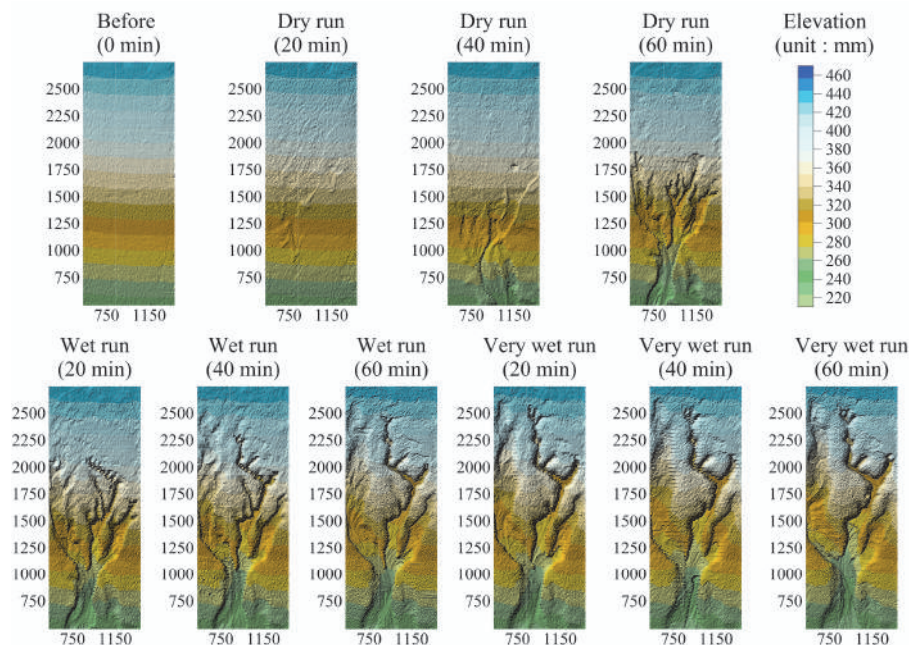


圖 6 坡度 9% 各階段之紋溝發育

Fig.6 Rill evolution at 9 % slope

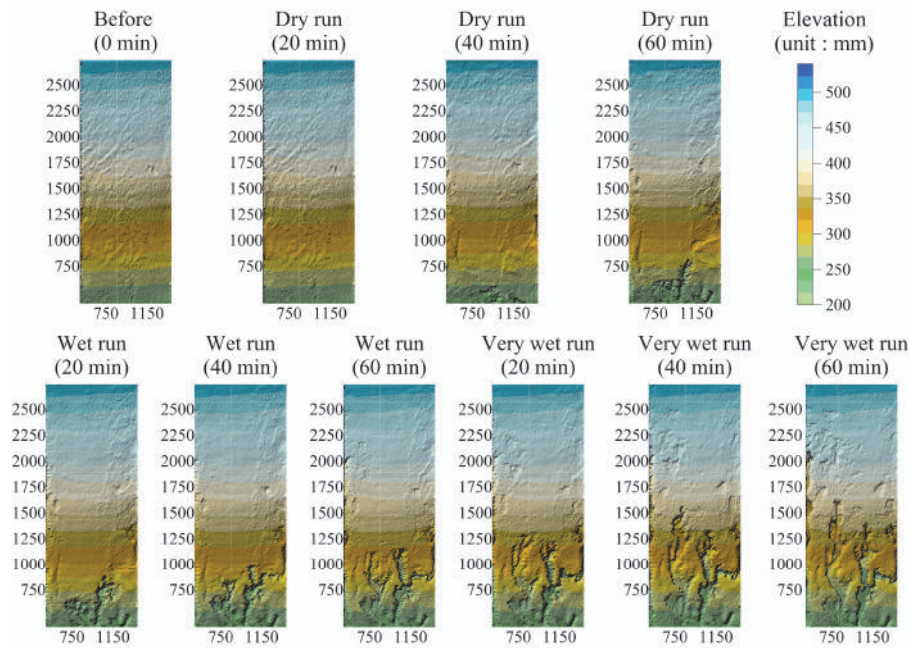


圖 7 坡度 11 % 各階段之紋溝發育

Fig.7 Rill evolution at 11 % slope

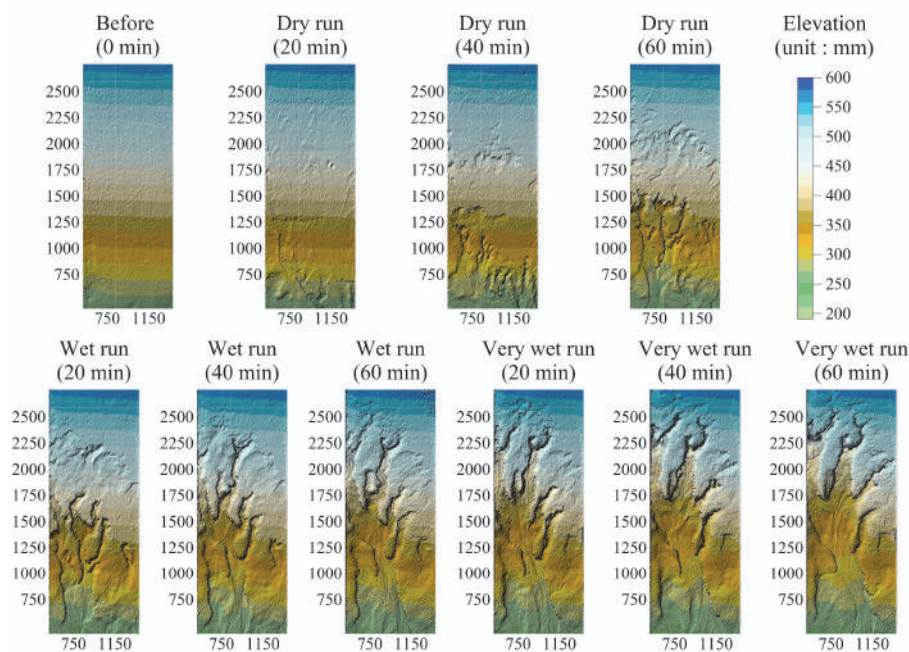


圖 8 坡度 13.5 % 各階段之紋溝發育

Fig.8 Rill evolution at 13.5 % slope

當試驗土壤處於風乾之乾燥階段 (Dry run) 並面臨降雨時, 由於黏質土壤入滲速率緩慢, 逕流逐漸於地表隨機形成, 表層鬆散的土壤迅速被降雨及逕流推往下游。降雨初期地表逕流的不連續性, 使得被推移的土壤隨機於試驗土箱內堆積。堆積的土砂改變了接踵而至之地表逕流的流動路徑, 形成小型且隨機的匯流通道。此現象均發生在坡度 9%、11% 及 13.5%, 大約在降雨 20 分鐘後, 地表逕流匯集的現象開始出現於坡度 9% 及 13.5%, 但坡度 11% 卻始終未見明顯的地表逕流匯集; 即使重複實施坡度 11% 的試驗, 卻仍未見, 取而代之的是明顯的地表結皮 (Surface Crust), 地表變

得比另外兩個試驗坡度來得光滑, 此時, 隨機發生的地表逕流只能夠將降雨所分離的表層土壤往下游推送。

本研究於坡度 13.5% 實驗期間觀察到地表逕流不只一處匯流點, 匯流後的地表逕流於 Dry run 階段從中游到下游分別產生三處大範圍的遷急點 (Knickpoint)。為了避免影響紋溝的發展, 本研究於試驗階段均不採用侵入式量測, 但從實驗階段的縮時攝影及觀察中, 確定遷急點是造成紋溝發展的關鍵。當地表逕流覓得土壤較脆弱的地點後, 開始進行水力切割 (Hydraulic Scour), 隨後形成流路路徑上的高程落差, 匯集逕流 (Concentrated Runoff) 以投潭的方式直接攻擊地

表土壤，在此瞬間，高程落差處之崖頂周邊土壤發生剪力切割並帶動崖緣的土壤進入匯集流中，最後形成遷急點。就本研究所有實驗的觀察而言，遷急點逐漸從點狀切割轉變成為與匯集流流路垂直的線狀切割，導致大範圍遷急線的產生，但是遷急線無法持續很長的時間，隨後會在遷急線上產生一處集中或是多處分散的遷急點，並向源侵蝕。

值得注意的，在坡度 13.5% 的實驗中，我們發現，降雨 32 分鐘時，試驗土箱的下游開始產生溝頭，溝頭迅速向源發展，直到抵達遷急線時移動速度才略有減緩，並受遷急線限制其發展，最後隱入至遷急點或遷急線趾部的投潭坑中。當遷急點或遷急線的崖部發生一處集中或是多處分散的遷急點之後，原本向源侵蝕的溝頭再次浮現，與後發的遷急點一同向源發展。

大約在降雨第 45 分鐘時，上游大部分的逕流皆流入同一個紋溝通道內，並且該通道大致上已固定位置，且寬度逐漸擴大。此時，大多數的紋溝溝頭深度普遍不深，甚至不存在明顯的溝頭；亦即，逕流流入一級紋溝溝頭時不存在投潭現象，直到逕流於下游匯集處才產生下切作用，讓紋溝內產生了另一個遷急點，並且迅速沿著紋溝向上游移動。由此觀察發現，溝頭的向源侵蝕不一定只受到上游集水區的影響，溝頭下游的持續下切會加深紋溝深度，並且過程中亦向紋溝兩側侵蝕，使溝壁坍塌。

濕潤階段 (Wet run) 時，紋溝發展大致分為兩個類型，第一個類型是溝寬較寬、溝深較淺的紋溝，溝頭較不明顯，類似乾燥階段初期產生的紋溝；另一個類型是溝寬較窄、溝深較深的紋溝，溝頭落差清晰可見。溝寬較寬、溝深較淺的紋溝大多發生在試驗土箱的下游段，水流流心不固定，使得匯集的逕流有機會攻擊紋溝溝岸，造成溝岸坍塌，坍塌所產生的土砂，加上源自於上游紋溝切割的土砂，因為紋溝寬度逐漸變寬、匯集逕流無法及時運移，而產生輸送受限 (Transport Limiting) 之境況，於是，無法被輸送的土砂開始逐漸沉積於寬廣的紋溝中，導致水流再次擺盪。於坡度 13.5% 的實驗中，我們觀察到，紋溝逐漸變寬、紋溝內沉積的土砂改變了水流的流路，使得紋溝處於非穩定狀態，甚至讓匯集水流分裂成為多個出流通道。

濕潤階段初期，大多數紋溝的發展都接近於直線，且與坡向平行。當坡度處於 9%、降雨進入第 16 到 22 分鐘時，其中一條紋溝的軸向轉向偏離坡向，並以約 60° 的角度迅速向源侵蝕，幾乎橫跨三分之一的土箱寬度，並使其下游的三條紋溝停止發展，猶如掠奪式地將其下游的紋溝消滅。同樣的現象也發生在坡度 11% 的實驗中，我們發現，當降雨進入第 27 分鐘時，有一條紋溝偏離原平行於坡向的流路方向，以幾乎直角轉彎的角度持續向源發展。本研究認為，這種大角度的轉彎行為與土壤下方的滲流沖蝕有關，由於黏質土壤入滲速率較緩慢，雨水入滲進入土壤之後逐漸於地表下蓄積，土壤體積含水量逐漸增加，土壤強度隨之下降，隨後蓄積的入滲水巧遇紋溝溝頭，從溝頭的側壁湧現所致。

極濕潤階段 (Very wet run)，試驗土箱中的土壤幾乎達到接近飽和狀態，大多數的紋溝幾乎都穩定向源發展。降雨

開始後，坡度 9% 所產生的紋溝大多已停止向源侵蝕，但側向侵蝕仍緩慢進行，從降雨第 40 分鐘開始，我們發現試驗土箱的下游又產生另一個溝頭，並迅速向上游蔓延。坡度 13.5% 的實驗，土箱中游的一部分區域仍然存在遷急點，同一條紋溝內同時存在多層的溝頭。值得注意的，坡度 11% 的實驗中，原本光滑的土表結皮逐漸出現破口，形成遷急點，實驗結束前仍能看到遷急點產生向源侵蝕的現象。

若只觀察紋溝於三階段實驗終了的最終發展結果，似乎無法發現坡度造成的影響。但根據實驗觀察發現，紋溝上游的水系越穩定，紋溝向源發展越快，例如：坡度 9%、在乾燥階段時，試驗土箱下游即產生了一條較寬的高級序紋溝，並且在之後的降雨階段持續變寬，帶動了紋溝的下切。儘管紋溝於坡度 13.5% 略早於坡度 9% 出現於試驗土箱中，但初期時的高級序紋溝數量以及位置並不固定，使向源侵蝕較坡度 9% 慢，直到極濕潤階段，發生非常活躍的側向侵蝕，此現象是坡度 9% 見不到的。坡度 11% 自濕潤階段開始時便產生了兩個水系，瓜分了上游集水區域，其中一個水系有較多的紋溝發生，但下游匯流口較淺；另一個水系沿著試驗土箱邊界發展，其紋溝深度較深。

綜上所述，當土壤處於乾燥階段時，紋溝發育大多是以向源侵蝕為主，濕潤階段則是向源及下切作用盛行，極濕潤階段時以下切為主，大多數紋溝發育的過程中都有遷急點的產生，表示遷急點是影響紋溝發展的重要因素之一。無論土壤濕潤階段的相同，紋溝發展皆有其獨立性、掠奪性與繼承性。

2. 土砂生產、產出與逕流產出

紋溝為地表逕流將集水區域內土砂料源送往下游的重要通道，土砂在紋溝內運移的過程中，受到土壤物理性質；其中包含當下的土壤水分含量，或水力條件的影響，有機會呈現出分離受限 (Detachment Limiting) 或輸送受限的境況 (Meyer and Wischmeier, 1969; Polyakov and Nearing, 2003; Kinnell, 2021)，境況的具體呈現反映在紋溝內的土砂堆積型態上，因此，平衡輸砂 (Equilibrium Sediment Transport) 觀念架構下的逕流輸砂容量概念，影響了自 Meyer and Wischmeier (1969) 以後所創造以物理機制為基礎的土壤沖蝕或土壤流失量估算模式 (Physical Process-based Soil Erosion or Soil Loss Model) 之發展。

本研究於試驗期間以及資料分析階段重新回顧 GoPro 縮時攝影的影片發現，試驗土箱下游出口所承接的土砂產出量，包含了來自於試驗土箱內的紋溝間土壤流失量、紋溝下刷及溝壁崩毀的土砂或統稱為紋溝沖蝕量，以及地表逕流發生但尚未匯入紋溝所產生的層狀沖蝕量 (Sheet Erosion)；其中又以層狀沖蝕的表徵最需要輔以影像後製才能夠看見。無論是何種沖蝕型態，都造就了土砂的產生，統稱為土砂生產量。從土砂的生產，到最後離開集水區域下游出口，土砂運移路徑上會發生土砂的堆積、捲揚 (Entrainment) 過程，使得土砂產出量往往低於上游集水區域的土砂生產量，而兩者的比值，稱為泥砂遞移率。

泥砂遞移率概念的發想源自於 Brown (1950)，這個概念

一直糾結著學者與研究人員 (USDA, 1972; Ferro and Minacapilli, 1995; 蔡強國與范昊明, 2004; Lu et al., 2006; Osterkamp, 2008), 困難之處不在於集水區域下游土砂產出量的量化, 而是在於集水區域內土砂生產量的量化, 因此, 大多依賴數值模式估算土砂生產量 (Zhang et al. 2015)。本研究利用試驗前、中、後高解析雷射地形掃描的優勢, 每一個試驗進行 3 次雷射掃描地形量測, 每次間隔 20 分鐘, 而土砂產量的量測是持續進行, 而雷射掃描的地形反映出紋溝內與溝壁的沖蝕及紋溝內土砂的堆積, 由於降雨期間紋溝間的地表會出現自然沉陷, 高解析雷射地形掃描所形成的地形模型必須要先進行校正。

本研究以試驗土箱左右岸、分布於上中下游的固定且不可蝕標點做為高程校正的基準點, 用以處理雷射掃描台車、光照、電壓穩定性對於地形模型的影響, 使地形模型尺寸契

合土箱掃描範圍。Surfer[®] 對於土方量計算的地形資料精度要求甚高, 舉例來說, 本研究刻意分別調整地形高程 ± 0.1 mm, 土砂生產量計算結果的差異百分比最高可達 3.6%。雖然本研究使用高解析雷射, 解析度為 0.075 mm, 但仍無法清楚掃描到紋溝溝壁凹陷處的地形, 但本研究認為, 以掃描地形所計算之試驗前、中、後試驗土箱範圍的土砂生產量仍具參考價值。表 2 為本研究三個試驗坡度所承接的總泥砂產出量 (SY)、以 Surfer[®] 軟體計算出各期間地形模型的土砂生產量 (SP), 以及以 SY/SP 所獲得的泥砂遞移率 (SDR)。表 2 中同時將前述刻意調整地形高程 ± 0.1 mm 所獲得的計算土砂生產量差異百分比列出, 可發現三個試驗坡度的土砂遞移率在 Dry 條件下差異百分比最大, Wet 與 Very wet 時較為接近。

表 2 總土砂產出、生產、泥砂遞移率及土砂生產量差異百分比

Table 2 Total sediment yield, production, sediment deliver ratio and relative percent difference.

坡度 (%)	土壤濕潤條件	總土砂產出量 (g)	總土砂生產量 (g)	泥砂遞移率	土砂生產量差異百分比	
					高程 +0.1mm	高程 -0.1mm
9.0	Dry	7462.6	7613.7	0.98	-2.4%	2.5%
	Wet	14827.9	17121.4	0.87	-1.4%	1.4%
	Very wet	10509.7	11991.2	0.88	-1.8%	1.9%
11.0	Dry	3318.1	7211.8	0.46	-3.6%	3.6%
	Wet	5320.1	5711.1	0.93	-2.7%	2.8%
	Very wet	6033.3	6896.0	0.87	-2.1%	2.2%
13.5	Dry	9835.6	10907.1	0.90	-2.1%	2.1%
	Wet	16884.5	18411.2	0.92	-0.9%	1.0%
	Very wet	17991.8	24164.1	0.74	-1.0%	1.0%

本研究將所承接的土砂與逕流量進行土砂產出濃度的計算, 以盒鬚圖繪製如圖 9。從圖中可發現, 除了試驗坡度 9% 之外, 土砂濃度大致上於試驗後期漸趨水平或呈現逐漸下降的趨勢。若對照表 2 的泥砂遞移率, 並對照試驗期間 GoPro 縮時攝影照片, 本研究認為, 坡度 13.5% 的泥砂遞移率於 Very wet 階段中大幅下降的原因, 主要是因為紋溝發育到後期階段紋溝寬度明顯變寬, 雖然坡度 13.5% 的土砂生產量受到坡度影響而位居三種試驗坡度之冠, 但大量土砂無法被匯入紋溝的逕流所攜帶, 產生明顯土砂淤積, 如圖 8 中的 Very wet run (60 min) 所示。坡度 11% 的試驗, 是本研究面對黏質土壤最感到困惑的試驗, 既使重複試驗三次, 紋溝發育型態仍不相似於其他試驗坡度, 但本研究認為, 隨著紋溝的發育, 溝頭逐漸向源侵蝕接近到試驗土箱的上游邊界, 雖然總受雨面積不變, 但卻使貢獻紋溝溝頭的集水面積逐漸縮小, 溝頭投潭淘刷所生產的土砂料源被紋溝兩側源自於紋溝間沖蝕所產生的土砂所替代, 匯集流的水力作用及輸砂能力隨之下降, 導致泥砂於紋溝內堆積, 改變了紋溝型態。

為進一步探討土砂遞移率的影響因子, 本研究以所有試驗之 (1). 各階段降雨 15 分鐘的平均土壤體積含水量 (θ_{15} ; m^3/m^3)、(2). 紋溝密度 (Rd; mm/mm^2)、(3). 單位面積逕流量

(Q_{unit} ; m^3/mm^2)、(4). 坡度 (S; %), 與泥砂遞移率 (SDR) 進行相關性分析, 分析結果如表 3 所示。紋溝密度是以各階段結束後的 GoPro 照片進行紋溝長度的萃取, 之後除以試驗土箱的投影面積; 各階段的單位面積逕流量, 乃是將各階段之總逕流與土砂產出量扣除土砂量之後除以試驗土箱投影面積獲得。

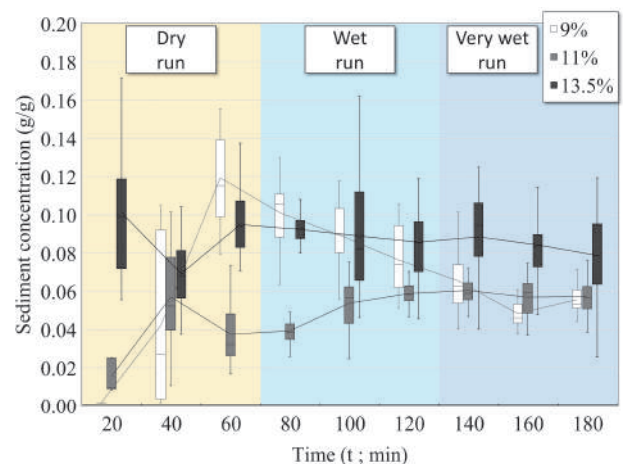


圖 9 各試驗坡度、不同土壤濕潤條件下的土砂產出濃度

Fig.9 Sediment concentration in each slope and soil moisture condition

表 3 泥砂遞移率與坡度、土壤含水量、紋溝密度、單位面積逕流量之相關係數

Table 3 Correlation coefficients between SDR, slope, soil water content, rill density, and unit drainage area runoff

	SDR	S	θ_{15}	Rd	Q_{unit}
SDR	1.000				
S	0.100	1.000			
θ_{15}	0.709**	-0.088	1.000		
Rd	0.706**	0.235	0.920**	1.000	
Q_{unit}	0.768**	0.164	0.812**	0.835**	1.000

相關性分析判定標準，相關係數低於 0.3 為低度相關、0.3-0.6 為中度相關、0.6-0.9 為高度相關，分析結果發現，各階段 15 分鐘的土壤平均體積含水量 (θ_{15}) 與紋溝密度 (Rd) 及單位面積逕流量 (Q_{unit}) 呈現高度相關、Rd 與 θ_{15} 之間呈現高度相關、SDR 與 Q_{unit} 之間呈高度相關而與 Rd 與 θ_{15} 呈現中度相關，但與試驗坡度呈現不相關。若是僅看坡度 S，則與 Rd 呈現低度相關。本研究認為，各階段開始降雨後 15 分鐘的平均土壤體積含水量影響了土壤的強度及後續紋溝的發展，紋溝後續發展的結果呈現出不同的紋溝特徵，進而影響紋溝密度，這兩項因子貢獻於集水區域內的泥砂生產量。至於各階段的單位面積逕流量，則扮演兩個重要的角色，其一為誘發紋溝溝頭的下切與向源侵蝕，其二為負責攜帶沖蝕土砂往下游運移。由圖 6 至圖 8 各坡度之紋溝發育可以清楚看出，試驗坡度 9% 的紋溝型態明顯有別於另外兩個試驗坡度，紋溝明顯寬度較窄、紋溝紋理明顯。雖然表 2 中所列有 74%~88% 的土砂生產量被遞移至試驗土箱下游出口，卻無法被表 3 中的坡度因子所詮釋。

3. 向源侵蝕速率

本研究測量各試驗坡度所產生具代表性的紋溝溝頭位置並計算向源侵蝕速率，之後彙整進行繪圖，如圖 10 所示。由於紋溝發展具連續性，圖中的 x 軸採用降雨延時，並依土壤濕潤條件進行分類。由圖中發現，向源侵蝕速率隨實驗的進程呈現指數遞減，當試驗進入到 Wet run 階段時，紋溝數量開始增加、部分紋溝開始向源侵蝕，但各紋溝向源侵蝕速率不一，最快與最慢的向源侵蝕速率可高達近 9 倍之差，此現象持續維持到 Very wet run，但向源侵蝕速率呈現減緩的趨勢，本研究認為與紋溝溝頭上游的集水面積有直接的關聯。當紋溝發育到 Very wet run 的末期時，試驗坡度 9% 與 13.5% 的主要紋溝多已逼近試驗土箱上邊界，導致直接進入溝頭的集水面積減小，進而影響向源侵蝕速率。

儘管可以由垂直拍攝的影像資料中得到單條溝頭的向源移動距離，但是一條紋溝本身可能同時擁有多個溝頭，且紋溝發育期間，逕流的流向隨時左右了溝頭的向源，因此，本研究認為影響向源侵蝕的因素應不僅只有匯入溝頭的逕流。紋溝發育的過程中，土壤會受到地下水滲流、水力淘刷及土壤強度改變的影響，使溝頭開始向源侵蝕 (王紅俠等 2010、黃嵩 2018)。由於試驗坡度 11% 的紋溝型態明顯不同於其他兩個試驗坡度 (如圖 7 所示)，因此，本研究僅取坡

度 9% 與 13.5% 中具代表性的溝頭向源侵蝕速率 (HRR; cm/min)，與各階段降雨開始後之 15 分鐘平均土壤體積含水量 (θ_{15} ; m^3/m^3)、各溝頭集水面積 (A; mm^2) 與單寬等高線的集水面積 (A_u ; mm^2/mm) 進行相關性分析；其中，溝頭集水區的計算，乃是將地形掃描後得出的地形資料，在 Surfer® 中進行集水區域自動劃分，再萃取出集水區域面積，而單寬等高線的集水面積 (drainage area above the rill head per unit-width along the contour line) 是由 Montgomery and Dietrich (1994) 提出。相關性分析結果 (表 4) 顯示，溝頭向源侵蝕速率與 θ_{15} 呈現高度逆相關，而與 A 及 A_u 呈現中度正相關，但與試驗坡度呈現低度相關。

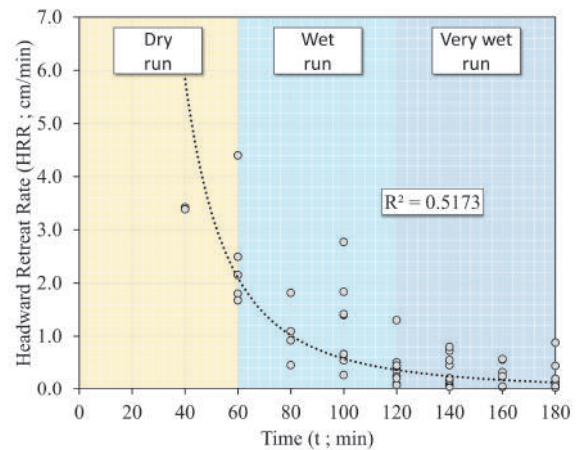


圖 10 紋溝向源侵蝕速率趨勢

Fig.10 Trend of headward retreat rate

表 4 向源侵蝕速率與含水量、集水面積及坡度之相關係數 (坡度僅採 9% 及 13.5%)

Table 4 Correlation coefficients between HRR, soil water content, drainage area, and slope (9% and 13.5% only)

	HRR	θ_{15}	A	A_u	S
HRR	1.000				
θ_{15}	-0.634**	1.000			
A	0.405**	-0.433**	1.000		
A_u	0.379**	-0.099	0.673**	1.000	
S	0.274*	-0.467**	0.331*	0.376**	1.000

本研究認為，溝頭向源侵蝕是溝頭局部的沖蝕現象， θ_{15} 則是試驗土箱整體於降雨開始後 15 分鐘的平均土壤含水量，無法反映溝頭頭部附近的土壤含水情況。無論採用溝頭集水面積 (A) 或是採用溝頭單寬等高線集水面積 (A_u)，對溝頭向源侵蝕速率的影響確實存在。單寬等高線集水面積的概念，是假設溝頭上方集水面積所產生的逕流平均分散在溝頭的溝緣，Montgomery and Dietrich (1994) 曾將這個概念應用於溝壑沖蝕 (Gully Erosion) 的溝頭下切分析，以判定溝壑發生的臨界集水面積與溝壑溝頭上游坡度的關係，稱為 Drainage Area-Slope Threshold。以本研究而言，雖然溝頭集水面積 (A) 或是溝頭單寬等高線集水面積 (A_u)，對溝頭向源侵蝕速率的影響確實存在，但本研究的結果並不支持溝頭

單寬等高線集水面積 (Au) 觀念, 因此, 該觀念是否適用於紋溝溝頭的向源侵蝕速率仍需要後續研究確認。

4. 多元迴歸分析

本研究將單位面積土砂產出量 (SY) 對試驗坡度 (S)、降雨發生後 15 分鐘之平均土壤體積含水量 (θ_{15}) 及紋溝密度 (Rd) 進行多元迴歸分析 (Multiple Regression Analysis), 單位面積土砂產出量是將各階段所承接的土砂產出總量除以試驗土箱面積。由於 11% 坡度的紋溝發育不明顯, 被排除在多元迴歸分析之外。

分析過程中, 首先對自變數及應變數取自然對數, 然後進行多元迴歸分析。第一階段迴歸分析時, 採用上述三個變數做為參數, 儘管 R^2 的數值相當高 (如表 5 所示), 但是 S 與 θ_{15} 的 P-值均大於 0.05, 表示該二變數對於應變數的影響不顯著, 必須於多元迴歸分析變數中刪除, 於是第二階段的迴歸分析僅考慮紋溝密度 (Rd), 調整後的 R^2 (Adjusted R^2) 有良好的表現, P-值達顯著水準。之後, 對迴歸分析的關係式取指數函數, 得到單位面積土砂產出量的估算公式如 (1) 所示, 實測與估算單位面積土砂產出量之 x-y 散佈圖如圖 11 所示。

$$SY = 0.647Rd^{1.371} \quad (1)$$

表 5 迴歸分析成果摘要

Table 5 Summary of regression analysis

分析階段	參數 (對數)	R^2	Adjusted R^2	標準誤差	參數	係數	P-值
第一階段	S、 θ_{15} 、Rd	0.850	0.816	0.217	截距	0.925	0.599
					S	0.271	0.577
					θ_{15}	0.451	0.314
					Rd	0.966	0.046
第二階段	Rd	0.835	0.824	0.213	截距	-0.435	0.002
					Rd	1.371	2.99E-07

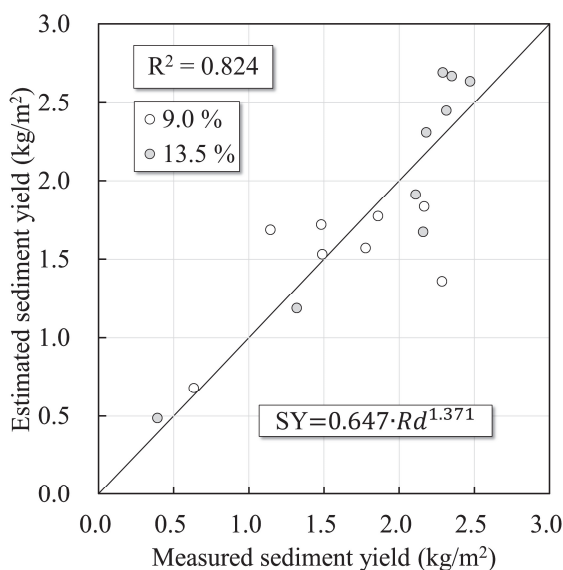


圖 11 實測與估算單位面積土砂產出量之 x-y 散佈圖

Fig.11 x-y scatter plot of measured and estimated unit area sediment yield

經由多元迴歸分析所獲得的估算公式 (1) 中, 僅紋溝密度通過篩選而被保留, 其餘的兩個參數均遭淘汰, 輔佐說明了前述平均土壤體積含水量的論述, 及紋溝型態對泥砂遞移率的討論。雖然圖 11 中所顯示實測與估算單位面積土砂產出量之間的判定係數 R^2 高達 0.824, 但坡度 9% 的部分資料點明顯偏離等值線 (Line of Equality), 表示仍有一些與紋溝發展有關的機制未能在本研究中被萃取出來。

四、結論與建議

本研究以黏質土壤進行紋溝發育的試驗, 試驗中發現, 紋溝發生的地點屬隨機, 而發生的原因與土壤表面局部的物理性質差異, 其中包含: (1). 對降雨兩滴打擊力道與地表逕流剪切力的容忍程度, 以及 (2). 黏質土壤的結皮反應。當紋溝從之前的不連續產生演變為發育中的連續流路, 主要是由匯入紋溝的集中逕流之水力侵蝕主導, 伴隨著紋溝溝壁的偶發性坍塌、入滲水於溝壁滲出的滲流沖蝕、紋溝溝床遷急點的出沒, 使得紋溝發育型態發生變化。低級序的紋溝會持續下刷, 高級序的紋溝則趨向側向發展, 使得紋溝的寬深比逐漸增加, 進而影響紋溝發育表徵及土砂於紋溝內的運移與堆積。紋溝發育具有隨機性與繼承性, 同時具有掠奪性, 低級序的紋溝會因為紋溝的向源發展而掠奪鄰近紋溝的地表漫地流 (Overland Flow), 進而改變上游的集水區域與流向。

本研究之相關性分析結果顯示, 泥砂遞移率 (SDR) 與各階段 15 分鐘的土壤平均體積含水量 (θ_{15})、紋溝密度 (Rd) 及單位面積逕流量 (Q_{unit}) 呈現高度相關, Rd 與 θ_{15} 間呈現高度相關, SDR 與 Q_{unit} 間呈現高度相關而與 Rd 及 θ_{15} 呈現中度相關, 但與試驗坡度呈現不相關。相關性分析結果亦顯示, 溝頭向源侵蝕速率 (HRR) 與 θ_{15} 呈現高度逆相關。

本研究利用多元迴歸分析, 分析過程中刪除未達顯著水準的變數, 最後獲得黏質土壤紋溝沖蝕單位面積泥砂產出量為紋溝密度乘幂函數的估算公式。就實務應用面而言, 紋溝沖蝕的泥砂產出量推估雖然屬初步成果, 但有助於將裸露坡面的紋溝間沖蝕量與紋溝沖蝕量分開, 有助於未來讓物理機制模式對於黏質土壤坡面的泥砂產出量估算更為精確。

黏質土壤的物理特性影響了紋溝的發展與演變, 由於紋溝的發育具備延續性, 侵入式的量測工作, 例如: 紋溝溝壁與溝底的土壤力學參數、紋溝內的逕流深度與水力坡降之逐時變化等, 勢必影響紋溝發展、土砂產出, 建議後人可以持續精進。

謝 誌

本研究屬自費研究, 研究期間特別感謝陳有達先生在試驗土箱建構的協助, 劉羿均、劉志峰、陳士傑先生於試驗期間所提供全力的協助與掃描地形模型的建置, 使得本研究得以順利完成, 在此特予致謝。

參考文獻

- [1] 王咏潔、陳敬旻 (2017), 「細粒土壤之坡面流沖蝕與紋溝形成機制」, 水土保持學報, 49(2), 2065-2082。(Wang, Y.C., Chen C.M. (2017). "The Mechanism of Overland Flow Erosion And Rill Formation in Fine Sediment." *Journal of Soil and Water Conservation*, 49(2), 2065-2082. (in Chinese))
- [2] 王红侠、廖文江、黃水亮 (2010), 「喇媽溪溯源侵蝕機理研究」, 路基工程, 51(4), 41-43。(Wang, H.S., Liao W.J., and Huang, S.L. (2010). "Study on the Mechanism of Headward Erosion of Nama Channel." *Subgrade Engineering*, 51(4), 41-43. (in Chinese))
- [3] 沈海鷗、鄭粉莉、溫磊磊、盧嘉、韓勇 (2014), 「黃土坡面細溝侵蝕形態試驗」, 生態學報, 34(19), 5514-5521。(Shen, H.O., Zheng, F.L., Wen, L.L., Lu, J., and Han, Y. (2014). "An experimental study on rill morphology at loess hillslope." *Acta Ecologica Sinica*, 34(19), 5514-5521 (in Chinese))
- [4] 周伯原、王咏潔 (2020), 「降雨逕流與坡度對表土沖蝕和紋溝發展之影響」, 水土保持學報, 50(4), 2595-2610。(Chou, P.Y., and Wang, Y.C. (2020). "Effects of rainfall-runoff and slope gradient on surface erosion and rill development." *Journal of Soil and Water Conservation*, 50(4), 2595-2610. (in Chinese))
- [5] 陈俊杰、孙莉英、蔡崇法、刘俊体、蔡强国 (2013), 「不同土壤坡面细沟侵蚀差异与其影响因素」, 土壤学报, 50(2), 281-288。(Chen, J.J., Sun, L.Y., Cai, C.F., Liu, J.T., and Cai, Q.G. (2013). "Rill erosion on different soil slopes and their affecting factors." *Acta Pedologica Sinica*, 50(2), 281-288. (in Chinese))
- [6] 黃嵩 (2018), 「坡度、外加入流與底部透水對蝕溝發展之影響」, 碩士, 國立屏東科技大學。(Huang, S. (2018) *The Effects of Slope Steepness, Added Inflow and Subsurface Permeability on Gully Evolvement*, Master Thesis, National Pingtung University of Science and Technology, Taiwan, ROC. (in Chinese))
- [7] 蔡强国、范昊明 (2004), 「泥沙輸移比影响因子及其关系模型 研究现状与评述」, 地理科学进展, 23(5), 1-9。(Cai, Q.G., and Fan, H.M. (2004). "On the factors and prediction models of SDR." *Progress in Geography*, 23(5), 1-9 (in Chinese))
- [8] Aksoy, H., Eris, E., and Tayfur, G. (2016). "Empirical sediment transport models based on indoor rainfall simulator and erosion flume experimental data." *Land Degradation & Development*, 28(4), 1320-1328.
- [9] Aksoy, H., Unal, N.E., Cokgor, S., Gedikli, A., Yoon, J., Koca, K., Inci, S.B., Eris, E., and Pak, G. (2013). "Laboratory experiments of sediment transport from bare soil with a rill." *Hydrological Sciences Journal*, 58, 1505-1518.
- [10] Bewket, W., and Sterk, G. (2003). "Assessment of soil erosion in cultivated fields using a survey methodology for rills in the Chemoga watershed, Ethiopia." *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 97, 81-93.
- [11] Bisal, F. (1960). "The effect of raindrop size and impact velocity on sand splash." *Canadian Journal of Soil Science*, 40, 242-245.
- [12] Brown, C.B. (1950). "Sediment transportation." *Engineering hydraulics*, J. Wiley, ed., H. Rouse (Ed.), New York, 769-857.
- [13] Casali, J., Lopez, J., and Giraldez, V. (1999). "Ephemeral gully erosion in southern Navarra." *Catena*, 36, 65-84.
- [14] Ellison, W.D. (1944). "Studies of raindrop size erosion." *Journal of Agricultural Engineering*, 25, 131-136.
- [15] Evans, R., and Boardman, J. (2003). "Curtalement of muddy foods in the Sompting catchment, South Downs, West Sussex, southern England." *Soil Use and Management*, 19, 223-231.
- [16] Fernández-Raga, M., Fraile, R., Keizer, J.J., Tiejero, M.E.V., Castro, A., Palencia, C., Calvo, I., Ghahramani, A., Ishikawa, Y., and Gomi, T. (2011). "Effect of ground cover on splash and sheetwash erosion over a steep forested hillslope: A plot-scale study." *Catena*, 85, 34-47.
- [17] Ferro, V., and Minacapilli, M. (1995). "Sediment delivery processes at basin scale." *Hydrological Science Journal*, 40, 703-717.
- [18] Govers, G. (1992). "Relationship between discharge, velocity and flow area for rills eroding loose, non-layered materials." *Earth Surface Processes and Landforms*, 17, 515-528.
- [19] Herweg (1996). *Field Manual for Assessment of Current Erosion Damage*. SCRIP, Ethiopia and Centre for Environment and Development, University of Berne, Switzerland.
- [20] Horton, R.E. (1945). "Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology." *Bulletin of the Geological Society of America*, 56, 275-370.
- [21] Hubbe, M.A. (1984). "Theory of detachment of colloidal particles from flat surfaces exposed to flow." *Colloids and Surfaces*, 12, 151-178.
- [22] Kinnell, P.I.A. (2005). "Raindrop-impact-induced erosion processes and prediction: A review." *Hydrological Processes*, 19, 2815-2844.
- [23] Lu, H., Moran, C.J., and Prosser, I.P. (2006). "Modelling sediment delivery ratio over the Murray Darling Basin." *Environmental Modelling and Software*, 21, 1297-1308.
- [24] Mancilla, G.A., Chen, S., and McCool, D.K. (2005). "Rill density prediction and flow velocity distributi." *Soil & Tillage Research*, 84, 54-66.
- [25] Meyer, L., and Wischmeier, W. (1969). "Mathematical simulation of the process of soil erosion by water." *Trans. ASAE*, 12(6), 754-758, 762.
- [26] Montgomery, D.R., and Dietrich, W.E. (1994). Landscape dissection and drainage area-slope thresholds - Chapter 11. In: Kirkby, M.J. (Ed.), *Process Models and Theoretical Geomorphology*. John Wiley & Sons Ltd, 221-246.

- [27] Nearing, M.A., Norton, L.D., Bulgakov, D.A., Larionov, G.A., West, L.T., and Dontsova, K.M. (1997). "Hydraulics and erosion in eroding rills." *Water Resources Research*, 33(4), 865-876.
- [28] Osterkamp, W.R. (2008). "Annotated definitions of selected geomorphic terms and related terms of hydrology, sedimentology, soil science and ecology. U.S. Geological Survey open file report 2008-1217." U.S., 49.
- [29] Polyakov, V.O., and Nearing, M.A. (2003). "Sediment transport in rill flow under deposition and detachment conditions." *Catena*, 51, 33-43.
- [30] Ting, M., Chenghu, Z., Tongxin, Z., and Qiangguo, C. (2008). "Modeling raindrop impact and splash erosion processes within a spatial cell: A stochastic approach." *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 712-723.
- [31] USDA (1972). Sediment sources, yields, and delivery ratios. National engineering handbook, Water Resources Publications, Washington, DC.
- [32] Wolman, M.G., and Miller, J.P. (1960). "Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes." *Journal of Geology*, 68, 54-74.
- [33] Zhang, X., Wu, S., W., C., Guan, J., and Wang, Z. (2015). "Dependence of the sediment delivery ratio on scale and its fractal characteristics." *International Journal of Sediment Research*, 30, 338-343.

2023 年 06 月 17 日 收稿

2023 年 09 月 01 日 修正

2023 年 10 月 02 日 接受