

土石流潛勢溪流之地貌因子 判釋及評估

成果報告書



農業部農村發展及水土保持署 編印

中華民國 112 年 12 月

土石流潛勢溪流之地貌因子判釋及評估

**Recognition and evaluation of the
susceptibility of debris-flow watersheds
through morphometric indicators**

執行單位：國立中央大學土木工程學系

執行期間：112 年 2 月 8 日至 112 年 12 月 31 日

計畫主持人：周憲德 教授

研究人員：陳筠翰、葉承霖、廖偉名、黃郅軒

農業部農村發展及水土保持署 編印

中華民國一一二年十二月

(本報告書內容及建議純屬執行單位意見，僅供本署施政參考)

土石流潛勢溪流之地貌因子判釋及評估

摘要

本計畫探討全台 1731 條土石流潛勢溪流之險峻值分布，並針對陳有蘭溪、蘭陽溪及低集水區險峻值之土石流溪流之集水區地貌及集水區險峻值沿程分布進行分類及評估，以利災害類型及影響範圍判定。本計畫並對沖積扇坡度及地貌之演變進行室內實驗及信義鄉農富坪野溪沖積扇進行現勘現勘。沖積扇之坡度隨水砂比增加而遞減，且有一定量關係。實驗及現地觀測顯示沖積扇的扇面經清水沖刷會產生開析，扇面呈渠道化；當扇頂出現高含砂水流或土石流，則扇面上渠道會朝向回淤、漫灘、河道改道等階段發展。集水區險峻值之沿程分佈趨勢可分為六種類型，所有的土砂災害分類中皆以第三類分類(MR 值往下游遞減)為最多，其次為第四類。1731 條土石流溪流之集水區險峻值(MR)則介於 0.114 -1.869 間，其平均值為 0.647，其標準偏差值為 0.267，集水區險峻值分佈符合 Log-Pearson Type III 或 Gumble 分佈。由較低 MR 值案例分析可知集水區險峻值沿程分布可用於判釋集水區主流之土砂災害型態，當溢流點值大於 0.3，此處有發生土石流災害之潛勢；當溢流點值小於 0.3，此處主要為洪水災害。當集水區溢流點上方有主支流交匯時，應以有保全對象之主流河段或匯入支流點為新溢流點，進行集水區險峻值之沿程分佈，以確定此新溢流點之土砂災害潛勢。

關鍵詞：土石流潛勢溪流、陳有蘭溪、蘭陽溪、流域險峻值、沖積扇

Recognition and evaluation of the susceptibility of debris-flow watersheds through morphometric indicators

ABSTRACT

The study mainly uses Geographic Information System (GIS) to analyze Digital Elevation Model (DEM), and extracts the geomorphic parameters in the watershed to calculate the watershed steepness value (Melton Ratio) of the stream points in the 1731 debris-flow prone torrents. The distribution of watershed Melton Ratios are classified into six categories, and most of the watersheds belong to Types Third and Fourth. The MR values of the 1731 debris-flow ravines are within the range of 0.114 - 1.869 , with an average value of 0.647 and a standard variation of 0.267. Both Log-Pearson Type III and Gumble distribution models fit the field data well. Based on the analysis for the low MR watersheds, the distributed MR model along the main channel is applicable to identify the types of sediment disasters. When the MR is greater than 0.3 at the local point, debris flow occurs given abundant loose sediment is provided upstream. When the MR is less than 0.3, flood occurs there. On the other hand, MR values for the confluence of upstream trunk river and tributary stream, or upstream spilling points such as bridges or valleys should also be examined to evaluate their corresponding disaster categories.

Key words: debris-flow prone torrents, Chenyoulan River, Lanyang River, Melton Ratio, Alluvial fans.

目次

目次.....	I
表次.....	III
圖次.....	IV
第一章 緒論.....	1
第一節 前言	1-1
第二節 研究目的	1-4
第三節 研究方法	1-5
第四節 研究架構及流程	1-6
第二章 文獻回顧	2-1
第一節 土砂災害定義	2-1
第二節 沖積扇定義	2-3
第三節 集水區地文因子相關研究	2-6
第四節 河流與土石流沖積扇實驗	2-9
第五節 集水區土石流活躍性及規模探討	2-11
第三章 研究方法與實驗配置	3-1
第一節 研究分析方法	3-1
第二節 集水區險峻值之修正	3-7
第三節 沖積扇實驗方法與設置	3-8
第四章 實驗結果分析與討論	4-1

第一節 沖積扇水砂比實驗	4-1
第二節 渠道水砂比實驗	4-7
第三節 無因次化單寬水流功率與供砂量之關係	4-10
第五章、集水區及堆積扇地貌綜整分析	5-1
第一節 集水區流域險峻值(MR)分析	5-1
第二節 集水區形狀係數之特性	5-15
第三節 1731 條土石流溪流地貌參數分佈特性	5-20
第四節 低集水區險峻值(MR)案例及溢流點分析	5-24
第五節 沖積扇開析情況及上游土砂供應量趨勢評估	5-32
第六章 結論與建議	6-1
第一節 結論	6-1
第二節 建議	6-3
參考文獻.....	參-1
附錄一 「112 年創新研究計畫(基礎試驗研究-場次一)」案期初審查意見.....	附-1
附錄二 「112 年創新研究計畫(基礎試驗研究-場次一)」案期中審查意見.....	附-2

表 次

表 1-1 計畫工作項目分配及進度表	1-6
表 3-1 實驗顆粒物理特性	3-10
表 4-1 水砂比沖積扇實驗流量配置	4-1
表 4-2 沖積扇水砂比實驗清水沖刷階段之渠寬	4-7
表 5-1 蘭陽溪土石流潛勢溪流集水區 MR 值	5-2
表 5-2 陳有蘭溪土石流潛勢溪流集水區 MR 值	5-3
表 5-3 蘭陽溪子集水區土石流潛勢子集水區趨勢數量	5-10
表 5-4 陳有蘭溪子集水區土石流潛勢溪流趨勢數量	5-12
表 5-5 1731 條土石流潛勢溪流地貌參數範圍	5-21
表 5-6 土石流潛勢溪流中低集水區險峻值(MR)之案例分析	24
表 5-7 蘭陽溪及陳有蘭溪具明顯沖積扇變化之集水區	36

圖 次

圖 1-1 本計畫研究方法示意圖	1-5
圖 1-2 研究計畫流程圖	1-7
圖 2-1 不同的土石流流量序列如何導致不同的剝離模式示意圖	2-6
圖 2-2 流域險峻值(MR)與集水區長度關係圖	2-8
圖 2-3 台灣六個流域及大陸山區土石流溪溝之地貌判釋	2-9
圖 2-3 沖積扇實驗配置(a)橫截面圖和(b)俯視圖(Reitz et al. 2012)	2-10
圖 2-4 土石流沖積扇實驗配置(de Hass et al., 2018)	2-11
圖 2-5 奧地利阿爾卑斯山區域子集水區之土石流發生次數	2-12
圖 2-6 GT 及 LT 不同時期土石流頻率與體積的關聯性	2-12
圖 3-1 集水區分析流程圖	3-1
圖 3-2 水系修正	3-2
圖 3-3 Horton、Strahler、Shreve 河川級序示意圖	3-2
圖 3-4 不同流域溪溝起點之集水面積累積機率	3-4
圖 3-5 全台 1731 條土石流潛勢溪流之集水區險峻值分布	3-5
圖 3-6 古土石流堆積扇地形貌特徵(今村遼平，2012)	3-6
圖 3-7 最高點偏離最遠點對應之集水區險峻值修正	3-7
圖 3-8 實驗設備配置圖	3-8
圖 3-9 實驗設置側視與俯視示意圖	3-9

圖 3-10 實驗顆粒(由左至右為細沙、粗砂、褐色 PVC 和白色 PVC)	3-10
圖 3-11 疊圖影像(N=24.2 Cycle1)	3-11
圖 4-1 水砂比沖積扇實驗 n=7.2 供給條件及歷程	4-2
圖 4-2 水砂比實驗(Cycle1)渠道發展至前堆過程(n=7.2)	4-2
圖 4-3 水砂比實驗(Cycle2)渠道發展至前堆過程(n=7.2)	4-3
圖 4-4 水砂比實驗(Cycle3)渠道發展至前堆過程(n=7.2)	4-3
圖 4-5 沖積扇三個循環歷程縱剖面圖(n=7.2)	4-3
圖 4-6 水砂比沖積扇實驗 n=24.32 供給條件及歷程	4-4
圖 4-7 水砂比實驗(Cycle1)渠道發展至前堆過程(n=24.32)	4-4
圖 4-8 水砂比實驗(Cycle2)渠道發展至前堆過程(n=24.32)	4-5
圖 4-9 水砂比實驗(Cycle3)渠道發展至前堆過程(n=24.32)	4-5
圖 4-10 沖積扇三個循環歷程縱剖面圖(n=24.32)	4-6
圖 4-11 沖積扇水砂比實驗細砂之平衡坡度	4-6
圖 4-12 水砂比渠道實驗細砂之平衡坡度	4-8
圖 4-13 水砂比渠道實驗粗砂之平衡坡度	4-8
圖 4-14 水砂比渠道實驗白色 PVC 顆粒之平衡坡度	4-9
圖 4-15 水砂比渠道實驗褐色 PVC 顆粒之平衡坡度	4-9
圖 4-16 平衡坡度與水砂比之關係	4-9

圖 4-17 無因次坡度與水砂比之關係	4-10
圖 4-18 無因次單寬供砂量 q_s^* 與 shields number Θ 之關係	4-12
圖 4-19 無因次單寬供砂量 q_s^* 與 $\Theta-\Theta_c$ 之關係	4-13
圖 4-20 無因次單寬輸砂量 q_s^* 與無因次單寬水流功率 ω^* 之關係	4-14
圖 4-21 無因次單寬水流功率 ω^* 與 shields number Θ 之關係	4-14
圖 5-1 蘭陽溪及陳有蘭溪流域之研究範圍	5-1
圖 5-2 集水區 $MR'-\sqrt{A'}$ 第一-第六類沿程變化	5-5
圖 5-3 第一分類 $MR'-\sqrt{A'}$ 變化案例	5-6
圖 5-4 第二分類 $MR'-\sqrt{A'}$ 變化案例	5-7
圖 5-5 第三分類 $MR'-\sqrt{A'}$ 變化案例	5-8
圖 5-6 第四分類 $MR'-\sqrt{A'}$ 變化案例	5-8
圖 5-7 第五分類 $MR'-\sqrt{A'}$ 變化案例	5-9
圖 5-8 第六分類 $MR'-\sqrt{A'}$ 變化案例	5-10
圖 5-9 蘭陽溪與陳有蘭溪土砂災害類型區分統計	5-14
圖 5-10 土砂類型與趨勢統整	5-15
圖 5-11 蘭陽溪與陳有蘭溪形狀係數統計	5-16
圖 5-12 形狀係數與趨勢數量統計	5-16
圖 5-13 土砂災害類型之形狀係數統計分析	5-17
圖 5-14 流域險峻值、形狀係數與集水面積與分類對比圖	5-18

圖 5-15 蘭陽溪流域以及陳有蘭溪流域之矩度 α 與形狀係數 F 比對...	5-20
圖 5-16 1731 條土石流溪流之面積機率分佈	5-23
圖 5-17 1731 條土石流溪流之集水區險峻值機率分佈	5-23
圖 5-18 中市 DF080 土石流潛勢溪流附近之地質圖	5-25
圖 5-19 中市 DF080 集水區險峻值沿程分布	5-25
圖 5-20 潭美颱風(2013)時米粉寮溪支溝發生土石流 (台中市水利局網頁)	5-26
圖 5-21 中市 DF080 北側米粉寮溪鳥瞰圖	5-26
圖 5-22 中市米粉寮坑溝集水區險峻值沿程分布	5-26
圖 5-23 米粉寮溪土石流支溝與橋頭寮溪鳥瞰圖	5-27
圖 5-24 米粉寮溪支溝與橋頭寮溪(中市 DF080)無人載具空拍現況	5-28
圖 5-25 新竹泰崗溪(竹縣 DF065)集水區險峻值沿程分布	5-29
圖 5-26 南投縣加走寮溪(投縣 DF132)集水區險峻值沿程分布	5-29
圖 5-27 花蓮縣三棧溪(花縣 DF019)集水區險峻值沿程分布	5-29
圖 5-28 南投縣加走寮溪支流(投縣 DF132-1)集水區險峻值沿程分布	5-30
圖 5-29 花蓮縣三棧北溪(花縣 DF019-B)集水區險峻值沿程分布	5-30
圖 5-30 南投縣塔羅灣溪(投縣 DF031)集水區險峻值沿程分布	5-32

圖 5-31 沖積扇開析發展歷程示意圖	5-34
圖 5-32 粗細砂之初始單寬水流功率與對應的 <i>Byc</i>	5-35
圖 5-33 陳有蘭溪右岸農富坪野溪土石流沖積扇現況	5-37
圖 5-34 農富坪野溪土石流沖積扇開析變化	5-38
圖 5-35 農富坪野溪歷年土石流沖積扇開析變化	5-38
圖 5-35 農富坪野溪造成沖積扇變化之降雨歷程	5-39
圖 5-36 農富坪野溪沖積扇 2022/08/16 之變化歷程	5-39
圖 5-37 農富坪野溪沖積扇 2023/08/05 變化歷程	5-40

第一章 緒論

第一節 前言

基於坡地管理及沖積扇永續經營之考量，區分土砂運動行為是工程治理及確保土地開發有效性之一重要依據。在考量自然環境的脆弱不穩定及坡地社區居民及道路使用者可能面對的危險性，劃定危險區域以進行預警及疏散避難是坡地防災有效的非工程做法。行政院農業委員會水土保持局（以下簡稱水土保持局）所判定全台土石流潛勢溪流，迄今共有 1731 條（水土保持局，2023）。依據水保局「土石流潛勢溪流劃設作業手冊」（2013），土石流潛勢溪流之初步判定包括「保全對象」及「溪谷地形」兩項。與溪流集水區特性有關者僅為「溪谷地形」，亦即「溪床坡度大於 10 度以上之集水面積大於 3 公頃」者。惟滿足此條件之野溪、坑溝數量相當多，且溢流點位置或集水區內之發生災害類型是否為土石流仍需確認，故宜就地文因子進一步分析以提升篩選效率。在充足降雨與料源區土砂料源豐富的條件下，土石流之發生具有其重複性，故集水區之整體地貌及下游之古土石流沖積扇可視為既往土石流災害之地貌特徵（沈淑敏等，2007）。

針對土石流災害發生與地文因子間的關聯性，前人研究大多以集水區面積、地形坡度、坡向、形狀係數、崩塌地地質特性、潛勢溪流範圍內之崩塌率等為土石流發生之重要因子進行統計分析（陳文福，2003；沈哲緯，2014）。Mizuyama(1982) 歸納日本山區發生土石流之流域面積介於 0.01-100 km²(即 1-10000 公頃)，且土石流的單位面積土砂產出量有隨面積之增加有遞減之趨勢。本研究團隊 2016-2019 針對台灣六個流域的土石流集水區面積進行探討，其中以北部平廣溪及

台東卑南溪之土石流集水區面積較小，以介於 5-100 公頃為主；而陳有蘭溪、蘭陽溪、花蓮溪與旗山溪之集水區面積則較大，以 10-1000 公頃為主，且其分布介於日本與中國大陸之面積分布範圍內。以土石流集水區之平均面積而言，依次為陳有蘭溪最大(1.5 km²)，東北部蘭陽溪(1.0 km²)次之，東部花蓮溪(0.8 km²)，南部旗山溪(0.6 km²)，東部卑南溪(0.3 km²)，最小為平廣溪(0.13 km²)。惟單以面積或崩塌地地質特性並無法代表集水區之地形險峻及產砂量，故其本身尚不足以作為土石流潛勢溪流之判釋門檻值。

流域險峻值(Ruggedness) 或 Melton's ratio ($MR=H/\sqrt{A}$ ；H 為集水區溢流點以上最大高程差(Relief)，A 為溢流點以上集水區面積；Melton, 1965)與坑溝或野溪長度關係等參數曾被用於探討集水區尺度之潛在災害類型(Jackson et al., 1987; Wilford et al., 2004; 沈淑敏等, 2007)。例如加拿大山脈的土石流集水區 MR 範圍則介於在 0.25-0.30(Kostaschuk, 1986)；而對羅馬尼亞的南喀爾巴阡山脈的研究中，以 $MR > 0.55$ 表示為可能發生土石流(Viorel, 2021)。集水區險峻值(MR)可反映集水區地貌的陡峭特性，並無法反映料源的多寡或災害的強度。若無料源則不會發生土石流，但在此地貌條件下，有充足土砂料源下的土砂運動行為則是土石流。即此地貌陡峻條件是發生土石流的必要條件，而非充分條件。本研究團隊 2016-2019 根據地貌門檻值(即集水區險峻值 MR 及集水區長度 L)於 2016-2019 四年期間進行台灣上述六個流域集水區溢流點土砂運移型態之判釋，經現地勘查驗證現地土石流案例及列為洪水及高含砂之集水區，此判釋模式與現地勘查之土砂運移型態符合度良好。

因高含砂水流可能為土石流與洪水堆積型態之交替歷程，故為防災之保守考量下，可將上述高含砂水流之範圍列入土石流範疇。則土

石流潛勢溪流之地文因子判釋可簡化為以集水區險峻值(MR) = 0.3 為門檻值。當溢流點以上之集水區險峻值 $MR \geq 0.3$ ，此處河道中土砂運移型態可能為土石流(即為土石流潛勢溪流)；反之，當溢流點以上之集水區險峻值 $MR < 0.3$ ，該處河道中土砂運移型態為洪水。然溢流點處之集水區險峻值 $MR < 0.3$ ，仍應檢核其上游及支流之溢流點、河道轉彎處、橋涵、道路等處的地貌因子(MR)變化，以確定集水區內不同區位之土砂運移型態。本研究(2022)綜整六個流域集水區之堆積扇坡度與流域險峻值呈現良好之冪次關係，且 Bertrand et al. (2013) 的門檻關係可供具溢流點及扇狀堆積之集水區做為土石流潛勢溪流之判釋參考條件。土石流沖積扇上因流路改變而易致災，主要乃因扇頂(溢流點)受上游供砂及水流條件不穩定之影響而產生河道遷移所致，即沖積扇地貌具易淤易沖之特性。在集水區上游有大量土砂供應時，容易溢淹；反之，在土砂量稀少時，則出現扇面開析，及溢流點下方河道刷深開展的情形。

本計畫在既有之持續研究成果上，針對全台 1731 條土石流潛勢溪流之集水區險峻值分布特性進行分析，並就集水區地貌因子與土砂災害類型關係進行判釋及評估。土石流集水區無法以單一的數值代表整個流域的真實狀況。甚而當土石流發生於支流子集水區，然在匯入主流後轉為高含砂水流或是洪水型態。此外集水區谷口(下游溢流點)下游之沖積扇之土砂堆積狀況，具體反映上游之土砂運移行為及供應條件。因此本研究為精進土石流沖積扇之地貌因子判釋，並有效評估其集水區之土砂供應趨勢，將針對土石流潛勢溪流集水區內 MR 的沿程變化，探討地貌參數(集水區長度、面積)的影響。另一方面，本計畫以實驗及案例現勘分析土石流沖積扇地貌演變與集水區水文及地文因子之關係，針對沖積扇之坡度及扇面開溪情況與土砂供應條件之

關係深入探討，以供扇狀地受土石流影響範圍劃設之參考。本計畫成果可提升以地文參數判釋集水區內土石流發生區位及沖積扇上災害類型評估之成效，並有助於坡地防災、社區安全及水土資源之永續利用。

惟整體集水區，無法以單一的數值代表整個流域的真實狀況。甚而，土石流發生於支流子集水區，在匯入主流後轉為高含砂水流或是洪水型態。此外集水區谷口(下游溢流點)下游之沖積扇之土砂堆積狀況，具體反映上游之土砂運移行為及供應條件。因此本研究為精進土石流沖積扇之地貌因子判釋，並有效評估其集水區之土砂供應趨勢，針對土石流潛勢溪流集水區內 MR 的沿程變化，探討地貌參數(集水區長度、面積)的影響。並以室內實驗及現勘分析沖積扇在不同土砂供應條件下之地貌演變，以供集水區水土資源經營及聚落防災之參考。

第二節 研究目的

本計畫之目的為精進土石流潛勢溪流之地貌因子判釋及評估，故以高精度數值地形與既有土石流溪流之案例資料，萃取集水區及堆積扇之地文因子(如地貌特徵或地形參數)進行土砂運動類型及災害影響範圍判定，並對沖積扇坡度及地貌之演變進行實驗及案例現勘。本計畫另綜合分析全台 1731 條土石流潛勢溪流之集水區險峻值分布及特徵分析，並以室內實驗、集水區沖積扇地形案例資料分析及農富坪沖積扇現地案例勘查，分析集水區險峻值沿程分布之特性及分類，並就分類為洪水類型之案例進行分析及判釋，以提供後續土石流潛勢溪流評估及劃設影響範圍之參考依據。並套疊歷史災害以分析及驗證台灣土石流及洪水災害及其影響區域與沖積扇地貌之重要地文參數，以

驗證計畫構想之可行性，以提供後續土石流潛勢溪流評估及劃設影響範圍之參考依據。

第三節 研究方法

本研究使用數值地形模型 DEM(網格大小 5*5m)為基礎，藉由 ESRI 開發之地理資訊系統 ArcGIS 10.2 內的水文分析工具萃取並分析所需之地文因子，進行匯流面積和高程差計算以求得集水區內各溪流點之集水區險峻值 (Melton Ratio)，並利用水保局土石流潛勢溪流資料庫(BigGIS, H.O.S.T.)及地形、地貌特徵及 Melton's ratio 等地文因子及區域地質特性瞭解山區於高強度降雨下誘發土石流潛勢溪流土砂供應與沖積扇之地貌特性，並佐以室內實驗及現地勘查(圖 1-1)。本研究並根據溢流點的集水區險峻值及面積為基準，觀察子集水區內險峻值之沿程變化以及趨勢，同時加以比較及分類，並以蘭陽溪及陳有蘭溪的土石流潛勢溪流之集水區及扇狀地為主要研究內容。



圖 1-1 本計畫研究方法示意圖

土石流潛勢溪流與地文因子關聯性方面，本研究採用無因次地貌參數集水區險峻值($MR=H/\sqrt{A}$)與集水區長度(最遠距離)關係，探討集水區潛在災害類型，並分析各流域之代表性地文參數因子與災害分類準則。本計畫並綜整分析 1731 全台 1731 條土石流潛勢溪流之集水區險峻值分布及特徵分析。

第四節 研究架構及流程

本計畫共有四項重要工作項目，即 1. 土砂災害案例及沖積扇資料蒐集；2. 室內沖積扇實驗；3. 集水區及堆積扇數值地形分析；4. 沖積扇現場勘查。各工作項目之進度如表 1-1 所示。

表 1-1 計畫工作項目分配及進度表

重要工作項目	工作比重 %	預定進度	112				備註
			1-3月	4-6月	7-9月	10-12月	
土石流潛勢溪流集水區險峻值分布	35	工作量或內容	25	25	30	20	
		累計百分比	25	50	80	100	
室內沖積扇實驗	35	工作量或內容	20	30	30	20	
		累計百分比	20	50	80	100	
沖積扇地貌演變現地勘查	30	工作量或內容	20	30	30	20	
		累計百分比	20	50	80	100	
累計總進度	百分比		22	50	80	100	

本計畫研究流程圖與各研究分項之關係如圖 1-2 所示。針對不同土砂災害類型(即不同含砂濃度)所形成之沖積扇坡度特性，進行室內實驗室實驗並將其結果與現場資料進行比對。

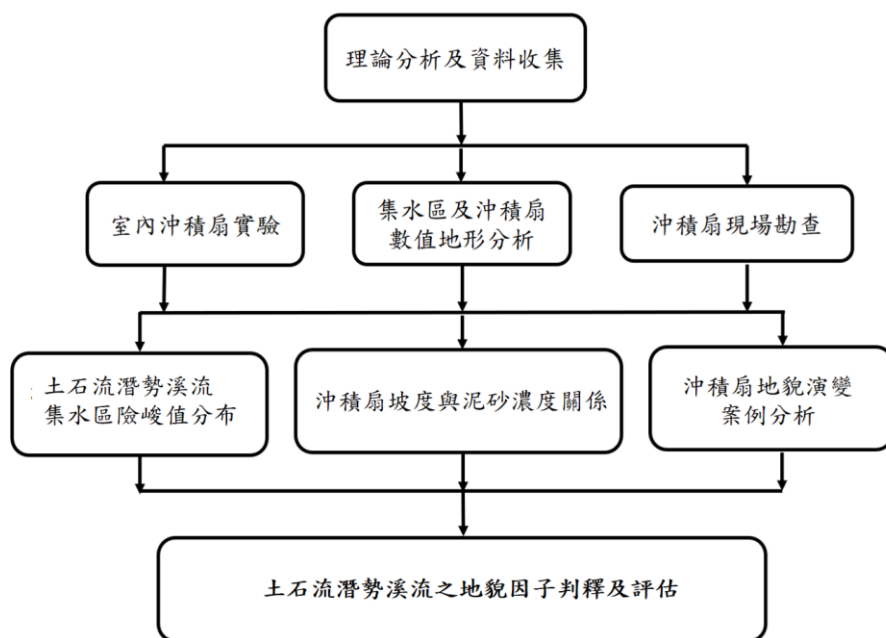


圖 1-2 研究計畫流程圖

本文對土石流潛勢溪流之地貌因子判釋及評估之研究，架構內容共分六個章節。第一章緒論，內容為前言、研究目的、研究方法等簡介。第二章為文獻回顧，其針對本研究內容中，過往學者的類似文獻進行詳細的說明。第三章為研究方法及實驗配置，介紹本研究之區域、研究步驟、溪流門檻值、水文及集水區險峻值之分析、沖積扇之實驗設置與量測。第四章為實驗結果分析與討論，就實驗進行沖積扇堆積歷程等資料進行分析與探討。第五章為針對蘭陽溪及陳有蘭溪子集水區之 Melton Ratio 的變化，並分析土砂災害類型與趨勢間的關係，並依據 Melton Ratio 之變化趨勢來進行分類，並加以比照。第六章為結論及建議，針對本年度於陳有蘭溪及蘭陽溪流域之研究成果提出綜整成果與建議。

第二章 文獻回顧

第一節 土砂災害定義

山區發生土石流通常需滿足以下條件:陡峭的渠道、活躍的侵蝕作用,以及大量的沉積物。而崩塌運動的產生經常為土石流的主要粒料來源,崩塌運動使得岩石、土等墜落並且堆積於上游的河床或是邊坡,而當降水發生時則使得水流產生足夠的強度移動這些粒料(Welsh,2011)。崩塌依運動種類可分為墜落(falls)、傾覆(topples)、滑動(slides)、側落(lateral spreads)、流動(flows)及複合運動(complex)等6大類(Varnes,1978)。崩塌提供了土石流主要的材料來源,其中與土石流相關性較大的項目為墜落(falls)、滑動(slides)及流動(flow)三項。山區河流的土砂運動類型主要分為洪水、高含沙水流、土石流等其相應之運動體積濃度分別為:洪水運動時期含砂體積濃度通常小於20%(Wilford,2004);高含砂水流之體積濃度則為20-60%(Beverage and Culbertson,1964);土石流的沉積物濃度通常則為體積的40-60%以上(Costa,1984)。

農委會水土保持手冊(2017)依照泥沙顆粒組成將土石流分為:(1)泥流型土石流(mud-type debris flow):粒徑小於0.1mm的細顆粒含量超過50%,並且粒徑大於2.0mm的粗顆粒少於10%。(2)一般型土石流(debris flow):粒徑小於0.1mm的細顆粒含量介於10%~50%之間,並且粒徑大於2.0mm的粗顆粒介於50%~10%。(3)礫石型土石流(gravel-type debris flow):粒徑小於0.1mm的細顆粒含量小於10%,並且粒徑大於2.0mm的粗顆粒超過50%。本文採國內所定義土石流之容重或體積濃度為依據,即土石流之容重或體積濃度(整體比重約在1.4-2.3

間，體積濃度約在 24.2-78.8%)，略小於中國所採用範圍(18.1-78.8%)，但較美國學者所認定者(47-55%)寬鬆。此一濃度範圍包含上述美國學者所提出之土石流、高含砂水流及崩塌的土砂濃度。

土石流產生的堆積物通常為狹窄細長狀，其前方和側面較陡(Hungr, 2000)，並且在沉積物的前端處經常可以看見較大粒徑的石礫。另外，土石流邊緣具有側積堤(lateral levees)，並且在下游具有發育良好的突出部堆積(Lobe) (水土保持手冊，2017)。因此土砂災害類別之判定如下，崩塌是土體滑動土體土體因重力牽引沿坡向下滑，其大部分土體(尤其是靠近地表部份)到達溪谷時並未流體化，故其運移距離較短；其他土砂災害類型則會沿溪溝向下游運移。洪水及高含砂水流的堆積型態以沙洲(bars)、沖積扇(fans)、河床片狀堆積(sheets)及岔流(splays)等，且河道的寬深比較大。洪水的土砂沉積常有明顯的水平分層現象，且較細顆粒在上層，底床表面大顆粒的排列常見覆瓦結構(imbrication structure)- 即顆粒相疊且顆粒上層表面的法線朝向上游。反之，高含砂水流的堆積分層及覆瓦結構較不明顯。土石流的堆積則常見基質支撐(matrix support)-粗顆粒周遭被細顆粒包圍，及逆分層堆積(粗顆粒堆積在上，細顆粒堆積在下)。相較於洪水的顆粒較圓滑，土石流的顆粒則因搬運距離較短呈尖銳，粗糙的表面及形狀。河道兩側因顆粒堆積形成側積堤，且堆積前沿常見大顆粒排列形成的陡坡。Jackson (1987) 提出判釋土石流扇的方式有以下特徵：(1)堆積無分層，基質支撐(卵石顆粒被土質包覆)，塊石稜角明顯；(2)河道兩側有明顯側積堤，前方有龍頭(snout)或耳垂(lobe)堆積(圖 2-1)；(3)扇面上有多顆單獨巨石(>1 m)堆積。不同的土砂災害類型及過程各有其災害特性，土石流的尖峰流量可為洪水尖峰流量值的 5-40 倍，而高含砂水流的尖峰流量則約為洪水尖峰流量值的 2 倍 (Hungr et al. 2001)。

第二節 沖積扇定義

一、沖積扇成因

本研究所稱堆積扇或沖積扇，包含洪水沖積扇(alluvial fans)及土石流堆積扇(colluvial fans)。沖積扇是許多環境中土砂重要的永久和臨時沉積地，而沖積扇的土砂輸送及沉積過程也是山前地區/盆地區域或山前地區/主流區域景觀中地形環境變化的重要地貌因素(wasklewicz,2016)。沖積扇發生在受限制的河道從山區集水區進入水流功率減弱區的地方。水流功率突然降低會導致沉積物開始沉積，特別是沉積物中粗顆粒部分的沉積，逐漸沉積形成扇形沉積物(Harvey,2011)。

堆積扇的形成必須滿足二個條件，即谷口上游河道提供充沛的土砂來源，及谷口處河床有足夠空間以容納並產生土砂堆積。堆積扇土砂來源為集水區上游之崩塌、岩屑崩滑、落石、坡面或河岸沖蝕等，故與集水區面積、地形、地質構造及氣候條件等有關。其一般位於山區與平原的谷口交界線（山麓線）或上游縱谷之主、支流交匯處，此谷口交界處有較大的地形落差(坡度由陡變緩，河床由窄變寬)，輸砂能力減弱而造成土砂在此淤積。如谷口交界處位於活動斷層帶，則斷層可提供上游土砂料源並加劇地形落差，則沖積扇之演化及規模將更為明顯。台灣山區之沖積扇有 90 % 位於花東縱谷，陳有蘭溪，蘭陽溪及高屏溪之縱谷(楊淑君,1996)，而這些縱谷即位於地層之界線斷層上。林銘郎等（1997）指出台灣地區主要沖積扇的分佈主要位於：(1)板塊接合縫所在的台東縱谷，(2)造山帶前緣地帶(西部丘陵與高山的交界處；河谷出了高山區在平原或丘陵區形成沖積扇)，(3)山脈軸心

帶的河谷(由北而南分別為：蘭陽溪、陳有蘭溪、荖濃溪及楠梓仙溪，屏東山麓的沖積扇)。

二、土石流扇特徵

土石流是山區內常見的地貌過程，土石流會反覆地沉積土石流之沉積物，並形成土石流扇，土石流扇中的河道從受限制的集水區出現並進入當地人口居住地(De Haas et al., 2014; De Haas, Kleinhans, et al., 2015)。土石流扇將其特有的半圓錐形狀歸因於活動河道和沉積軌跡在空間和時間上的變化，稱為剝離現象(avulsions)(e.g., De Haas et al., 2016; De Haas, Densmore, et al., 2018;)。剝離現象是土石流扇演化過程中的關鍵事件，其重要性有幾個原因。首先，它們控制沉積物在扇表面的分佈方式。在不同路徑之間切換活動河道會在扇表面上形成少量不同的扇區(Densmore,2019)。河道塞定義為局部阻塞之河道或減少河道容納空間的沉積特徵，並導致後續的土石流在具有沉積特徵的上游處直接剝離或沉積。形成河道塞的沉積特徵可能包括土石流舌狀堆積龍頭(lobe)和鼻部(snouts)、巨石和木質碎屑(De Haas,Densmore,et al.,2018)。沖積扇的前堆是由多種機制獨立或聯合作用導致的，使河流從山前地區或沖積扇遠端的地方湧出。沖積扇前堆的一個關鍵組成部分是可用的容納空間。當容納空間限制了扇的橫向擴張並且沿著扇面向下流動至更遠時，也可能發生沖積扇前堆，會促進更為細長的沖積扇形態(wasklewicz,2016)。在野外和河道運動的地層記錄中，作者反覆觀察到河流回歸舊有河道的趨勢。在扇形剝離成長的數值模型中也觀察到河流回歸舊有河道，其中河道被河道塞阻塞，並向扇的上游逐漸回填，沉積物最後會在靠近扇頂附近垂直堆積(aggradation)以填滿河道，發生河道剝離現象，河流會沿著扇面最陡峭的路徑流下(Reitz

et al., 2012)。

一些實驗研究聚焦在剝離過程的階段上。一組實驗使用了一種黏性沉積物混合物，嘗試模擬自然界中粒徑較小的顆粒對於限制河岸侵蝕和沈積顆粒後再夾帶的影響。研究描述了一個剝離週期：在剝離到一個新位置後，一個河道被切入到扇表面，穩定並前堆(progrades)海岸線(shore line)一段時間。在舌狀堆積龍頭(lobe)沉積在海岸線後，河道內的沉積物從海岸線開始，沉積物回填(backfilling)沿著扇形表面向上游渠道入口前進，當填充渠道不再能容納土石流時，土石流會溢出整個扇表面。土石流選擇了一條新路線，然後集中流動(Reitz et al., 2012)。

第一種為典型的後堆(backstepping)和剝離序列，其中河道塞(channel plugs)沉積和後堆(backstepping)發生在小至中等規模的土石流期間，然後在大流量之土石流期間發生剝離現象(圖 2-1a)。第二種為大流量之土石流如何越過舊有河道堆積繼續沿著河道下移或經由剝離現象產生新的河道。地形最有利的渠道會在後續的土石流中被擴大，而其他河道則被河道塞沉積和後堆(backstepping)阻塞(圖 2-1b)。第三種為土石流如何向扇上的地形低窪處漸進式的橫向移動，即使在一系列類似大小的土石流事件中也是如此(圖 2-1c)(De Haas, Densmore, et al., 2018)。

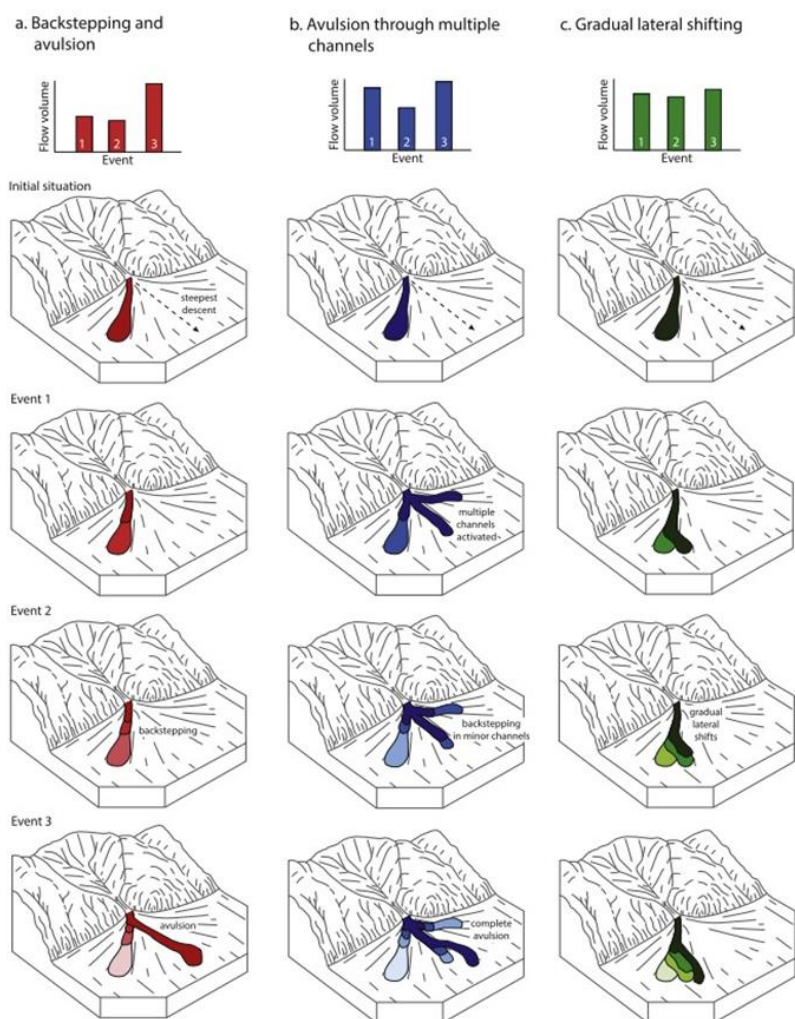


圖 2-1 不同的土石流流量序列如何導致不同的剝離模式示意圖

第三節 集水區地文因子相關研究

土石流災害發生與地文因子間的關聯性，前人研究多以多變量統計分析指出集水區面積、地形坡度(>30%)、坡向、形狀係數、崩塌地地質特性、潛勢溪流範圍內之崩塌率等為影響土石流發生之重要因子(陳文福，2003；沈哲緯等，2012)。惟上述地文參數對於好發於山區土砂災害中之土石流、高含砂水流與洪水災害較不具鑑別能力。一無因次地貌參數-集水區險峻值(Watershed Ruggedness 或 Melton's ratio；Melton, 1965)與坑溝或溪流長度關係等參數曾用於探討集水區

尺度之潛在災害類型。集水區險峻值代表集水區整體地表的陡峻程度，溪流長度則反映集水區的面積大小。Jackson et al.(1987) 指出加拿大洛磯山脈的土石流沖積扇坡度一般大於 4° ，且扇頂以上的集水區險峻值(MR)大於 0.3。歐洲阿爾卑斯山脈的土砂災害資料(Berti and Simoni, 2007; Scheidl and Rickenmann, 2010) 顯示土石流沖積扇的臨界 MR 值 與沖積扇坡度呈負相關。

$$MR = \frac{H}{\sqrt{A}} \quad (2-1)$$

H 定義為集水區內之最高點與該溪流點間之高程差，A 的定義則為集水區內自溢流點以上所涵蓋的集水區面積(Melton, 1965)。Melton ratio 可與其他參數共同應用於探討集水區內不同尺度之災害類型(如河流長度等)。Melton ratio 之意義為全集水區內其地貌的陡峭程度，溪流長度則可反映該集水區之集水面積。

形狀係數(F)由 Horton(1932)所提出，其代表集水區的寬度與長度之比值，形狀係數 F 的定義為：

$$F = \frac{A}{L^2} \quad (2-2)$$

其中 A 為集水區面積，L 則為集水區長度。對於趨近圓形的集水區來說，形狀係數的值大部分大於 0.78 (Khare et al., 2014)；若形狀係數的值越小，則集水區的形狀越細長(Chopra et al., 2005)。若一集水區有較大之形狀係數(F)，意指該集水區在短時間內可能有較高的尖峰流量；相對的，有較小形狀係數的集水區則表示在長時間內有著較低的尖峰流量(Thakkar et al., 2007)。故形狀係數較大的集水區則較容易在下游段發生洪水氾濫之情況；而集水區之形狀係數較小(集水區較狹長)時，因河川的邊坡較為陡峭，故容易因崩塌使砂石堆積於河道上，且狹長

的集水區容易匯集成洪流，致使土石流發生(沈哲緯等，2012)。

Jackson(1987) 和 Wilford(2004)定義了不同的土砂災害類型所代表的 Melton Ratio 值，MR 值小於 0.3 時，表示為洪水；MR 值介於 0.3 至 0.6 為高含砂水流；而 MR 值大於 0.6 則歸類為易發生土石流的集水區。此外，判斷過程亦會結合集水區的長度來作為分類依據，當集水區的長度小於 2.7km 時，則可能會發生土石流(圖 2-2)。

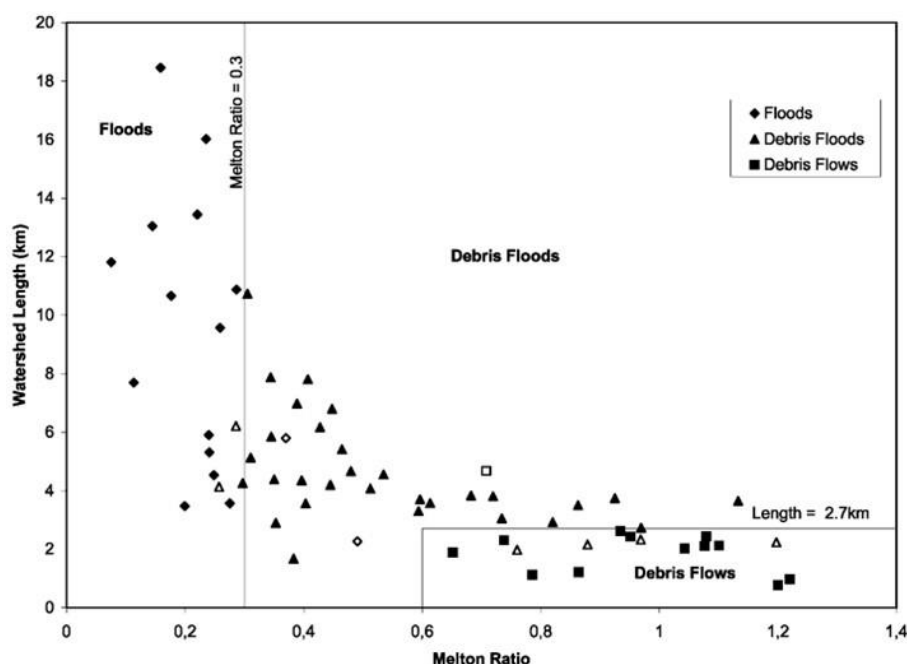


圖 2-2 流域險峻值(MR)與集水區長度關係圖

資料來源: Wilford et al. (2004)

因不同的地區會因擁有不同的地質特徵、氣候因素而有不同的土砂災害分類標準，臺灣之 MR 值亦有所不同。本研究團隊 2016-2019 根據地貌門檻值(即集水區險峻值 MR 及集水區長度 L)於 2016-2019 四年期間進行台灣上述六個流域(集水區溢流點土砂運移型態)之潛勢溪流之地貌判釋，並加上中國大陸四川、甘肅、雲南、西藏等地之 141 處 土石流案例進行綜整比對(圖 2-3)。此判釋模式與現地勘查之土砂運移型態符合度良好，其準則為： $MR > 0.43$ 且 $L < 7\text{km}$ 者，為土石流； $0.3 \leq MR \leq 0.43$ 且 $L \leq 14\text{ km}$ 或 $MR > 0.43$ 且 $7\text{ km} \leq$

$L \leq 14 \text{ km}$ 者，為高含砂水流及土石流並存； $MR < 0.3$ ，土砂運移型態為洪水（周憲德等，2022）。

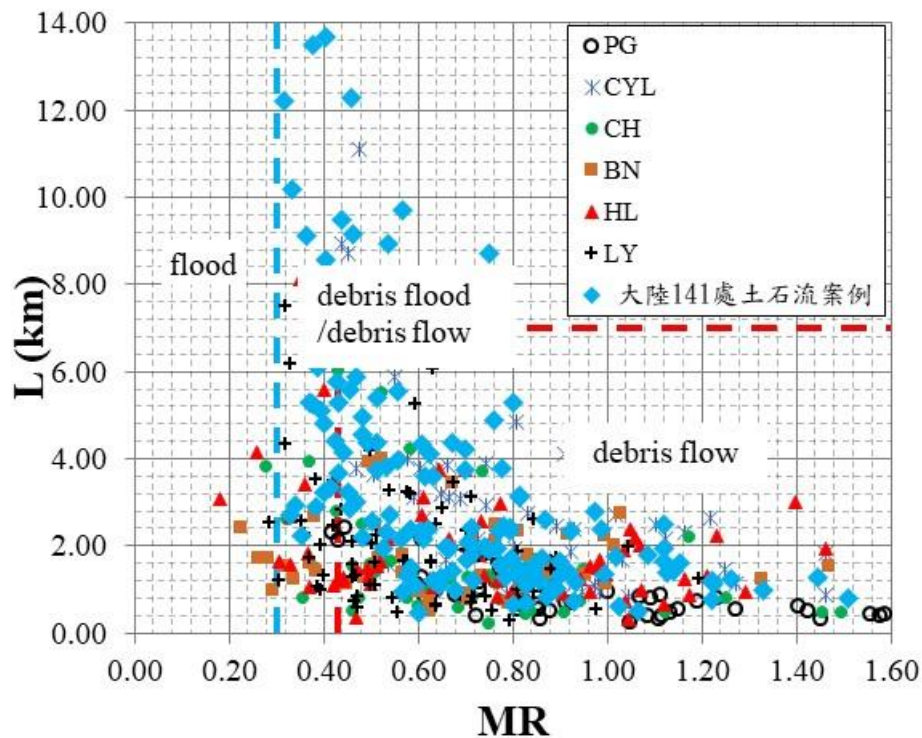


圖 2-3 台灣六個流域及大陸山區土石流溪溝之地貌判釋

第四節 河流與土石流沖積扇實驗

河流沖積扇實驗如圖 2-3 所示(Reitz et al. 2012)，，乃以沉積物供給量 $Q_s = 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$ 和供水量 $Q_w = 5 \times 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s}$ 的穩定輸入量而建置。選擇這些輸入值是反應河流中之輸送濃度，並且使該比率與其他實驗大致相當。水和泥砂在一個漏斗中混合，並在一個寬 1 公尺長 3 公尺深 1 公尺之實驗水槽的一端中心作為點源輸入。並且沖積扇的高度不受限制，通過實驗可以隨時間自由變大。水箱底部有 3 公分的固定水位，該值由排水口的高度決定。實驗區域的邊界距離水-沉積物界面足夠遠，因此 3 公分的值不會影響實驗的分析。作者使用與礫石和沙子具

有大致相同流動性差異的兩種材料：密度 3.00 g/cm^3 的黑色 2 mm 花崗岩和密度為 1.15 g/cm^3 的白色 0.3 mm 塑料，並且保持體積水和泥沙排放量不變，只改變了相對顆粒級配，花崗岩體積為 5% 和 20%。實驗分析通過圖像處理完成的，使用的是 NIH 開發的程式 ImageJ。通過取得連續圖像之間的差異，可以分離出扇上的變化區域。

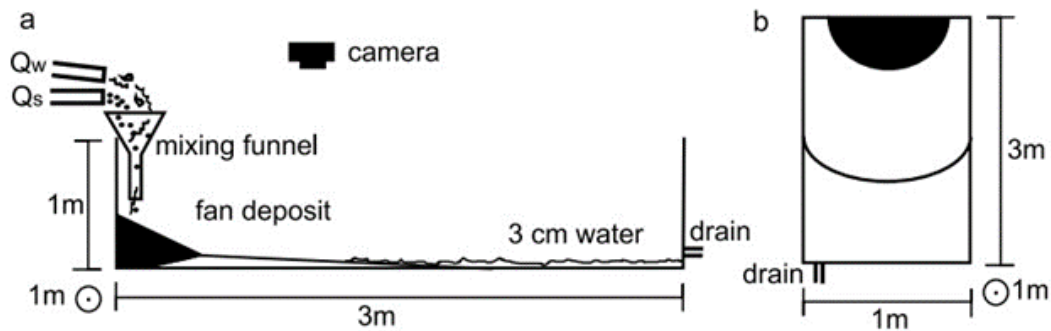


圖 2-3 沖積扇實驗配置(a)橫截面圖和(b)俯視圖(Reitz et al. 2012)

土石流沖積扇以 de Haas et al. (2018)的實驗為例(圖 2-4)，實驗裝置由一個混合槽連接到一個 30 度的傾斜渠槽，長 2 m，寬 0.12 m，其下游端連接到一個傾斜為 10 度。槽床和水槽側壁覆蓋砂紙來模擬大自然河床的粗糙度，出流平台覆蓋深 0.5 cm 的鬆散砂層。將沉積物和水添加到混合罐中，攪拌直到形成連貫的混合物，並用電磁打開閘門將土石流混合物釋放到渠道中。

土石流扇是通過在出流平台上堆積連續的土石流沉積物而形成的，保持基準面固定。扇被允許增大直到達到最大程度，此時隨後的土石流無法到達扇，因為它們被供給河道中堆積的土石所阻塞。這發生在 55 到 85 次土石流之後，具體取決於實驗。所有土石流都具有相似的成分，由黏土（高嶺石；佔總沉積量的 5.8%）、砂和玄武質礫石。所有土石流都含有 44 vol%的水。

在實驗水槽上方，設置了一台數位相機，用於在每次土石流後對

扇的地形拍攝圖片。使用腳架上的相機拍攝了扇上土石流移動和沉積的視頻，該三腳架斜對著渠道和土石流扇。在每次土石流事件後，作者使用從條紋圖案投影儀獲得 3D 點雲的 3D 掃描器以次毫米解析度和精度來測量沉積物形態。

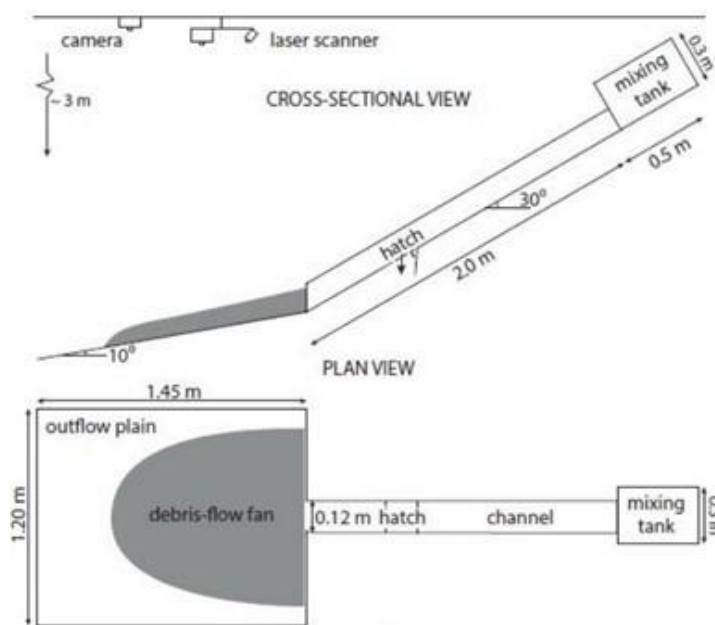


圖 2-4 土石流沖積扇實驗配置(de Hass et al., 2018)

第五節 集水區土石流活躍性及規模探討

Rom et al. (2023) 藉由歷史觀測資料及光達(LiDAR)技術建立高程模型(DTM)，並搭配集水區之正射影像遙測數據，針對奧地利阿爾卑斯山中北部的 Horlachtal 的六個集水區共 834 場土石流在時間(1947-2020)及空間的土砂運動狀態進行探討。其中以南北走向的 Grastal (GT)、Larstigtal (LT)二子集水區最活躍如圖 2-5 所示，可知活躍期分別為 1954 年~1973 年、1990 年~2009 年及 2015 年~2018 年三個區間，而發生場數最高的情況是落在 2015 年~2018 年之間。

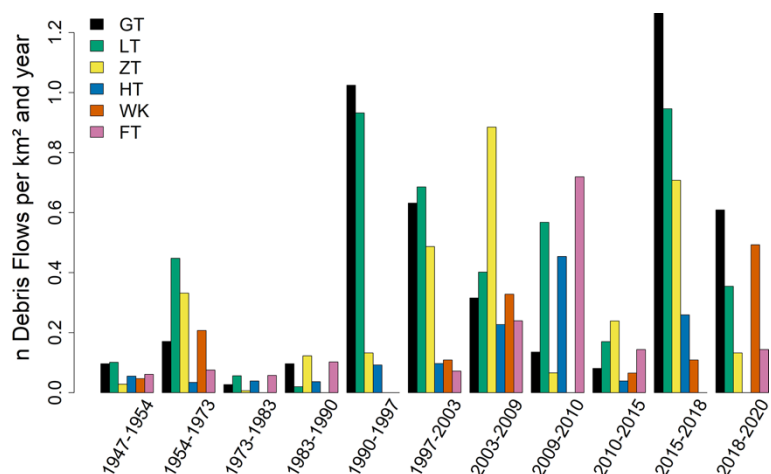


圖 2-5 奧地利阿爾卑斯山區域子集水區之土石流發生次數

GT 和 LT 二集水區在不同時期下的土石流規模與發生頻率的關聯性如圖 2-6 所示，同一頻率之發生規模以 1990 年~1997 年最大，1997-2003 及 2003-2009 次之。

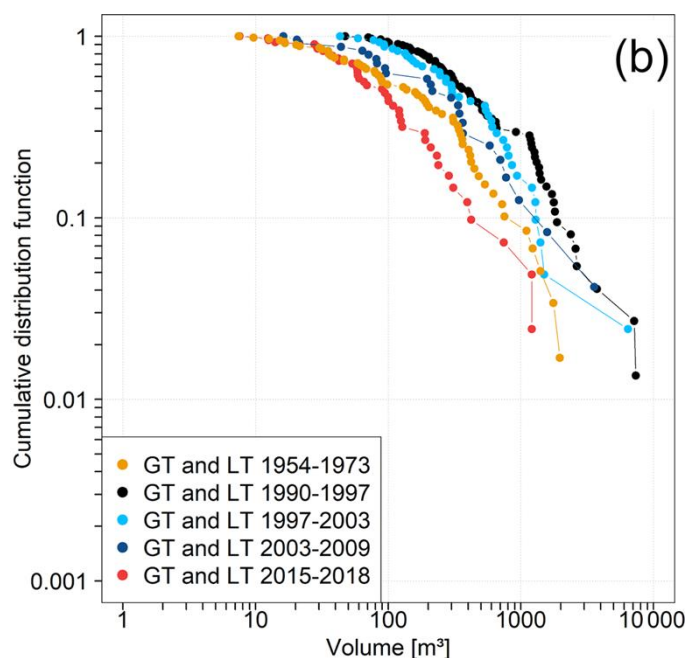


圖 2-6 GT 及 LT 不同時期土石流頻率與體積的關聯性

相較之下 2015 ~2018 年期間土石流發生次數雖頻繁，但其發生規模則與 1954 ~1973 年相近，即以小規模之土石流居多。Rom et al.

(2023) 推估其原因為在 1990-2009 活躍期間，集水區的落石崩積物已被大量帶走，故 2015~2018 土石流之料源較少，故其發生土石流之規模較小。由上可知，土石流之致災規模與發生次數頻繁並非正相關；土石流之發生規模並非單由降雨或土砂供應量唯一決定，而是取決於發生當時河道及坡體的土砂供應量(sediment supply)與河道之土砂輸送能力(sediment transport capacity)之值。考量台灣地質脆弱的條件，極端氣候變遷及防救災宜事前防範，土石流的集水區地貌條件及土石流扇狀地判釋是防減災及土地永續利用之重要評估依據。

第三章 研究方法與實驗配置

第一節 研究分析方法

一、資料蒐集應用

本研究利用 Arc GIS 軟體萃取所需之地文因子並計算集水區險峻值(MR)，各子集水區產生皆利用 Arc GIS 軟體外掛程式水系分析軟體 (Arc Hydro) 計算獲得，高程資料以 5m DEM 萃取。其次，以 Python 撰寫編程應用於 ModelBuilder 環境中的 Arc GIS 外掛工具，並將結果以 SPSS 統計軟體做分析。

二、流域劃分與水系分析

研究萃取流域內各土石流潛勢溪流集水區所需之地文因子，並且使用網格大小為 5 米的 DEM 進行水文分析，將所得之資料進行集水區相關的地貌特徵分析，分析流程詳見圖 3-1。



圖 3-1 集水區分析流程圖

水文分析前因模擬水系可能並非實際之溪流流路，且所模擬的溪流線因平滑化，造成在累積流量的計算上會出現錯誤，因此需檢視及校正。如圖 3-2 (A)中的紫色線條為 ArcGIS 軟體所模擬的溪流線，該溪流線並無沿著累積流量來劃定；圖 3-2(B)中的橘色線條為修正過後的溪流線，依據累積流量來判定河流的流動路徑。

本研究則選用 Strahler 的河川級序區分法進行河川級序分析。Strahler(1952)的分法為無支流的為 1 級河川，有兩條 1 級河川匯入的為 2 級河川，但低級河川之主流進入高級河川時，其級序並不會提升，以此類推(圖 3-3(b))；而 Shreve(1966)所提出的方法則為，無支流的為 1 級河川，但當兩條 1 級的相匯後的則為 2 級河川，1 級與 2 級的匯流後則為 3 級河川，2 級與 3 級的匯流後則為五級河川，以此類推(圖 3-3(c))。

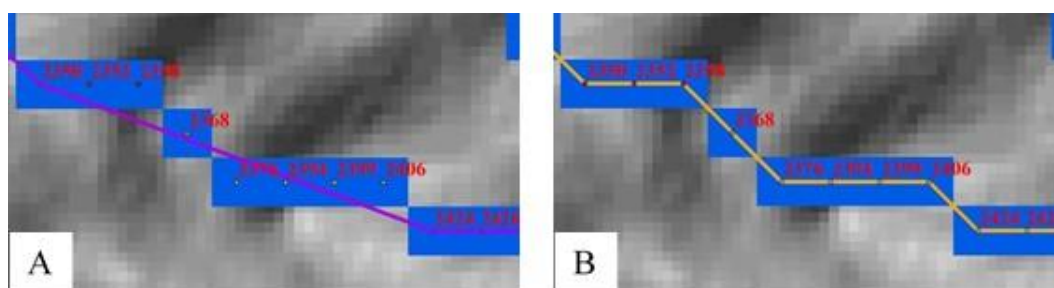


圖 3-2 水系修正

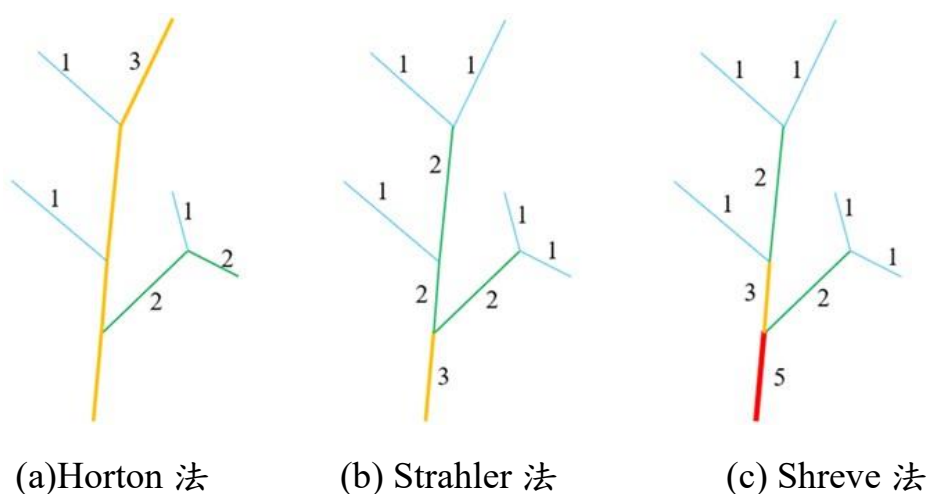


圖 3-3 Horton、Strahler、Shreve 河川級序示意圖

三、集水區溪流門檻值分析

一般而言，溪流門檻值可定義為河道起始點之門檻值，當溪流面積圖層上某網格匯集之地表逕流集流面積到達溪流門檻值以上時，運算程式即視其為河道之一部分；換言之，當溪流門檻值設定越高時，某網格必須擁有越高之溪流面積值，才能被定義為河道。以單一集水區而言，當溪溝的門檻值越低時，所呈現出來的水系則越細以及密集；反之，當門檻值設定的越高，則代表溪流起點所需要累積的流量越大，故門檻值越大則溪流起點之集水面積越大。

圖 3-4 為臺灣六個流域(卑南溪(BN)、旗山溪(CH)、陳有蘭溪(CYL)、花蓮溪(HL)、平廣溪(PG))溪溝起點之集水面積累積機率(周憲德，2019)，溪溝起點計算依據水土保持技術規範之定義，等高線圖(5m)中，凸向上之計曲線(間距 25m)，夾角小於 90 度連續三條以上，視為溪溝起點。圖中不同流域溪流的起始集流面積皆不相同，以 50% 累積匯流面積為基準，旗山溪(CH)最大，平廣溪(PG)的則最小。由此可知，不同流域所使用的起始溪流門檻值也不盡相同。

本研究使用 5 米網格大小的 DEM 進行水文分析，以 5 公頃(即 2000 個單位網格)訂定為溪流起點，5 公頃(50000 m²)符合大多數溪流起點之面積上限，也確保所繪之溪流線與實際的地貌情況相符並能正確的反應溪溝的地形特性。

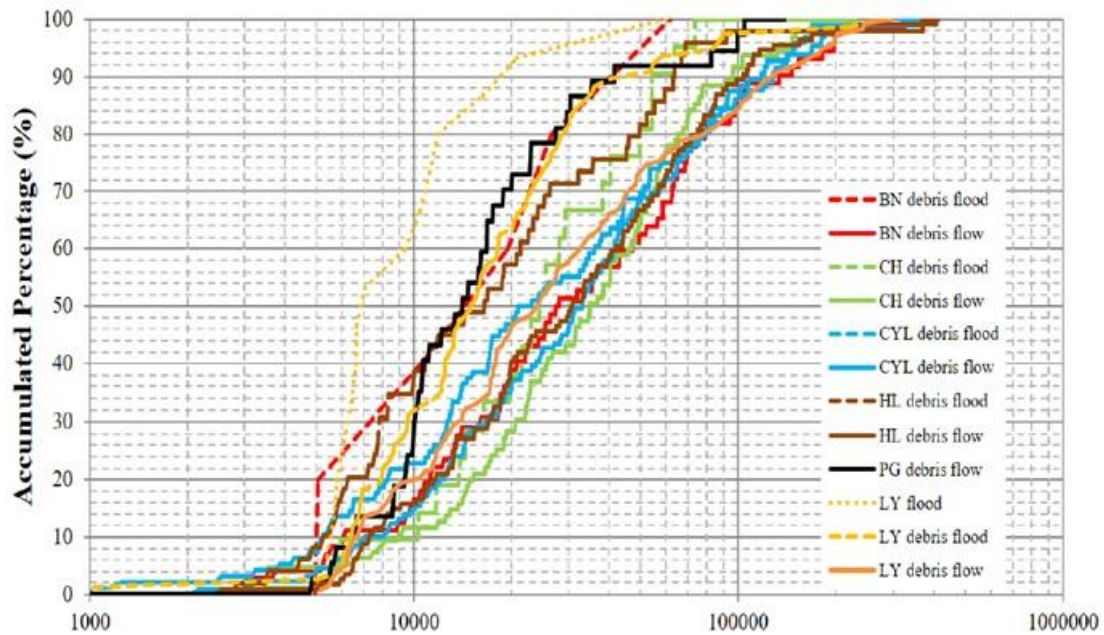


圖 3-4 不同流域溪溝起點之集水面積累積機率

資料來源: 周憲德 (2019)

四、集水區險峻值

利用 ArcGIS 萃取所需子集水區之各地文因子，如高程差、集水區面積、集水區長度等。依照 Melton (1965) 所提出之公式計算其集水區險峻值，如式 (2-1) 所示。依據 Wilford et al. (2004) 提出使用 Melton's ratio (MR) 與集水區長度 (L) 結合，判定該集水區之土石災害。土石災害類型分為洪水、高含砂水流、土石流。其洪水定義為 $MR < 0.3$ ；高含砂水流定義為 $0.3 \leq MR \leq 0.6$ 及 $MR > 0.6$ 且集水區長度 $\geq 2.7\text{km}$ ；土石流定義為 $MR > 0.6$ 且集水區長度 $< 2.7\text{km}$ 。上述門檻僅適用於加拿大集水區，針對不同地區之地貌條件，其門檻值應因地制宜，本計畫團隊 2016-2019 針對台灣北、中、南、東六個流域之土石流案例進行整合分析與驗證，集水區土石災害之地貌分類為 $MR > 0.43$ 且 $L < 7\text{km}$ 者為土石流； $0.3 \leq MR \leq 0.43$ 且 $L \leq 14\text{ km}$ 或 $MR > 0.43$ 且 $7\text{ km} \leq L \leq 14\text{ km}$ 者為高含砂水流及土石流並存； $MR < 0.3$ 則為洪水。

本計畫今年度收集全台 1731 條土石流潛勢溪流之地貌資料，並針對其集水區險峻值之分布特性進行分析。初步成果如圖 3-5 所示，其中有 91 條土石流溪流在溢流點處之 MR 值小於 0.3，亦即溢流點處土砂運移型態為洪水(即判釋準確度達 94.7%)。

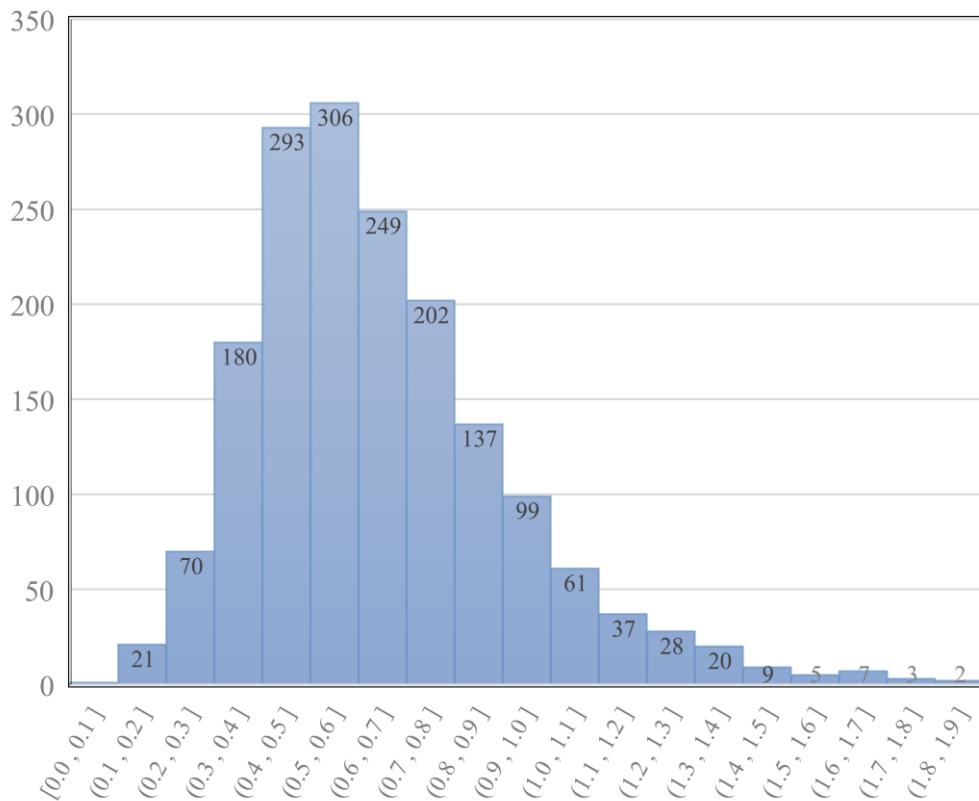


圖 3-5 全台 1731 條土石流潛勢溪流之集水區險峻值分布

五、微地形判釋

近年來因數值地形的精度日益提升，除傳統航測產製外，亦可由空載或地面光達掃瞄而得。植生較疏的坡面或裸坡，則可以無人載具(UAV)進行取像及產製地形圖。微地形判釋即因應高解析度數值地形與立體圖精進後，所衍生之地形計測評估技術。本研究土石流微地形判釋以現地古土石流特徵為主要探討對象；惟考量地形空間解析度與蝕溝土石流規模較小，僅針對下游古土石流堆積扇地形進行判釋。

今村遼平(2012)指出下游緩坡區或河道出口堆積扇的形貌可能受上下、游地形及供砂的因素影響而呈現三種型式(圖 3-6)，分別為(1)下游開闊的典型扇狀地；(2)溪流兩岸受到地形屏障的束縮狹長型堆積扇；(3)溪流兩側岸壁土砂產量豐沛的溪床堆積地形等。由於上、中游的山崩事件通常為土石流提供重要料源，透過微地形判釋，除了可瞭解集水區內過去發生的邊坡災害，同時也顯示了現有地形上的歷史災害跡證，可作為評估未來集水區內土砂災害發生之基礎評估資料。

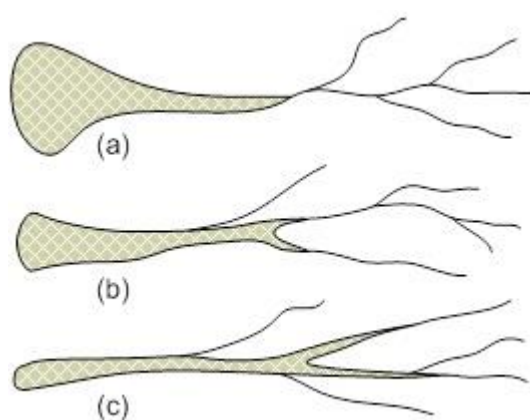


圖 3-6 古土石流堆積扇地形貌特徵(今村遼平，2012)

本研究除蒐集研究範圍內之 5 m 數值高程地形外(水土保持局提供)，部分區域採 UAV 空拍後所產製之高精度地形(5 m)，以圈繪分析本區土石流微地形特徵，並至現場檢核圖資圈繪與地貌之正確性。本研究之山崩微地形判釋方法除參考歷史致災紀錄外，主要採用研究產製之數值高程模型(DEM)及航拍正射影像作為判釋圖資。透過相關基礎圖資蒐集，配合 Arc GIS 軟體之空間分析模組產製 DEM 之多方位日照陰影圖及等高線圖。本研究除利用高精度數值地形圈繪現生土石流堆積扇外地貌外，亦分析圈繪後之土石流堆積扇坡度(自扇頂至扇端)及面積，以結合 Melton' s ratio 進行後續地貌特徵探討。

第二節 集水區險峻值之修正

集水區險峻值(MR)是以集水區下游溢流點為基準點，假設集水區最高點到溢流點的距離(L^*)為集水區長度(L，即集水區最遠點到溢流點的距離)。然而實際溪溝案例中，集水區之最高點可能明顯偏離集水區之最遠點。故給定集水區最高點到溢流點所對應之主流有效集水面積(A^*)，可得修正集水區險峻值為 $MR^* = H/\sqrt{A^*}$ (方法一)。如集水區之長度與集水面積之平方根成正比，則修正集水區險峻值為 MR^* 可由整體集水區險峻值(MR)加以估算修正，其關係為 $\frac{MR^*}{MR} = \frac{L}{L^*}$ (方法二)。

本計畫整理台灣不同流域之土石流集水區中，其最高點距離(L^*)偏離最遠點(L)之案例進行分析，二種方法之比較結果如圖 3-7 所示。當 $L^*/L < 0.85$ 時，修正集水區險峻值(MR^*)與整體集水區險峻值(MR)之比值大於 1.25，應進行修正。給定 L^*/L 時，方法二所得之估算修正值可作為修正集水區險峻值之下限，但隨著 L^*/L 下降，個別集水區之差異更加明顯，故建議以方法一為判釋及修正根據。

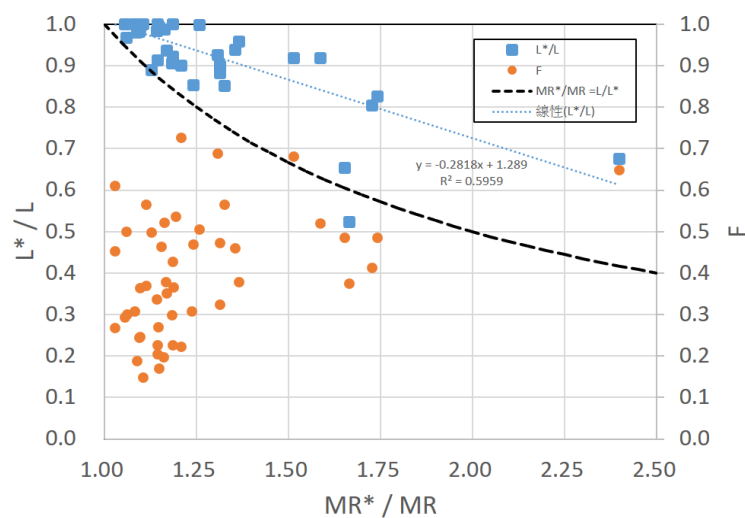


圖 3-7 最高點偏離最遠點對應之集水區險峻值修正

第三節 沖積扇實驗方法與設置

一、沖積扇水砂比實驗

本實驗設備由堆積平台、供給渠道、循環水槽及儲砂桶四個部份組成。循環水槽包含上游的定水頭水箱及下游的尾水水箱，水流從上游定水頭水箱輸送至供給渠道，流經沖積扇，再流至堆積平台並經尾水口，進入下游尾水水箱，透過尾水水箱內的沉水馬達將水回送至上游定水頭水箱，以達成水循環，如圖 3-8 所示。

輸水管道為內徑 2cm 的 PVC 水管，靠近上游定水頭水箱之水管設有球筏，可調整流量大小。水流經由輸水管道輸送至 2cm 寬的透明壓克力擋板供水渠道，通過供水渠道後，流入堆積平台上之沖積扇。堆積平台為一片刻有網格的黑色壓克力板，網格大小為 1cm×1cm，並作為實驗影像分析之比例尺。供給渠道兩側有 2 片夾角 90°之透明壓克力板垂直放置在堆積平台上，來限制沖積扇發展的範圍。在黑色壓克力板下方有一個玻璃纖維製的淺藍色水槽，主要為蒐集黑色壓克力板上堆積區所流出之尾水，最後經由尾水口將尾水導入尾水水箱。圖 3-8 實驗設備配置圖

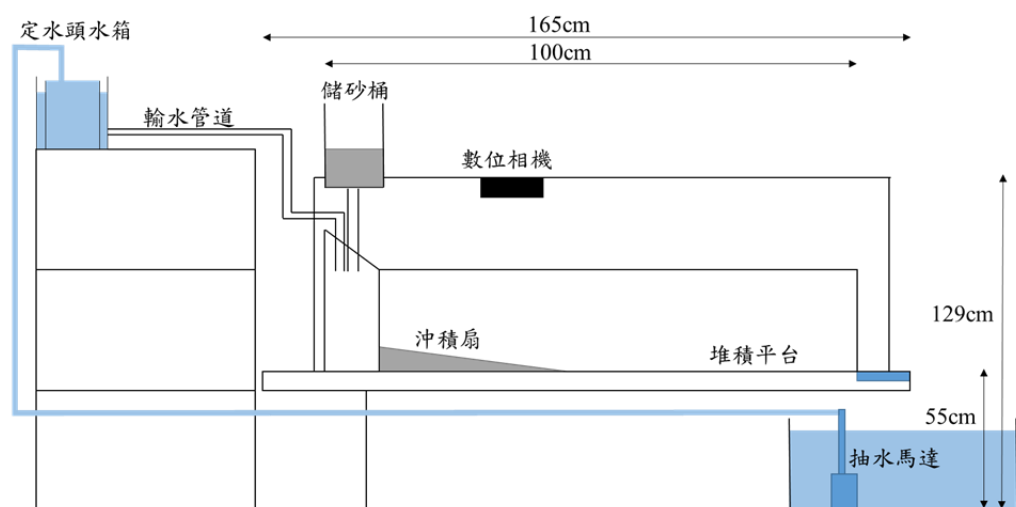


圖 3-8 實驗設備配置圖

二、渠道水砂比實驗

水砂比渠道坡度實驗設備有四個部分，分別為循環水槽、輸水管道、儲砂桶與堆積渠道(寬 3cm)，如圖 3-9 所示。透過流量控制閥和抽水馬達，提供已率定之流量經輸水管流至堆積渠道內，流出堆積渠道的尾水則經尾水口蒐集至下方儲水箱，再由抽水馬達將水送至輸水管道內以達成循環。堆積渠道兩側邊壁為透明壓克力檔板，面向數位相機這側的壓克力檔板表面貼有 1cm×1cm 的網格，做為影像分析的比例尺。堆積渠道末端設有 1cm 高的尾檻以確保渠道為可沖淤底床。

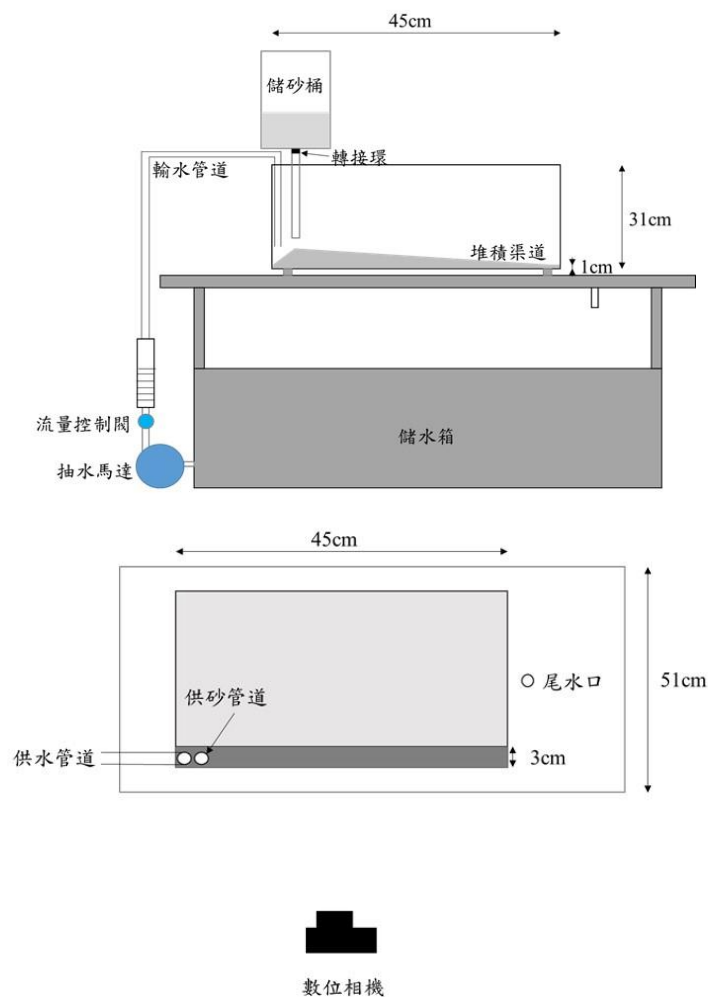


圖 3-9 實驗設置側視與俯視示意圖

三、堆積材料特性

沖積扇實驗選用中值粒徑 D_{50} 為 0.198mm 之均勻細砂，均勻係數 (σ) 定義如 3-1 式，此實驗顆粒的均勻係數 (σ) 小於 1.3，屬均勻級配之範圍。

$$\sigma = \sqrt{(d_{84}/d_{16})} \quad (3-1)$$

渠道水砂比實驗除了選用細砂外，並以不同粒徑之實驗顆粒來進行實驗，如：粗砂、白色 BB 彈以及褐色 BB 彈共 4 種顆粒(圖 3-10)，其物理特性如表 3-1 所示。

表 3-1 實驗顆粒物理特性

實驗顆粒	D50(mm)	σ	密度(g/cm ³)	二維安息角	孔隙率(%)
細砂	0.20	1.24	2.51	32.7	42.1
粗砂	1.43	1.47	2.62	36.3	41.5
褐色 PVC	3.85	1.05	2.99	31.2	42.5
白色 PVC	5.90	1.00	1.83	30.8	43.3



圖 3-10 實驗顆粒(由左至右為細沙、粗砂、褐色 PVC 和白色 PVC)

四、疊圖分析與距離校正

在沖積扇的水砂比實驗中，因為渠道之起點較難判斷，故本研究使用 Adobe Photoshop CS6 進行疊圖分析。在平台上尚未堆積沖積扇前，先行錄製一段空黑色壓克力板的影像，以便清楚辨別渠道起點位置，再與擷取實驗開始後之沖積扇影像疊圖，並能透過疊圖後之圖像，清楚辨別不同時間點下沖積扇之發展過程，如圖 3-11 所示。

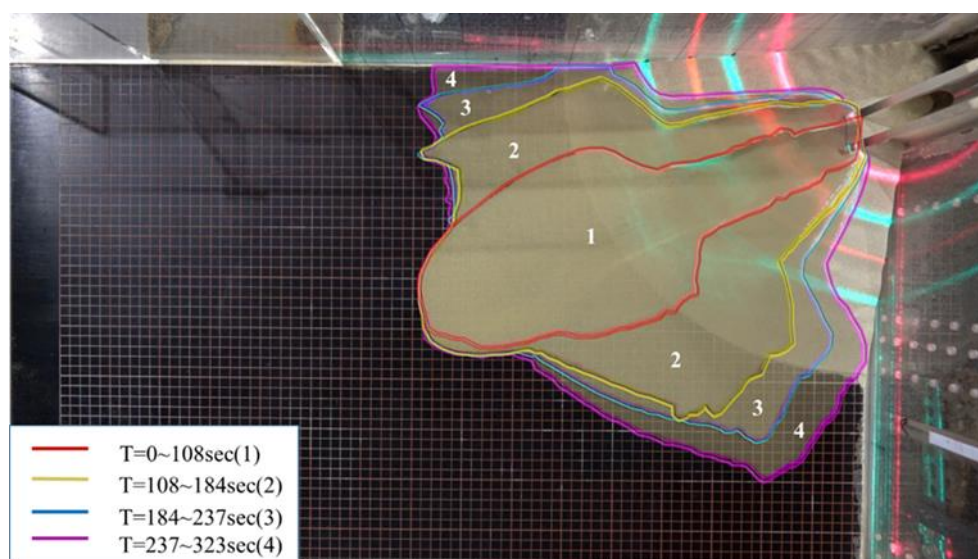


圖 3-11 疊圖影像(N=24.2 Cycle1)

實驗需要計算扇面坡度，透過雷射高程標定裝置來量測不同高程下雷射線與渠道出口原點之距離，不同之高程會影響其堆積平台上方俯視之相機的倍率，故需要對不同高程下之水平距離進行修正。分析實驗影像時，會利用堆積平台的黑色壓克力板上之刻度，作為比例尺來進行測量，在量測不同高程之雷射與渠道出口原點之距離後，用式 (3-2) 進行雷射水平距離之折減。

$$\chi'_z = \chi_{z, \text{measure}} \times \lambda_z \quad (3-2)$$

$\chi_{z, \text{measure}}$ 為在影像分析中不同高程之雷射線與渠道出口原點的距

離， $\chi'z$ 為經過折減後所得到的各高程雷射線與渠道出口原點之距離， λ 則定義為不同高程雷射與黑色壓克力板上之高程 Z 的折減係數，該係數是由測量不同高程下之固定距離在影像中之像素長度比例而定。

第四章 實驗結果分析與討論

第一節 沖積扇水砂比實驗

本研究分別以水砂比 $n=7.29$ 與 $n=24.32$ 進行沖積扇堆積實驗，其流量配置如表 4-1 所示，並探討在不同水砂比情況下沖積扇的前堆過程及其坡度變化，並進行整合分析。

表 4-1 水砂比沖積扇實驗流量配置

Qw (cm ³ /s)	Qs (cm ³ /s)	n
30	6.86	4.37
50	6.86	7.29
20	1.85	10.81
45	1.85	24.32

一、水砂比 $n=7.29$ 之沖積扇實驗

水砂比 $n=7.29$ 的沖積扇實驗，其供給條件與歷程如圖 4-1 所示。當清水沖刷沖積扇，扇面開析形成渠道化，而隨著高含砂水流流入沖積扇（圖 4-1 中紅線範圍），原本沖刷的渠道開始淤積，使得渠道底床高程和渠寬逐漸增加。當渠道淤滿時，高含砂水流會溢出沖刷的渠道邊界，發展成漫灘階段，形成片狀流，並且在沖積扇上開始淤積，逐漸隨著片狀流的發展前推（圖 4-2 中黃色和藍色區塊）。

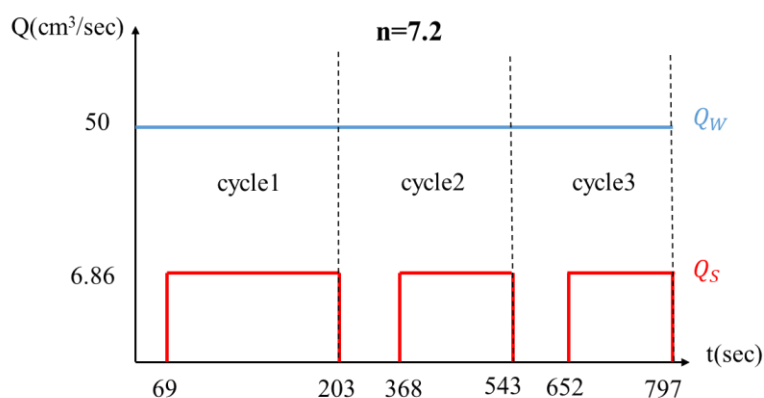


圖 4-1 水砂比沖積扇實驗 $n=7.2$ 供給條件及歷程

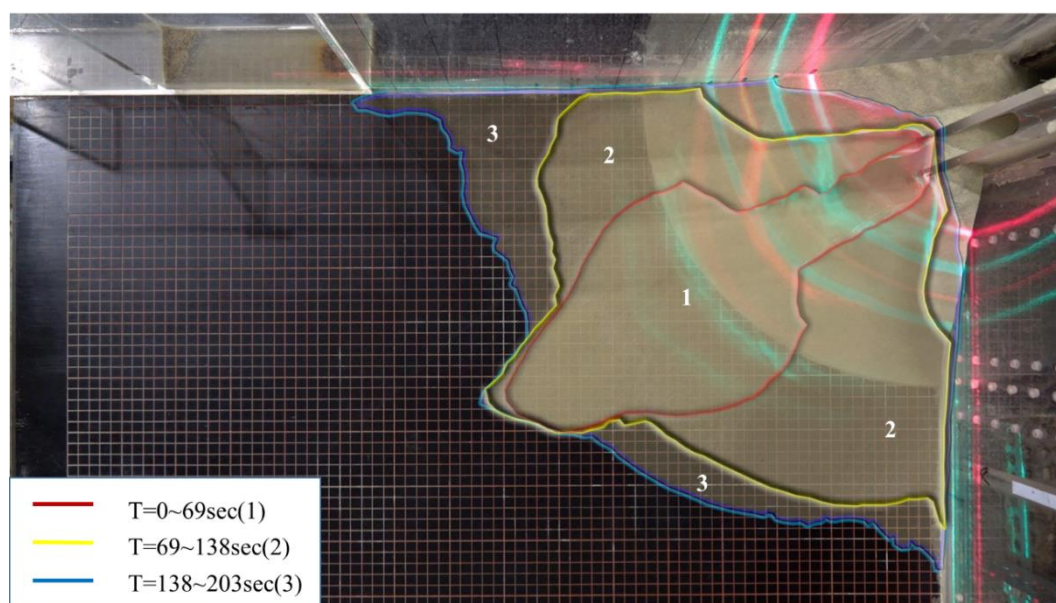


圖 4-2 水砂比實驗(Cycle1)渠道發展至前堆過程($n=7.2$)

當供砂停止後，漫灘階段轉變為渠道化階段(Cycle2)，水流會尋找扇上最優勢的坡度，朝著該方向進行下刷(圖 4-3 中紅色區塊)，待渠道化階段發展完成後，高含砂水流再次流入沖刷完成的沖積扇，當渠道淤滿時，高含砂水流會溢出沖刷的渠道邊界，再次發展成漫灘階段，形成片狀流(圖 4-3 中黃色和藍色區塊)，並且在沖積扇上開始淤積，逐漸隨著片狀流的發展前堆，Cycle2 的沖積扇面積也比 Cycle1 的面積大。

而在 Cycle3 的渠道化階段，水流尋找扇上最優勢的坡度，開析主要作用在沖積扇的右側(圖 4-4 紅線區塊)。而漫灘階段沖積扇的前堆作用，因為其左側已發展至實驗器材的邊界，前堆作用的變化在供給高含砂水流的渠道口方向較為明顯(圖 4-4 黃線和藍線區塊)。

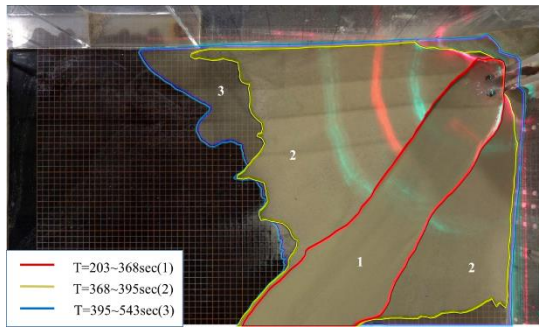


圖 4-3 水砂比實驗(Cycle2)渠道發展至前堆過程(n=7.2)

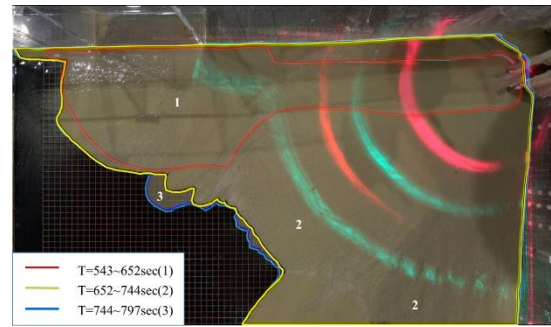


圖 4-4 水砂比實驗(Cycle3)渠道發展至前堆過程(n=7.2)

圖 4-5 為 $n=7.2$ 的沖積扇實驗中三個循環的前推過程縱剖面圖，圖中相同的標記符號為同個循環，並標記實驗時間，水砂比實驗 $n=7.2$ 下三個循環的平衡扇面坡度皆相近，約為 8.58° 。

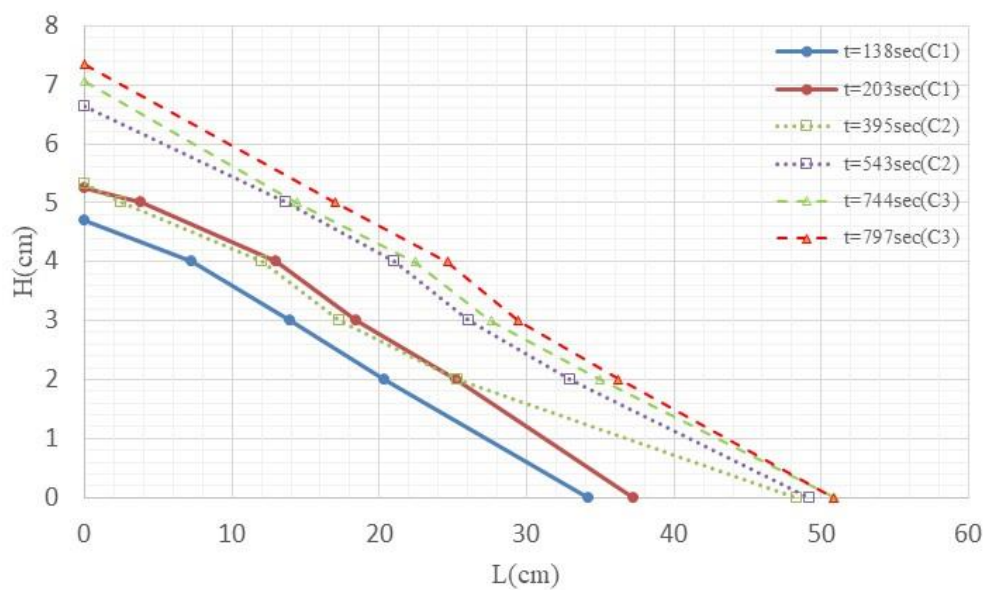


圖 4-5 沖積扇三個循環歷程縱剖面圖(n=7.2)

二、水砂比 $n=24.32$ 之沖積扇實驗

水砂比 $n=24.32$ 的沖積扇實驗，其水砂供給條件與歷程如圖 4-6 所示。由圖 4-6 可知(Cycle1)，首先清水冲刷產生渠道化，當沖積扇開析後(圖 4-7 中紅線區塊)，隨著高含砂水流流入沖積扇使原本開析的渠道開始淤積，致渠道底床高程和渠寬逐漸增加。當渠道淤滿時，高含砂水流會溢出開析的渠道邊界，發展成漫灘階段，形成片狀流，並且在沖積扇上開始淤積，逐漸隨著片狀流的發展前推(圖 4-7 中黃、藍和紫線區塊)。

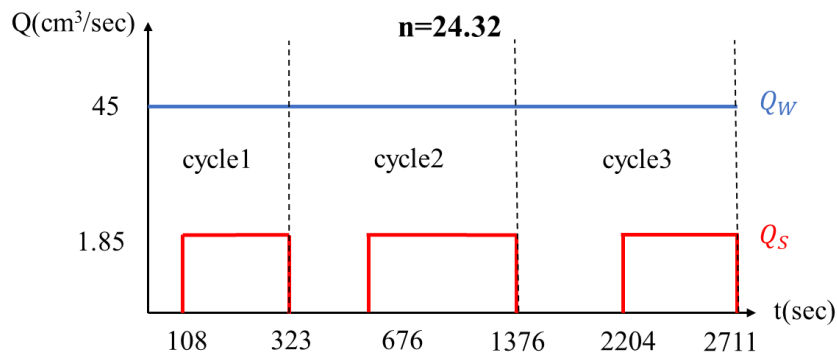


圖 4-6 水砂比沖積扇實驗 $n=24.32$ 供給條件及歷程

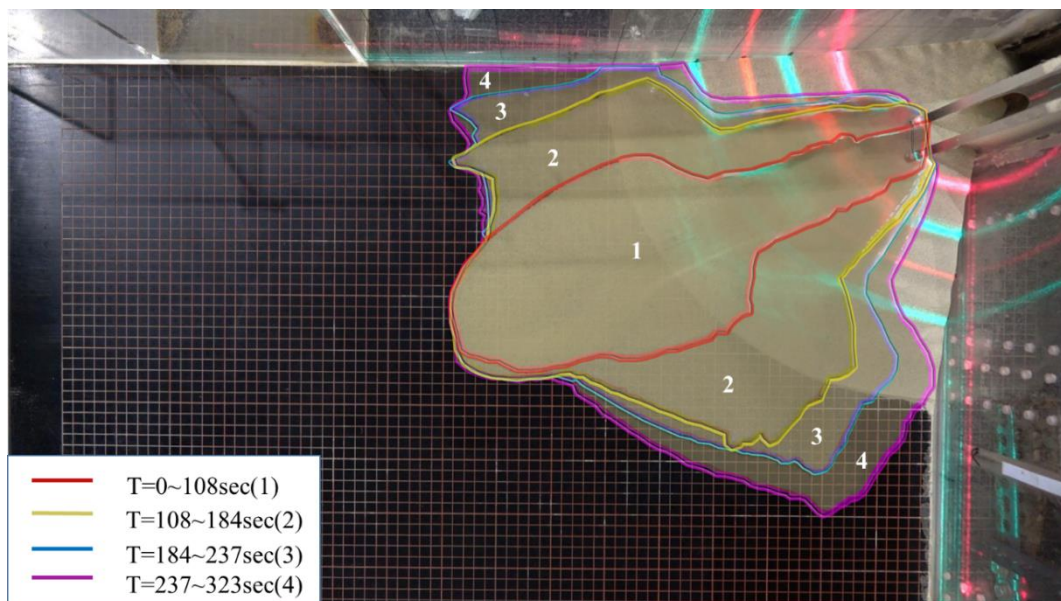


圖 4-7 水砂比實驗(Cycle1)渠道發展至前堆過程($n=24.32$)

當供砂停止後，漫灘階段轉變為渠道化階段(Cycle2)，水流會尋

找扇上最優勢的坡度，朝著該方向進行下刷(圖 4-8 中紅線區塊)，待渠道化階段發展完成後，高含砂水流再次流入沖刷完成的沖積扇，當渠道淤滿時，高含砂水流會溢出沖刷的渠道邊界，再次發展成漫灘階段，形成片狀流(圖 4-8 中黃、藍和紫線區塊)，並且在沖積扇上開始淤積，逐漸隨著片狀流的發展前堆，Cycle2 的沖積扇面積也比 Cycle1 的面積大。

在圖 4-8 中的黃線區塊內為水砂比 $n>24.32$ 的前堆過程疊圖，因為供砂渠道有堵塞的情形，而藍線和紫線區塊則是將水砂比修正回 $n=24.32$ 後的前堆過程疊圖，在這兩組不同水砂比的前堆過程中，較小的水砂比使得渠道底床高層和渠寬增加的幅度較大。

而在 Cycle3 的渠道化階段，水流尋找扇上最優勢的坡度，下刷主要作用在沖積扇的右側(圖 4-9 中紅線區塊)。而漫灘階段沖積扇的前堆作用，因為其左側已發展至實驗器材的邊界，前堆作用的變化在供給高含砂水流的渠道口方向較為明顯(圖 4-9 中綠、藍和紫線區塊)。

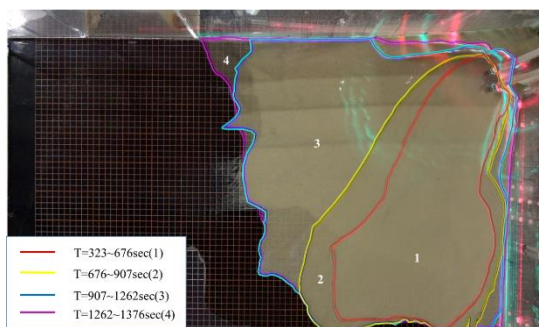


圖 4-8 水砂比實驗(Cycle2)渠道發展至前堆過程($n=24.32$)

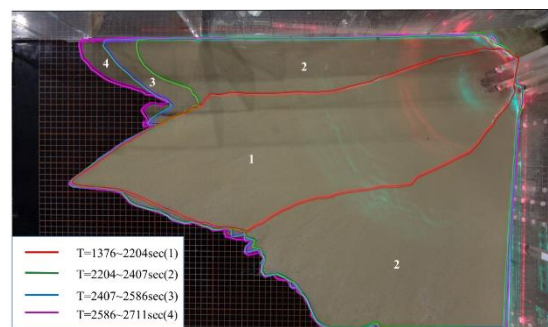


圖 4-9 水砂比實驗(Cycle3)渠道發展至前堆過程($n=24.32$)

圖 4-10 為 $n=24.32$ 的沖積扇實驗中三個循環的前堆過程縱剖面圖，圖中相同的標記符號為同個循環，並標記實驗時間，在圖 4-10 中可以看到前兩次水砂比較大($t=907$ 、 1262)逐漸前堆的過程，水砂比實驗 $n=24.32$ 下的平衡扇面坡度為 4.5° 。

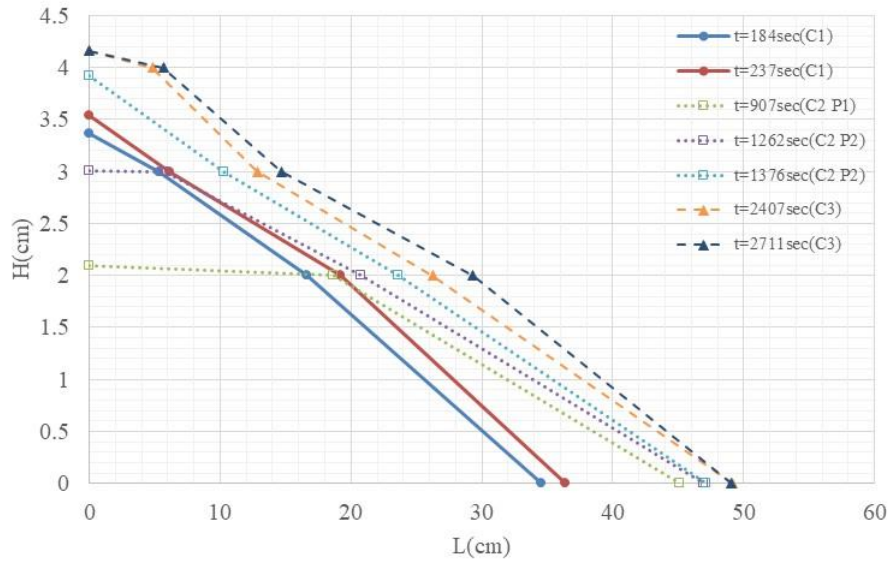


圖 4-10 沖積扇三個循環歷程縱剖面圖(n=24.32)

圖 4-11 所示不同水砂比(n=4.4, 7.2, 10.8 與 24.32)的沖積扇實驗，得知沖積扇之坡度隨著水砂比之上升而下降，即沖積扇坡度與水砂比呈負相關。堆積之扇體經過 cycle1 之清水沖刷後，接續高含砂水流供應後，渠道開始由下游向上游回淤，致渠道消失並產生片狀流，使扇體穩定增高並向前堆，徑向均勻擴大，在相同水砂比時，扇面坡度成一定值。如扇面後續為清水沖刷則扇面產生渠道而沖積扇呈開析特性。此一接續交替過程，如 cycle2 和 3 之清水沖刷階段，此時渠寬均大於 cycle1 之渠寬，如表 4-2 所示。

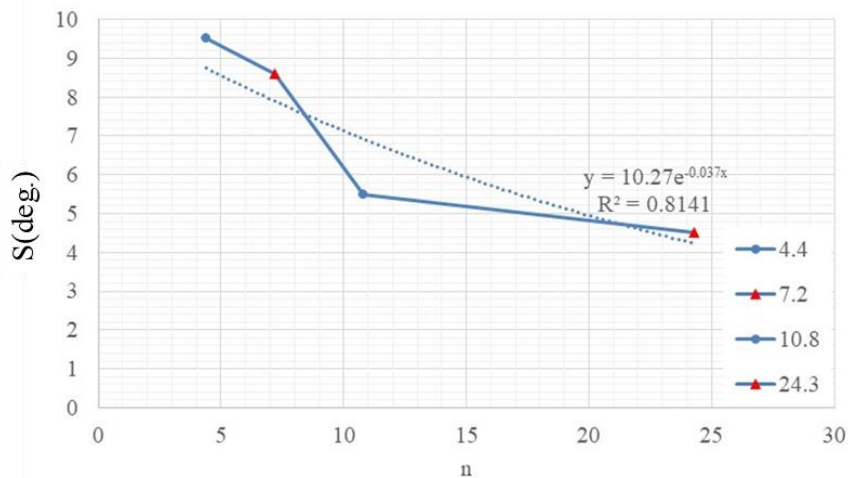


圖 4-11 沖積扇水砂比實驗細砂之平衡坡度

表 4-2 沖積扇水砂比實驗清水沖刷階段之渠寬

cycle	n=7.2	n=24.32
	b(cm)	b(cm)
1	6.60	7.22
2	15.73	14.68
3	8.28	22.61

第二節 渠道水砂比實驗

本研究進行四種不同顆粒(細砂、粗砂、白色 PVC 顆粒及褐色 PVC 顆粒)之水砂比渠道坡度實驗。上游供砂條件為含砂水流，以觀察不同粒徑之顆粒在不同含砂水流(改變水砂比)的流況所堆積之渠道平衡坡度。

細砂之實驗供水量 Q_w 從 $0 \text{ cm}^3/\text{s}$ 至 $60 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，供砂量 Q_s 為 $6.86 \text{ cm}^3/\text{s}$ 和 $1.85 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，水砂比之範圍 0 至 27.03，共 12 組實驗。測量平衡坡度從乾砂($n=0$)之 32.72° 至($n=27.03$)之 3.84° ，平衡坡度隨著水砂比上升而減少，水砂比與平衡坡度呈負相關，如圖 4-12 所示。

粗砂之實驗供水量 Q_w 從 $0 \text{ cm}^3/\text{s}$ 、 $20 \text{ cm}^3/\text{s}$ 至 $120 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，供砂量 Q_s 為 $4.33 \text{ cm}^3/\text{s}$ 和 $31.18 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，水砂比之範圍 0 至 25.4，共 20 組實驗。測量平衡坡度從乾砂($n=0$)之 36.34° 至 4.97° ，平衡坡度隨著水砂比上升而減少，水砂比與平衡坡度呈現負相關，如圖 4-13 所示。

白色 PVC 顆粒之實驗供水量 Q_w 從 $0 \text{ cm}^3/\text{s}$ 、 $80 \text{ cm}^3/\text{s}$ 至 $150 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，供砂量 Q_s 為 $28.73 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，水砂比之範圍 0 至 5.22，共 9 組實驗。測量平衡坡度從乾顆粒($n=0$)之 30.81° 至($n=5.22$)之 7.66° ，平衡坡度隨著水砂比上升而減少，水砂比與平衡坡度呈現負相關，如圖 4-14 所示。

褐色 PVC 顆粒之實驗供水量 Q_w 從 $0 \text{ cm}^3/\text{s}$ 、 $70 \text{ cm}^3/\text{s}$ 至 $150 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，

供砂量 Q_s 為 $20.17 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，水砂比之範圍 0 至 7.44，共 10 組實驗。測量平衡坡度從乾顆粒($n=0$)之 31.16° 至($n=7.44$)之 8.55° ，平衡坡度隨著水砂比上升而減少，水砂比與平衡坡度呈現負相關，如圖 4-15 所示。

本研究於細砂與粗砂實驗中皆有遞增之清水流量序列及含砂水流，渠坡隨著水砂比增加而下降，平衡坡度與水砂比為負相關。不同清水流量的歷程改變其平衡坡度，由其底床面積減少可反算得出水砂比。

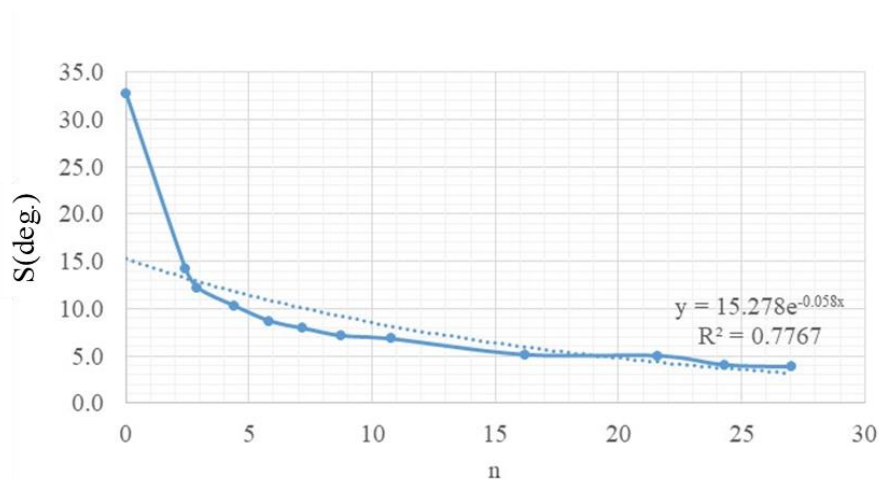


圖 4-12 水砂比渠道實驗細砂之平衡坡度

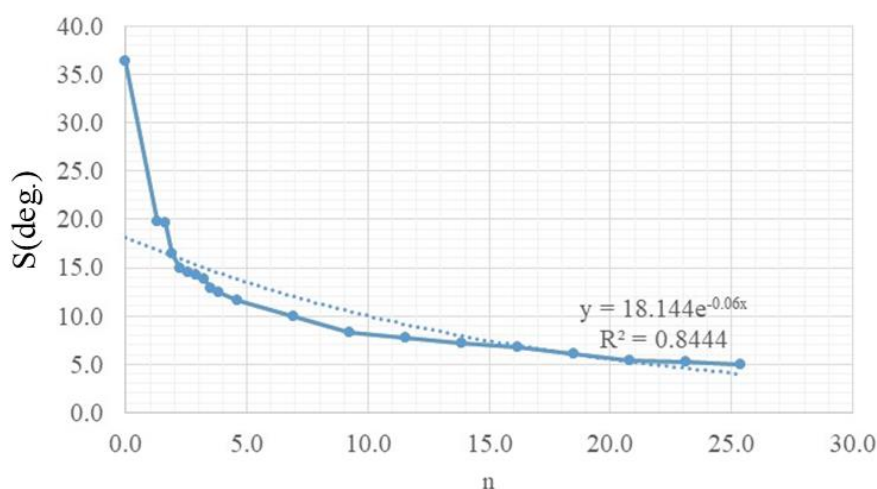


圖 4-13 水砂比渠道實驗粗砂之平衡坡度

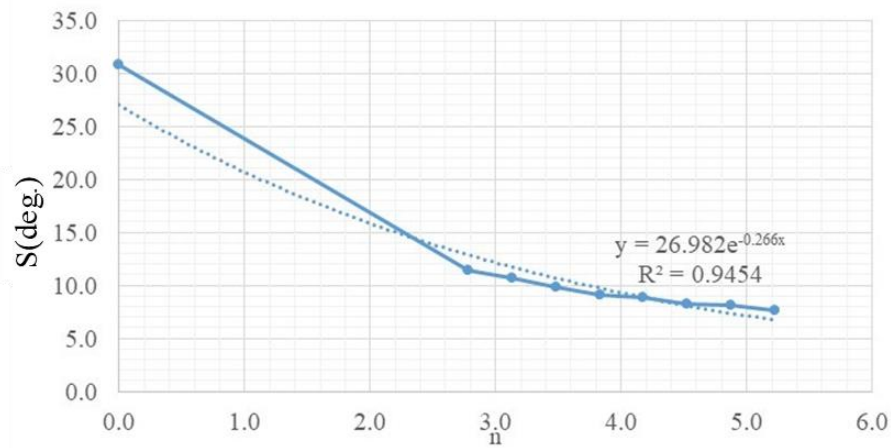


圖 4-14 水砂比渠道實驗白色 PVC 顆粒之平衡坡度

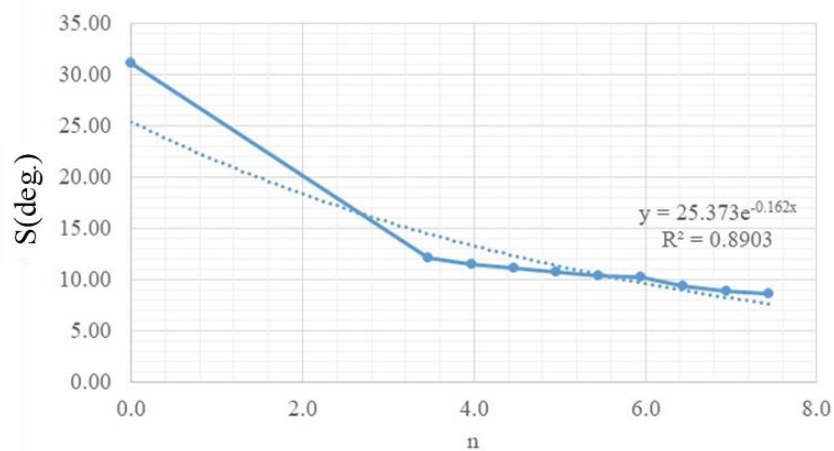


圖 4-15 水砂比渠道實驗褐色 PVC 顆粒之平衡坡度

從圖 4-16 中，因為粗砂的顆粒表面比其餘三種顆粒較為粗糙，其坡度比其餘三種顆粒之坡度大。

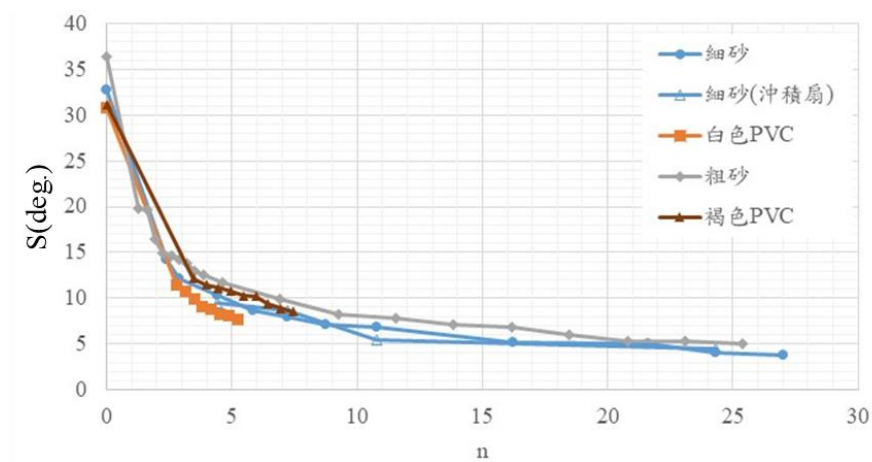


圖 4-16 平衡坡度與水砂比之關係

圖 4-17 為四種顆粒之無因次坡度與水砂比之關係，紅色虛線為 chou et al.(2011) 所提崩塌歷程分佈式，該無因次坡度 S/S_0 為各水砂比的坡度 S 與乾燥顆粒(水砂比為 0 時)之坡度(安息角) S_0 之比值如式 4-1 所示。

$$\frac{S}{S_0} = \left(1 - S_\infty/S_0\right) \left(\frac{K}{1-K^2}\right) \frac{1 - [n/n_\infty + K(1-n/n_\infty)]^2}{[n/n_\infty + K(1-n/n_\infty)]} + \left(S_\infty/S_0\right) \quad (4-1)$$

式(4-1)中， K 為一無因次係數($K=0.05$)，當設 n_∞ 為 30， S_∞/S_0 之回歸值約為 0.1。由圖 4-17 可知不同顆粒的渠道及沖積扇坡度皆隨著水砂比增加而遞減，其分佈與式(4-1)頗相符合。

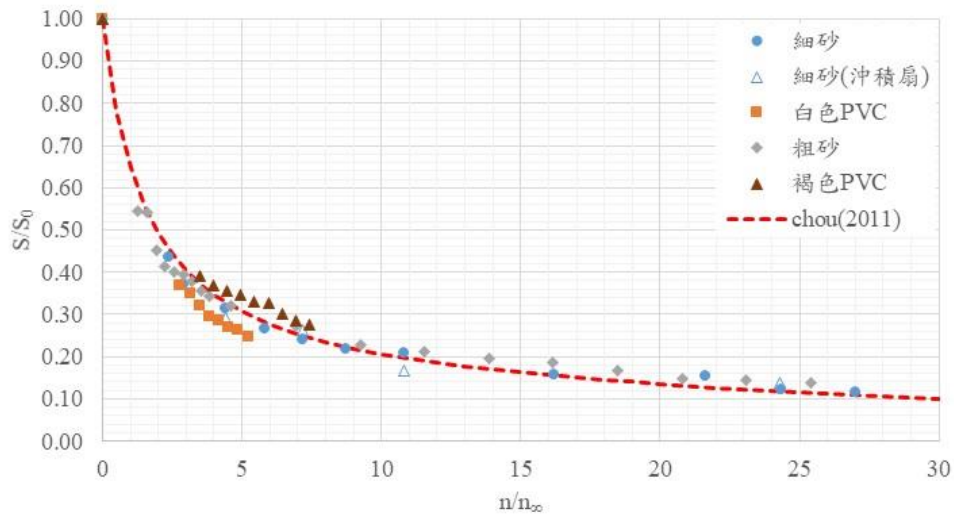


圖 4-17 無因次坡度與水砂比之關係

第三節 無因次化單寬水流功率與供砂量之關係

水流功率 Ω 及單寬水流功率 ω 公式說明如下：

$$\Omega = \gamma_w Q_w S \quad (4-2)$$

$$q = \frac{Q_w}{b} \quad (4-3)$$

$$\omega = \gamma_w q S \quad (4-4)$$

式(4-2)中， Ω (N/sec) 為水流功率， γ_w (N/m³) 為水之單位重， Q_w (m³/s) 為水的流量， S 為渠道底床之坡度。式(4-3)中，水流流經渠寬 $b = 3$ cm 之渠道，求出單寬流量 q (m²/s) 後，可以得到單寬水流功率 ω (N/ms) 如式(4-4)。Shields number Θ 公式如下：

$$\Theta = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho_w)gd} = \frac{\rho_w g R_h S}{(\rho_s - \rho_w)gd} = \frac{R_h S}{\left(\frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_w}\right)d} = \frac{R_h S}{Rd} \quad (4-5)$$

$$Rd\Theta = R_h S \quad (4-6)$$

式 4-5 中， Θ 為 Shields number， τ 為水對沉積物底床施加的剪應力， R 為 $((\rho_s - \rho_w) / \rho_w)$ ， d 為實驗顆粒中值粒徑 d_{50} (m)， R_h 為水力半徑 (m)， S 為渠道底床坡度 (=tan θ)。

無因次單寬水流功率 ω_n 其根據 chezy 公式：

$$u = c\sqrt{R_h S} \quad (4-7)$$

$$\omega = \gamma_w C' \left(\frac{h}{R_h}\right) \sqrt{g} (R_h S)^{3/2} \quad (4-8)$$

$$\omega = \gamma_w C' \left(\frac{h}{R_h}\right) \sqrt{g} (Rd\Theta)^{3/2} \quad (4-9)$$

$$\omega_n = \frac{\omega}{\gamma_w \left(\frac{h}{R_h}\right) \sqrt{g} (Rd)^{3/2}} \quad (4-10)$$

式 4-8 中， C' 為實驗顆粒之表面粗糙度係數。

無因次單寬供砂量 q_s^* 公式如下：

$$q_s^* = \frac{q_s}{\sqrt{g} R d^3} \quad (4-11)$$

式中， q_s 為單寬供砂量(m^2/s)。

本研究另外做實驗來量測三種實驗顆粒之 Shields number θ 、無因次單寬水流功率 ωn 和無因次單寬供砂量 q_s^* 的關係，實驗顆粒分別為粗砂、褐色 PVC 顆粒及白色 PVC 顆粒，三種實驗顆粒之水流量 Q_w 從 $80\text{ cm}^3/s$ 至 $120\text{ cm}^3/s$ ，共 15 組實驗。在各個水砂比情況下，當坡度發展至平衡坡度並穩定，此時停止實驗之供砂，讓水流自然沖刷已發展至平衡坡度之底床顆粒，每隔幾秒擷取一張圖像，量測坡度 $S(^{\circ})$ 、水深 $h(m)$ 以及底床面積變化 $\Delta A(m^2)$ ，觀察隨著無因次單寬輸砂量 q_s^* 遞減至趨近於 0，其對應之 shields number θ 和無因次單寬水流功率 ωn 的關係。

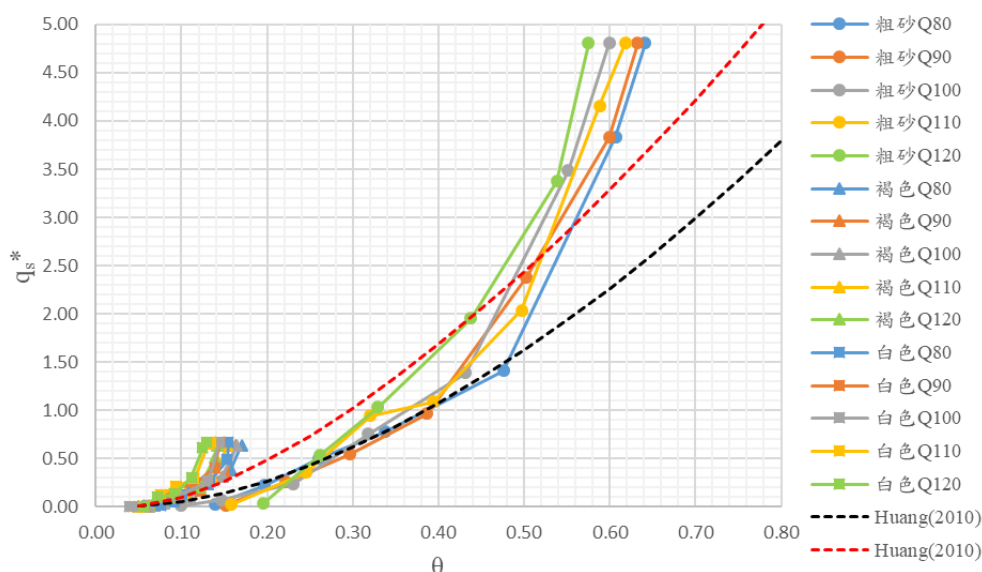


圖 4-18 無因次單寬供砂量 q_s^* 與 shields number θ 之關係

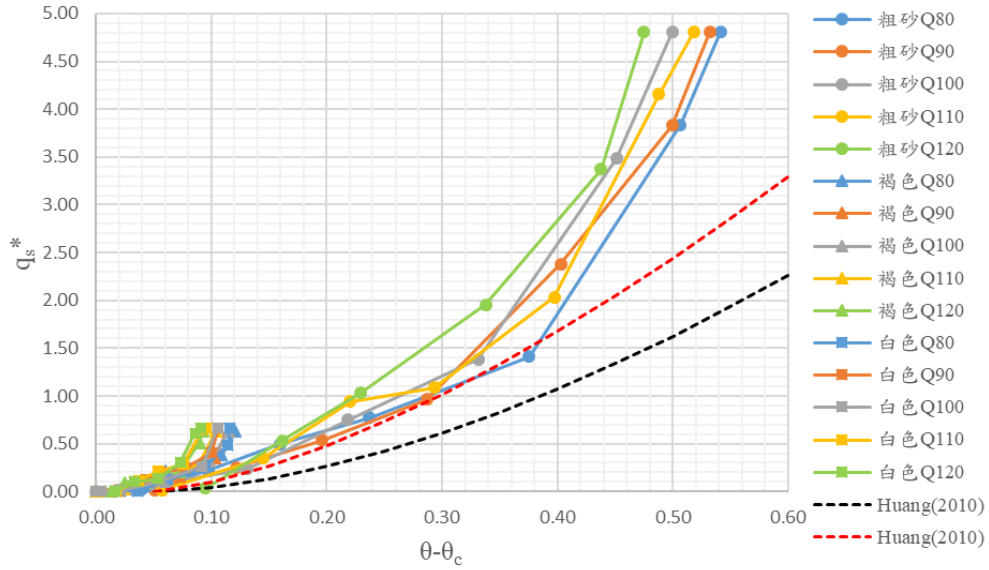


圖 4-19 無因次單寬供砂量 q_s^* 與 $\theta - \theta_c$ 之關係

圖 4-18 及圖 4-19 中的紅色及黑色虛線為 Huang(2010)之公式，分別為式 4-12 及式 4-13。 q_s^* 與 θ 為正相關，如圖 4-18 所示。本實驗之 q_s^* 會大於 Huang(2010)之公式，原因是本實驗之坡度較大，而 Huang(2010)表示此公式在坡度大於 3% 時，會低估輸砂量。在同樣的無因次單寬輸砂量 q_s^* 下，粗砂之 Shields number θ 明顯大於褐色以及白色 PVC，代表粗砂需要達到更高的 Shields number θ 值，才能帶動底床沉積之顆粒，產生相同之無因次單寬輸砂量 q_s^* 。水流對顆粒所施加的剪應力足以克服底床顆粒的阻力，並引起顆粒運移。相反，當 Shields 數低於臨界值時，底床顆粒會保持靜止在底床層上。當實驗經過一段時間發展至穩定階段，無因次單寬輸砂量 q_s^* 趨近於 0 時，重力與流體的剪力會維持底床表面在一個最低之門檻值。

$$\Phi = 8(\theta - 0.047)^{1.5} \quad (4-12)$$

$$\Phi = 6.0874(\theta - 0.0474)^{5/3} \quad (4-13)$$

q_s^* 與 ω^* 為正相關，如圖 4-20 所示，在同樣的無因次單寬水流功

率 ω^* 下，粗砂之無因次單寬輸砂量 q_s^* 明顯小於褐色以及白色 PVC，代表兩種 PVC 顆粒在較小之 ω^* 值下，即可帶動底床沉積之顆粒。當水流功率較大時，表示水流對床層中的顆粒物質具有較強的運動和搬運能力，容易造成床層沉積的減少或移動。在實驗中，各水砂比所產生之平衡坡度的起始狀態，隨著清水沖刷， q_s^* 逐漸減少，坡度也隨著底床顆粒被沖刷而下降， Θ 以及 ω^* 也跟著下降，無因次單寬水流功率 ω^* 與 Shields number Θ 為正相關，如圖 4-21 所示。

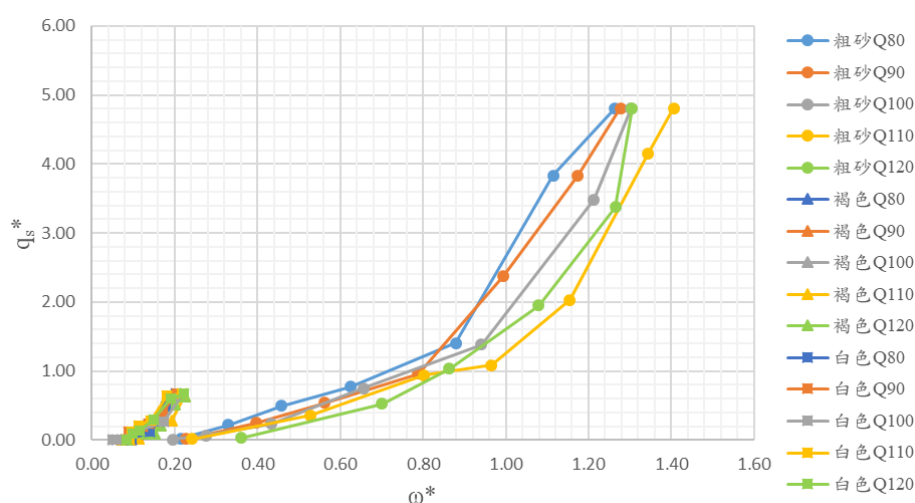


圖 4-20 無因次單寬輸砂量 q_s^* 與無因次單寬水流功率 ω^* 之關係

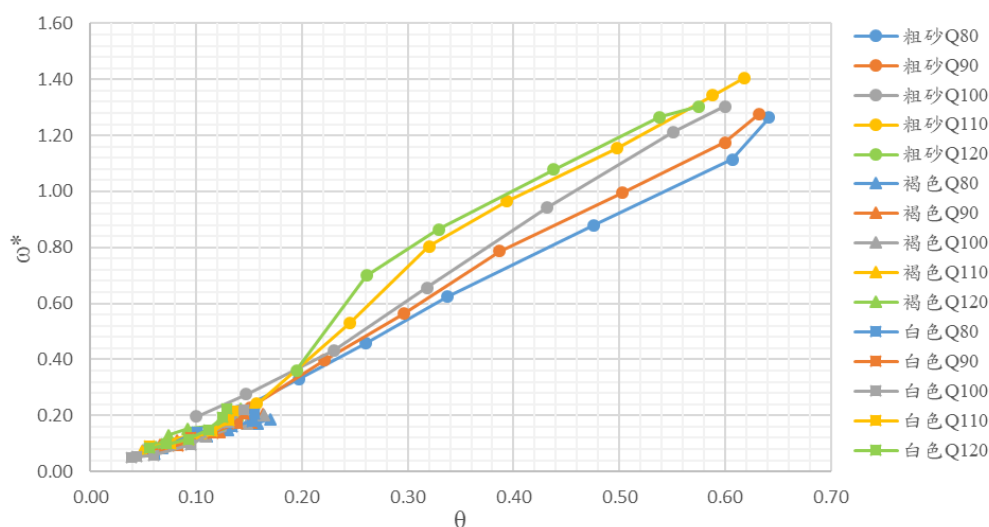


圖 4-21 無因次單寬水流功率 ω^* 與 shields number Θ 之關係

第五章、集水區及堆積扇地貌綜整分析

第一節 集水區流域險峻值(MR)分析

本研究以水土保持局公布之蘭陽溪與陳有蘭溪流域土石流潛勢溪流為研究範圍(圖 5-1)，根據 5m DEM 萃取集水區險峻值所需資料。類型之劃分門檻值則以 MR 小於 0.3 為洪水類型，MR 大於 0.43 且集水區長度小於 7 公里為土石流類型，兩者區間則為高含砂水流及土石流並存類型。蘭陽溪 80 個集水區中，61 個為土石流集水區、18 個高含砂水流及 1 個洪水集水區(宜縣 DF029)。陳有蘭溪 50 個集水區中，47 個為土石流集水區、3 個為高含砂水流集水區(投縣 DF185、DF192、DF193)，詳細地貌參數及土砂災害類型見表 5-1 與表 5-2。

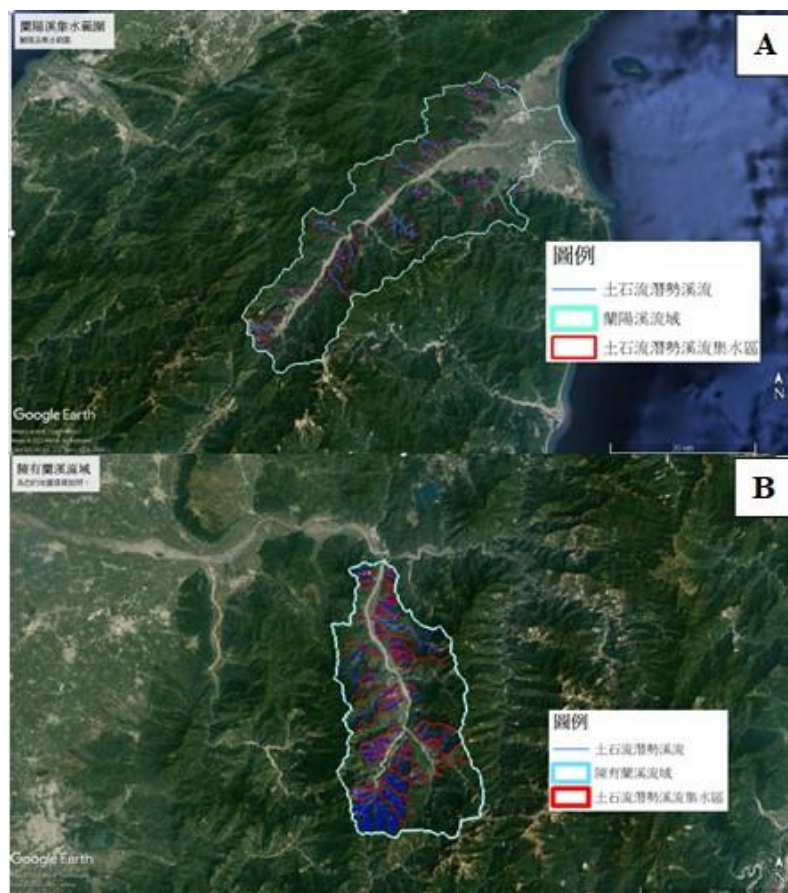


圖 5-1 蘭陽溪及陳有蘭溪流域之研究範圍

表 5-1 蘭陽溪土石流潛勢溪流集水區 MR 值

集水區	集水區長度 (km)	集水面積 (公頃)	高程差(km)	MR0	土砂災害類型
DF029	1.205	82.29	0.280	0.310	高含砂水流
DF030	3.051	272.63	0.942	0.571	土石流
DF031	1.496	93.76	0.446	0.461	土石流
DF032	1.390	61.66	0.503	0.641	土石流
DF033	1.695	74.08	0.609	0.708	土石流
DF034	3.401	212.03	0.979	0.672	土石流
DF035	3.056	180.59	0.942	0.701	土石流
DF036	0.460	17.05	0.294	0.712	土石流
DF037	0.550	13.14	0.247	0.681	土石流
DF038	1.737	102.33	0.393	0.389	高含砂水流
DF039	0.666	14.77	0.341	0.887	土石流
DF040	1.225	68.51	0.550	0.664	土石流
DF041	2.252	218.55	0.623	0.421	高含砂水流
DF042(200)	0.342	7.16	0.174	0.650	土石流
DF043	0.746	47.83	0.496	0.717	土石流
DF044	0.529	9.28	0.302	0.991	土石流
DF045	0.508	16.57	0.266	0.654	土石流
DF046	1.623	162.06	0.538	0.423	高含砂水流
DF047	1.029	45.24	0.400	0.595	土石流
DF048	3.212	218.39	0.914	0.618	土石流
DF049	0.557	11.22	0.231	0.690	土石流
DF050	0.731	65.24	0.316	0.391	高含砂水流
DF051	0.551	25.21	0.237	0.472	土石流
DF052	0.780	21.37	0.265	0.573	土石流
DF053	3.655	402.61	0.793	0.395	高含砂水流
DF054	0.311	3.48	0.145	0.778	土石流
DF055	1.5698	112.15	0.493	0.466	土石流
DF056	0.734	24.87	0.232	0.465	土石流
DF057	4.645	1222.79	1.217	0.348	高含砂水流
DF058	2.280	203.22	0.751	0.527	土石流
DF059	0.287	4.13	0.134	0.660	土石流
DF060	6.418	1997.14	1.441	0.322	高含砂水流
DF061	1.443	50.40	0.666	0.938	土石流
DF062	1.459	59.28	0.691	0.898	土石流
DF063	0.493	7.38	0.253	0.931	土石流
DF064	1.367	76.57	0.495	0.566	土石流
DF065	0.950	45.36	0.543	0.806	土石流
DF066	5.242	1167.92	1.461	0.428	高含砂水流
DF067	1.597	120.82	0.689	0.627	土石流
DF068	3.652	370.65	0.997	0.518	土石流
DF069	1.581	127.35	0.772	0.684	土石流
DF070	1.635	74.22	0.805	0.934	土石流
DF071	3.019	361.24	1.105	0.581	土石流
DF072	5.365	663.70	1.575	0.611	土石流

集水區	集水區長度 (km)	集水面積 (公頃)	高程差(km)	MR0	土砂災害類型
DF073	1.530	85.79	0.806	0.870	土石流
DF074	1.141	59.88	0.680	0.879	土石流
DF075	1.124	37.18	0.690	1.132	土石流
DF076	1.750	120.68	0.898	0.817	土石流
DF077	1.384	97.21	0.716	0.726	土石流
DF078	2.365	285.46	0.944	0.559	土石流
DF079	0.806	14.86	0.452	1.172	土石流
DF080	3.904	711.52	1.508	0.565	土石流
DF081	0.555	12.78	0.395	1.105	土石流
DF082	1.880	168.79	1.063	0.818	土石流
DF083	1.693	186.14	0.815	0.597	土石流
DF084	1.382	85.06	0.667	0.723	土石流
DF137	0.617	14.17	0.155	0.412	高含砂水流
DF138	2.167	300.73	0.536	0.309	高含砂水流
DF145	3.041	197.52	0.921	0.655	土石流
DF085	3.287	370.53	0.819	0.425	高含砂水流
DF086	1.924	160.84	0.637	0.502	土石流
DF087	1.265	64.21	0.386	0.482	土石流
DF088	1.055	17.93	0.394	0.930	土石流
DF089	0.889	32.53	0.417	0.731	土石流
DF090	1.164	96.93	0.418	0.425	高含砂水流
DF119	1.319	39.73	0.376	0.597	土石流
DF120	2.550	311.0	0.500	0.283	洪水
DF121	0.587	14.45	0.207	0.545	土石流
DF122	0.699	33.57	0.224	0.387	高含砂水流
DF123	0.859	24.48	0.198	0.400	高含砂水流
DF124	0.695	24.29	0.183	0.371	高含砂水流
DF125	0.595	25.14	0.189	0.377	高含砂水流
DF126	0.357	8.35	0.160	0.554	土石流
DF131	0.559	39.85	0.264	0.418	高含砂水流
DF132	0.791	39.71	0.351	0.557	土石流
DF133	2.250	238.43	0.574	0.372	高含砂水流
DF134	1.461	154.28	0.576	0.464	土石流
DF135	0.805	18.68	0.311	0.720	土石流
DF143	1.988	152.93	0.738	0.597	土石流
DF149	1.068	55.18	0.557	0.750	土石流

表 5-2 陳有蘭溪土石流潛勢溪流集水區 MR 值

集水區	集水區長度 (km)	集水面積 (公頃)	高程差(km)	MR0	土砂災害類型
DF160	3.334	349.17	0.945	0.506	土石流
DF161(200)	0.885	8.28	0.453	1.574	土石流
DF162	2.531	198.97	0.865	0.613	土石流
DF163	2.148	115.72	0.843	0.784	土石流
DF164	0.862	17.36	0.379	0.910	土石流

土石流潛勢溪流之地貌因子判釋及評估

集水區	集水區長度 (km)	集水面積 (公頃)	高程差(km)	MR0	土砂災害類型
DF165	3.836	356.12	1.143	0.606	土石流
DF166	2.644	96.37	1.082	1.102	土石流
DF167	2.640	168.05	1.082	0.835	土石流
DF168	1.847	79.17	0.829	0.932	土石流
DF169	2.150	142.35	0.874	0.733	土石流
DF170	1.989	99.57	0.792	0.794	土石流
DF185	10.057	3025.52	2.617	0.476	高含砂水流
DF186	1.062	25.35	0.494	0.981	土石流
DF187	1.213	46.22	0.665	0.978	土石流
DF188	3.864	413.60	1.514	0.744	土石流
DF189	2.695	183.22	1.404	1.037	土石流
DF190	2.624	160.46	1.546	1.220	土石流
DF191	2.440	199.18	1.557	1.103	土石流
DF192	8.711	2241.50	1.662	0.351	高含砂水流
DF193	8.633	1641.46	1.772	0.437	高含砂水流
DF194	2.257	164.44	0.977	0.762	土石流
DF195	1.619	52.66	0.750	1.034	土石流
DF196	3.033	310.69	1.172	0.665	土石流
DF197	1.690	74.04	0.567	0.659	土石流
DF198	2.967	242.18	1.154	0.742	土石流
DF199	5.066	858.98	1.611	0.550	土石流
DF200	3.932	661.68	1.485	0.577	土石流
DF201	3.365	306.90	1.142	0.652	土石流
DF202	3.664	440.00	1.349	0.642	土石流
DF203	2.666	187.61	1.157	0.845	土石流
DF204	4.678	825.27	2.321	0.808	土石流
DF205	2.051	89.46	1.189	1.257	土石流
DF206	1.626	64.93	1.095	1.359	土石流
DF207	4.0489	542.19	2.124	0.912	土石流
DF208	2.430	176.25	1.184	0.892	土石流
DF217	0.874	24.50	0.391	0.790	土石流
DF219	1.763	46.44	1.006	1.476	土石流
DF220	0.816	19.99	0.468	1.047	土石流
DF221	2.440	34.75	0.319	0.541	土石流
DF222	1.513	20.62	0.278	0.612	土石流
DF223	3.751	385.63	0.931	0.474	土石流
DF224	1.008	34.72	0.564	0.957	土石流
DF225	1.116	15.74	0.518	1.306	土石流
DF226	3.711	398.39	1.326	0.664	土石流
DF227	6.713	2616.45	1.691	0.331	土石流
DF228	2.202	85.93	1.070	1.154	土石流
DF229	1.926	77.74	0.714	0.810	土石流
DF234	3.090	253.63	0.942	0.591	土石流
DF235	1.605	52.78	0.790	1.087	土石流
DF236	0.951	50.93	0.702	0.984	土石流

將表 5-1 以及表 5-2 中的地文因子進行分析，可求得各個子集水區內各溪流點的 Melton Ratio 值，並得出 Melton Ratio 之變化趨勢。本研究依據 Melton Ratio 以源頭至溢流點無因次化之圖表 $MR'-\sqrt{A}'$ 進行第一類至第六類分類，其中 MR' 和 $\sqrt{A}'$ 分別為該點之 MR 值和 $\sqrt{A}$ 與溢流點之 MR_o 值和 $\sqrt{A_o}$ 相除所得。六種分類如下圖 5-2 所示：

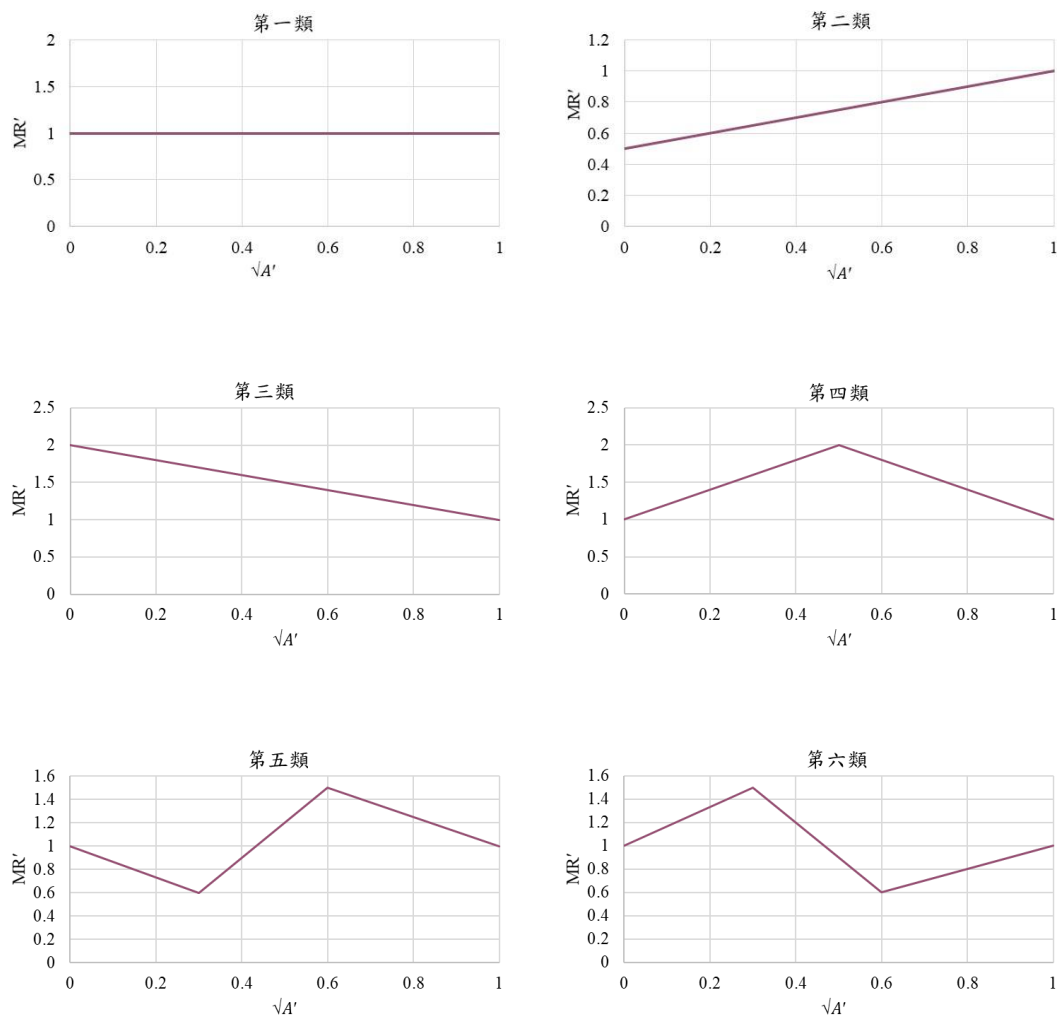


圖 5-2 集水區 $MR'-\sqrt{A}'$ 第一-第六類沿程變化

圖 5-3 顯示宜縣 DF031 與投縣 DF170 之 $MR'-\sqrt{A}'$ 變化為第一分類，其特色為整體趨勢於 $MR'=1$ 上下 20% 浮動。

第一分類之特色為整體趨勢於 $MR'=1$ 上下 20% 浮動，如圖 5-3 所示為投縣 DF170 及宜縣 DF031 之案例。圖中三角形標示為沿程最大相對險峻值(MR')之位置。

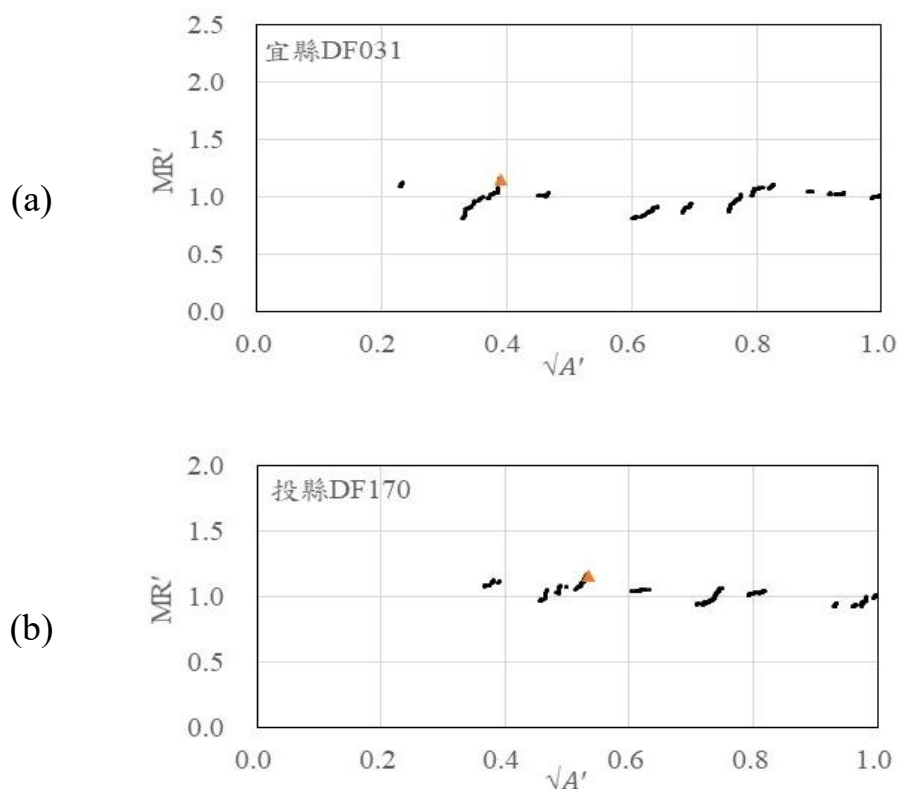
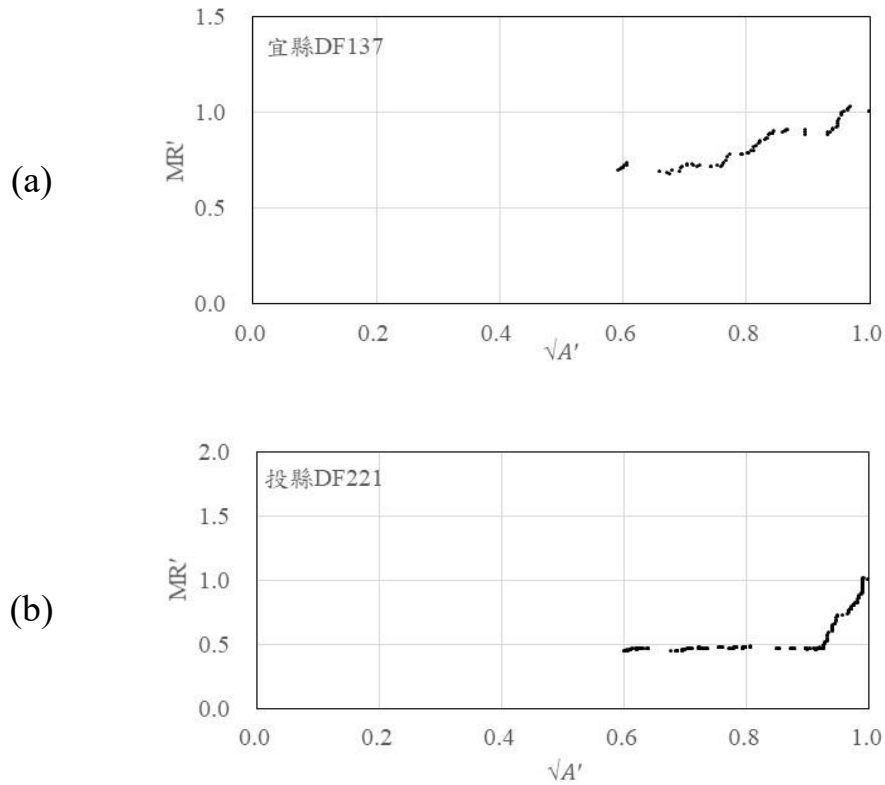
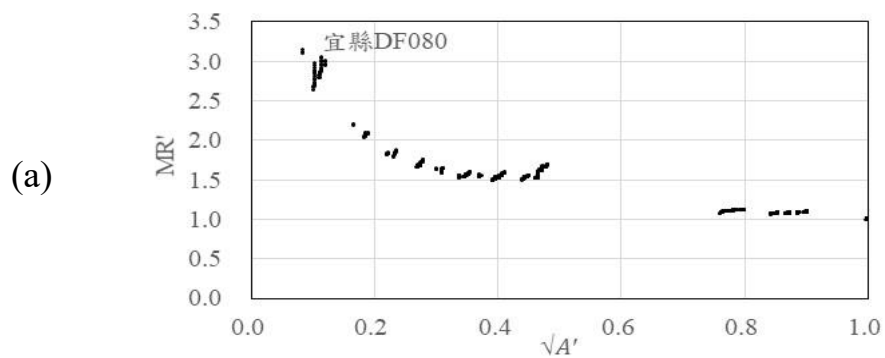


圖 5-3 第一分類 $MR'-\sqrt{A'}$ 變化案例

圖 5-4 顯示宜縣 DF137 與投縣 DF221 之 $MR'-\sqrt{A'}$ 變化為第二分類，其特色為初始 MR' 小於 1，其後逐漸向上遞增至 1，即整體坡度往下游遞增。分類一以及分類二通常出現在集水面積較小之集水區。

圖 5-4 第二分類 $MR'-\sqrt{A'}$ 變化案例

第三分類之特色為其整體趨勢由 MR' 大於 1 之部分逐一遞減至 1，即最大土石流潛勢發生在溢流點上游，圖 5-5 顯示宜縣 DF080 與投縣 DF185 之 $MR'-\sqrt{A'}$ 變化。通常分類三之集水區有較大的集水面積，其數量或所佔比例通常也為最多。



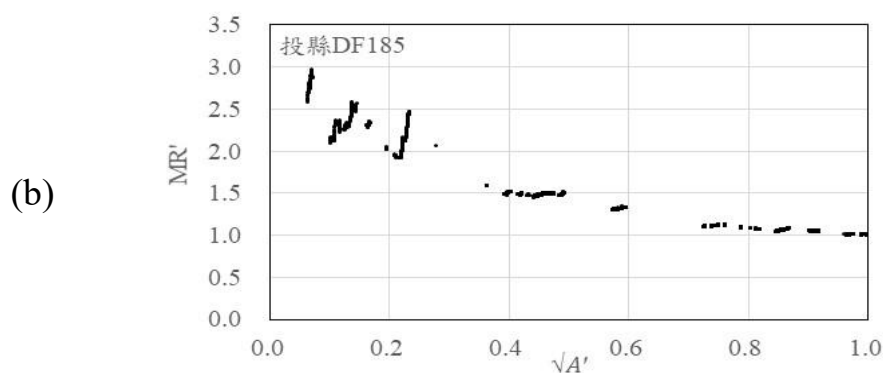


圖 5-5 第三分類 $MR'-\sqrt{A'}$ 變化案例

第四類和第三類相近之處為皆為由大於 1 遞減至 1，然而和第三類不同之處在於其整體 MR 最高點位於整個集水區中間的部分，而非如第三類 MR 最高點位於河道最上游，這代表主流中游可能有跌水(如瀑布等)，如圖 5-6 宜縣 DF138 與投縣 DF165 所示。

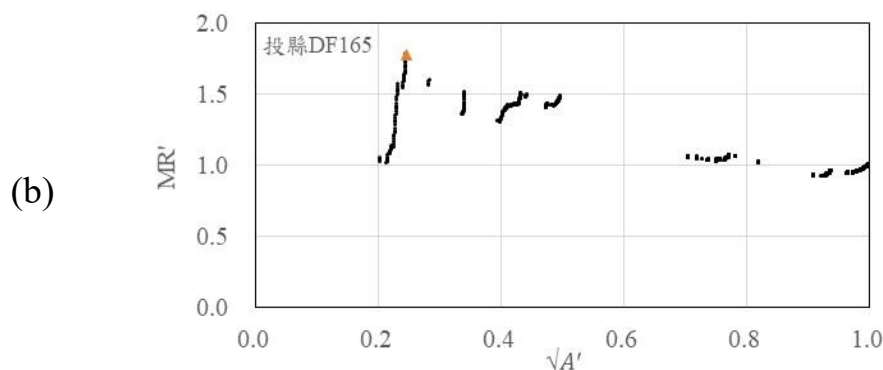
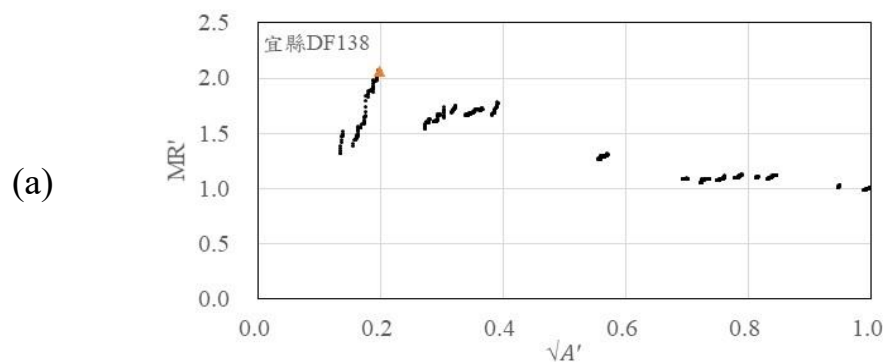


圖 5-6 第四分類 $MR'-\sqrt{A'}$ 變化案例

第五類之特色為其上游之 MR' 小於 1，往下游遞增至大於 1 後再遞減至 1，即上游有較平緩之河床以蓄積料源。整體趨勢呈現兩個轉折點(先最低，再最高)，如圖 5-7 宜縣 DF068 與投縣 DF192 所示。

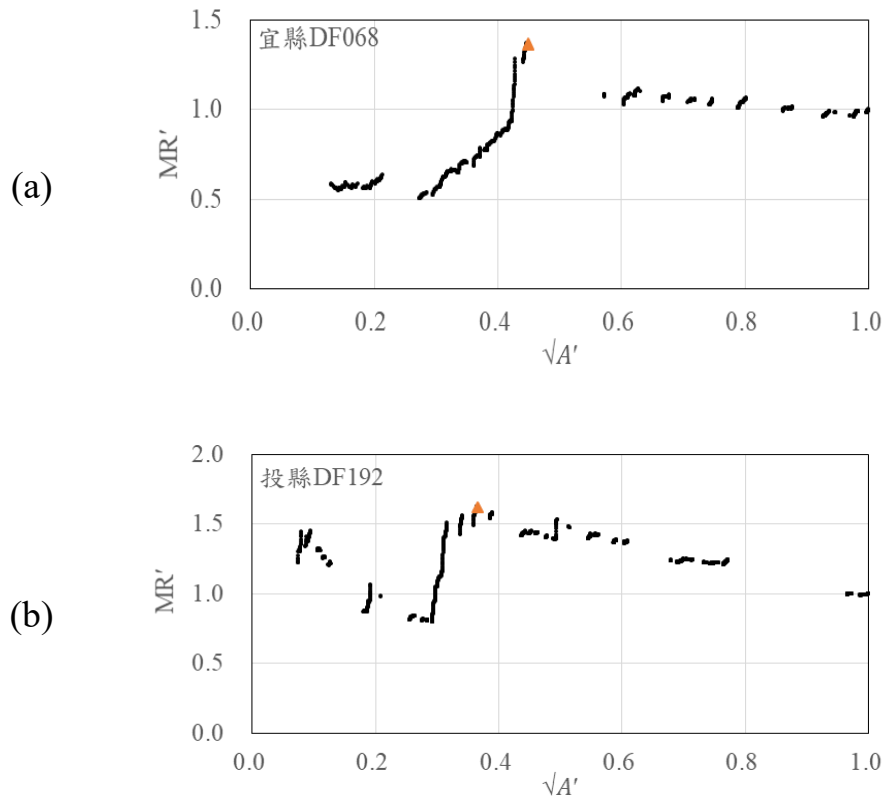
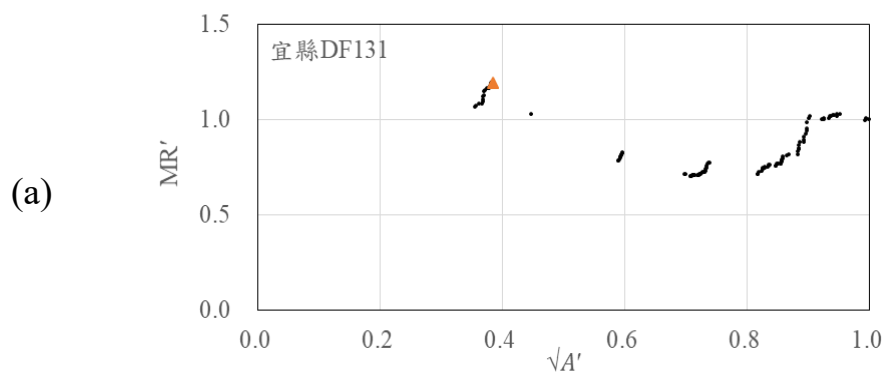


圖 5-7 第五分類 $MR'-\sqrt{A'}$ 變化案例

第六類整體趨勢與第四類較相近，然而由上游往下先遞減至 MR' 小於 1 之部分，其後再遞增至 1，和第五類一樣具有兩個轉折點(先最高，再最低)，如圖 5-8 宜縣 DF131 與投縣 DF190 所示。



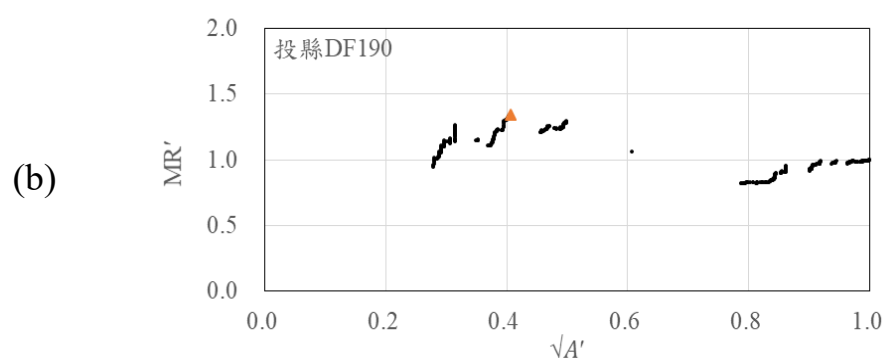


圖 5-8 第六分類 $MR'-\sqrt{A'}$ 變化案例

陳有蘭溪流域內共有 50 條土石流潛勢溪流(集水區)，其中第一類有 5 條，第二類有 4 條，第三類有 29 條，第四類有 6 條，第五類有 4 條，第六類有 2 條。而蘭陽溪流域方面，判斷為第一類的則有 9 條，第二類有 3 條，第三類有 37 條，第四類有 19 條，第五類有 7 條，第六類有 5 條。依據土砂災害類型和集水區之 $MR0$ 趨勢圖進行分類與統計，結果見表 5-3 和表 5-4。

表 5-3 蘭陽溪子集水區土石流潛勢子集水區趨勢數量

集水區	MR0	土砂災害類型	分類
DF029	0.295	高含砂水流	3
DF030	0.571	土石流	3
DF031	0.461	土石流	1
DF032	0.641	土石流	1
DF033	0.708	土石流	5
DF034	0.672	土石流	3
DF035	0.701	土石流	3
DF036	0.713	土石流	3
DF037	0.681	土石流	1
DF038	0.389	高含砂水流	4
DF039	0.887	土石流	2
DF040	0.664	土石流	3
DF041	0.421	高含砂水流	4

集水區	MR0	土砂災害類型	分類
DF042(200)	0.650	土石流	5
DF043	0.717	土石流	3
DF044	0.991	土石流	1
DF045	0.654	土石流	3
DF046	0.423	高含砂水流	4
DF047	0.595	土石流	4
DF048	0.618	土石流	3
DF049	0.690	土石流	2
DF050	0.391	高含砂水流	3
DF051	0.472	土石流	3
DF052	0.573	土石流	6
DF053	0.395	高含砂水流	3
DF054	0.778	土石流	6
DF055	0.466	土石流	3
DF056	0.465	土石流	3
DF057	0.348	高含砂水流	4
DF058	0.527	土石流	3
DF059	0.660	土石流	3
DF060	0.322	高含砂水流	3
DF061	0.938	土石流	5
DF062	0.898	土石流	5
DF063	0.931	土石流	5
DF064	0.566	土石流	3
DF065	0.806	土石流	3
DF066	0.428	高含砂水流	4
DF067	0.627	土石流	1
DF068	0.518	土石流	5
DF069	0.684	土石流	4
DF070	0.934	土石流	3
DF071	0.581	土石流	4
DF072	0.611	土石流	6
DF073	0.870	土石流	3
DF074	0.879	土石流	4
DF075	1.132	土石流	1
DF076	0.817	土石流	4
DF077	0.726	土石流	4
DF078	0.559	土石流	4
DF079	1.172	土石流	4
DF080	0.565	土石流	3
DF081	1.105	土石流	3
DF082	0.818	土石流	4
DF083	0.597	土石流	3

集水區	MR0	土砂災害類型	分類
DF084	0.723	土石流	3
DF137	0.412	高含砂水流	2
DF138	0.310	高含砂水流	4
DF145	0.655	土石流	6
DF085	0.425	高含砂水流	3
DF086	0.502	土石流	3
DF087	0.482	土石流	4
DF088	0.930	土石流	3
DF089	0.731	土石流	3
DF090	0.425	高含砂水流	3
DF119	0.597	土石流	3
DF120	0.283	洪水	3
DF121	0.545	土石流	1
DF122	0.387	高含砂水流	3
DF123	0.400	高含砂水流	1
DF124	0.371	高含砂水流	5
DF125	0.377	高含砂水流	3
DF126	0.554	土石流	1
DF131	0.418	高含砂水流	6
DF132	0.557	土石流	4
DF133	0.372	高含砂水流	3
DF134	0.464	土石流	4
DF135	0.720	土石流	3
DF143	0.597	土石流	3
DF149	0.750	土石流	4

表 5-4 陳有蘭溪子集水區土石流潛勢溪流趨勢數量

集水區	MR0	土砂災害類型	分類
DF160	0.506	土石流	3
DF161	1.574	土石流	3
DF162	0.613	土石流	3
DF163	0.784	土石流	3
DF164	0.910	土石流	1
DF165	0.606	土石流	4
DF166	1.102	土石流	3
DF167	0.835	土石流	3
DF168	0.932	土石流	6
DF169	0.733	土石流	3
DF170	0.794	土石流	1
DF185	0.476	高含砂水流	3

集水區	MR0	土砂災害類型	分類
DF186	0.981	土石流	1
DF187	0.978	土石流	1
DF188	0.744	土石流	3
DF189	1.037	土石流	3
DF190	1.220	土石流	6
DF191	1.103	土石流	3
DF192	0.351	高含砂水流	5
DF193	0.437	高含砂水流	3
DF194	0.762	土石流	3
DF195	1.034	土石流	3
DF196	0.665	土石流	3
DF197	0.659	土石流	3
DF198	0.742	土石流	3
DF199	0.550	土石流	4
DF200	0.577	土石流	3
DF201	0.652	土石流	1
DF202	0.642	土石流	3
DF203	0.845	土石流	3
DF204	0.808	土石流	4
DF205	1.257	土石流	4
DF206	1.359	土石流	3
DF207	0.912	土石流	4
DF208	0.892	土石流	3
DF217	0.790	土石流	2
DF219	1.476	土石流	5
DF220	1.048	土石流	2
DF221	0.541	土石流	2
DF222	0.612	土石流	5
DF223	0.474	土石流	3
DF224	0.957	土石流	5
DF225	1.306	土石流	2
DF226	0.664	土石流	3
DF227	0.331	土石流	3
DF228	1.154	土石流	3
DF229	0.810	土石流	4
DF234	0.591	土石流	3
DF235	1.087	土石流	3
DF236	0.984	土石流	3

本研究將不同土砂類型的土石流潛勢溪流的集水區依照 MR'趨勢進行進一步歸納與統計分析，結果如圖 5-9 所示。

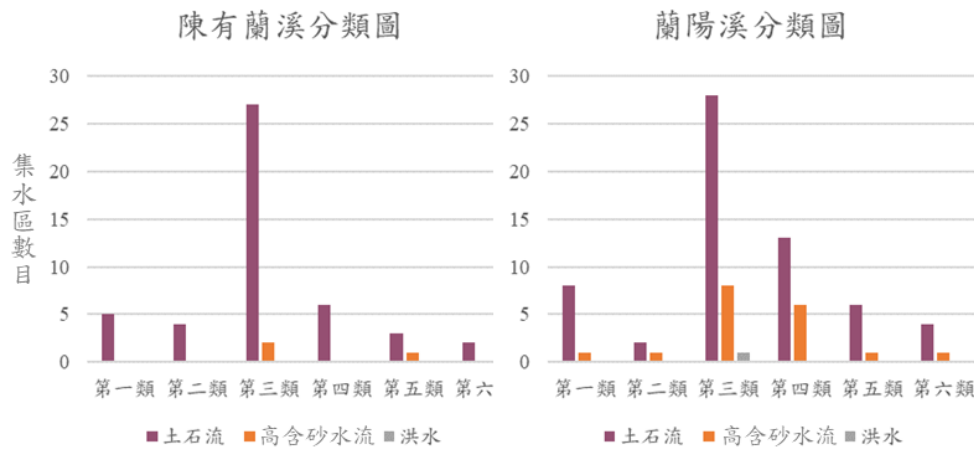


圖 5-9 蘭陽溪與陳有蘭溪土砂災害類型區分統計

由圖 5-9 可知陳有蘭溪流域的土石流潛勢溪流歸類為高含砂水流之集水區中，第三類的 MR' 趨勢圖佔據了 67%，其次則為第五類。蘭陽溪的高含砂水流集水區中亦以第三類的 MR' 趨勢圖居多，其次則為第四、五類。高含砂水流於上游時 MR 值較大，多為土石流災害，至下游後才漸轉為高含砂水流。陳有蘭溪流域內的土石流潛勢溪流並無歸類為洪水災害之集水區(MR<0.3)，陳有蘭溪流域內則有一條歸類為洪水災害之集水區(DF029)，其分類亦屬第三類。

彙整蘭陽溪及陳有蘭溪的資料如圖 5-10 所示，可知在這兩個流域中，不論土石流、高含砂水流或洪水，第三類皆佔據最大比例，其次則為第四類。其中第四類的 MR' 往下游的變化趨勢為先上升後再下降，整體與第三類皆為 Melton Ratio 值由上游至下游遞減，即代表集水區中 MR 值的變化以上游往下游遞減這種類型為最多。

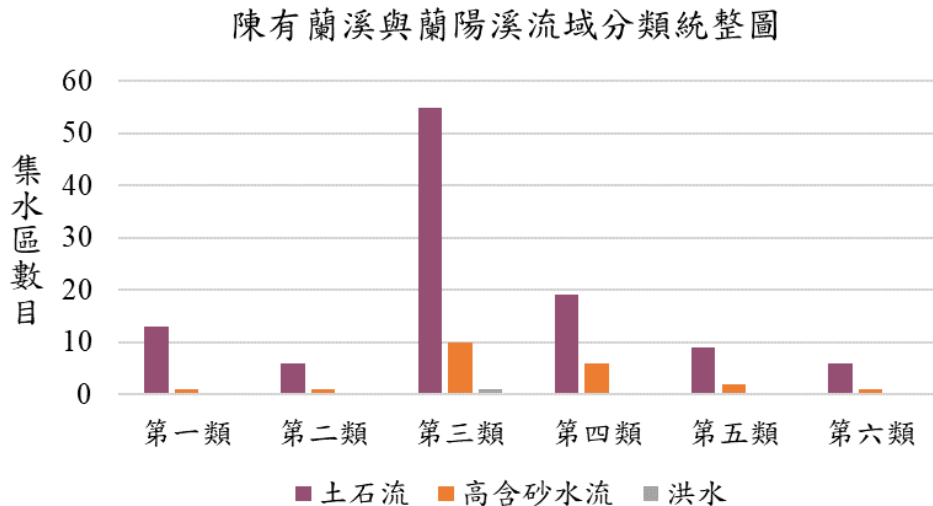


圖 5-10 土砂類型與趨勢統整

第二節 集水區形狀係數之特性

一、統計分析

本研究除了探討 MR 值與集水面積的關係外，也分析形狀係數 F 與集水面積之間的關係。形狀係數之定義為： $F=A/L^2$ ，A 為集水區面積，L 為集水區長度。當形狀係數趨近於 1 時，則集水區的形狀越接近圓形；反之，當形狀係數越小時，代表集水區的形狀越為細長。計算蘭陽溪與陳有蘭溪流域共潛勢溪流集水區中的形狀係數，並將其依上述的六種類型進行分類如圖 5-11 所示。第二、三、四類之形狀係數 F 的分布範圍較大，第一、五、六類之形狀係數 F 的分布範圍較小。

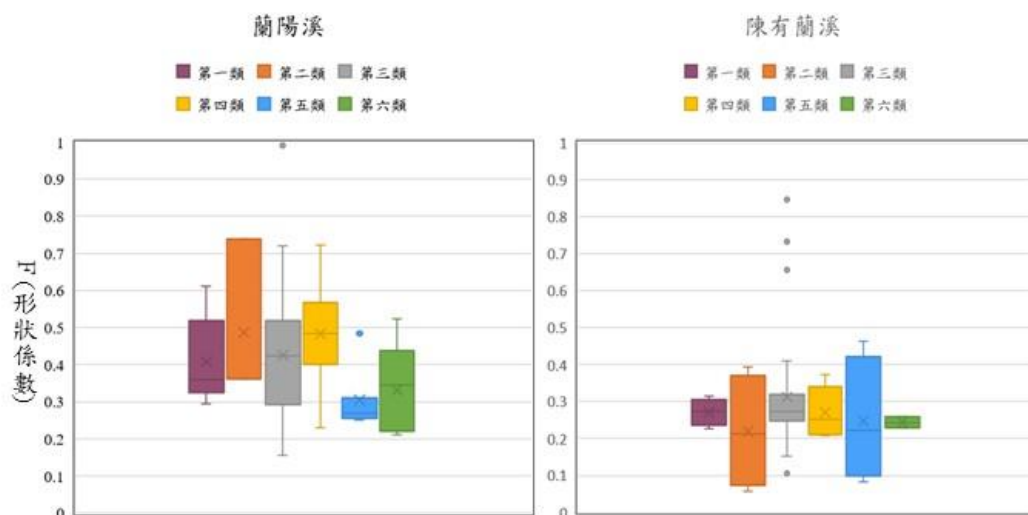


圖 5-11 蘭陽溪與陳有蘭溪形狀係數統計

圖 5-12 中可以看到，第三類和第四類之形狀係數範圍較接近且偏大，而第一類與第六類的形狀係數亦較為相近。因第六類之集水區普遍較小，其地勢起伏不大，故 MR' 之變化較小，以在 $MR'=1$ 之範圍附近居多。

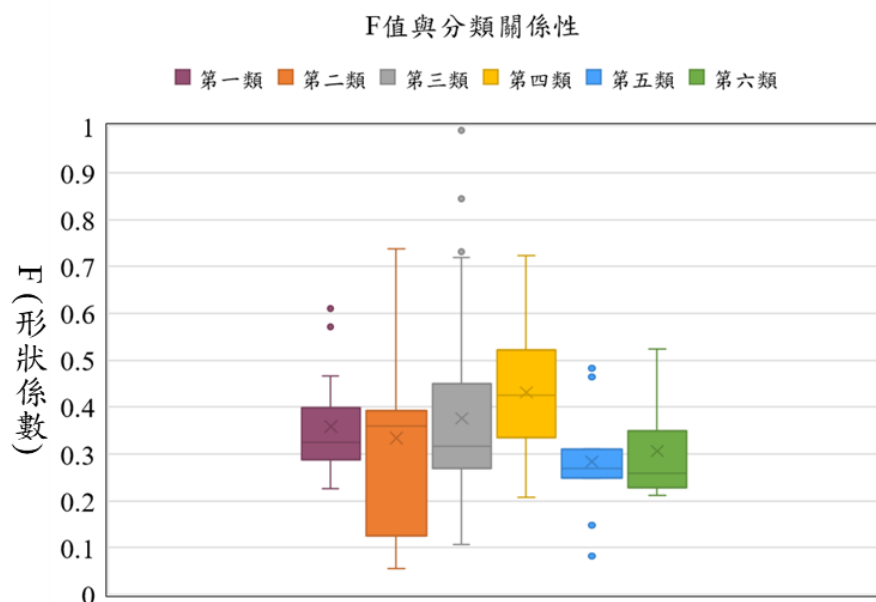


圖 5-12 形狀係數與趨勢數量統計

二、形狀係數與土砂災害關係

將蘭陽溪以及陳有蘭溪依據土砂災害類型進行分類比較形狀係數 F 與土砂災害類型的關係，如圖 5-13 所示。以各土砂災害之形狀係數平均值來看，由小到大依次為土石流(0.32)、高含砂水流(0.42)、洪水(0.56)，此結果與其他學者的研究結果相近(沈哲緯等，2012)。歸類為土石流之集水區普遍具有較小的形狀係數，意味著該集水區面積較為狹長；而形狀係數較大的集水區代表其集水面積更趨近於圓形，代表其在短時間內容易有較大的尖峰流量，從而造成洪水氾濫。

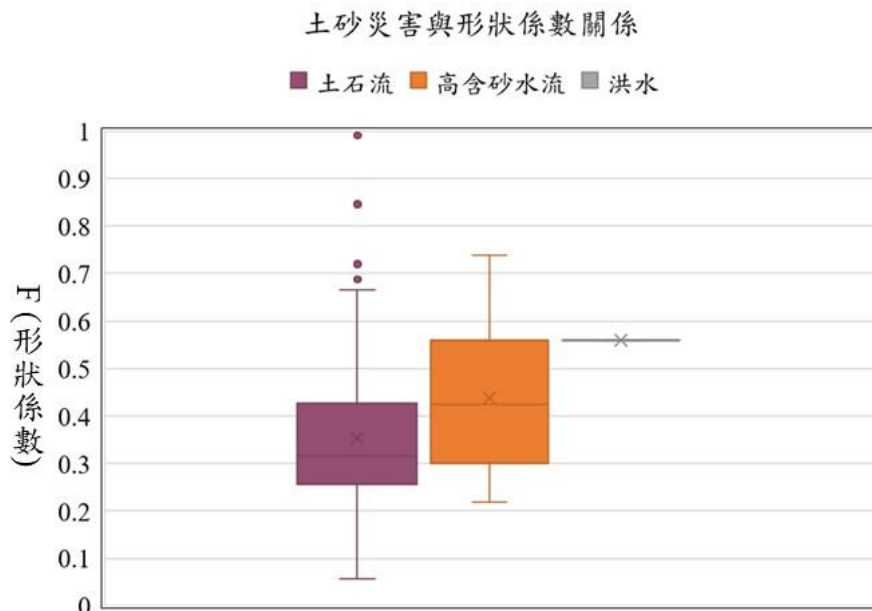


圖 5-13 土砂災害類型之形狀係數統計分析

三、形狀係數與集水面積、溢流點 MR 值之變化趨勢比較

將蘭陽溪及陳有蘭溪之形狀係數 F 、各集水區之溢流點 MR 值與其集水區面積就六種險峻值分類進行比較，如圖 5-14 所示。蘭陽溪及陳有蘭溪流域之集水區中第三類和第四類之集水面積普遍較大，而第一類和第二類之集水面積較小。對比蘭陽溪流域和陳有蘭溪可知，

陳有蘭溪之形狀係數 F 相比於蘭陽溪較小， MR 值則較大，代表陳有蘭溪之流域普遍較為狹長陡峭。

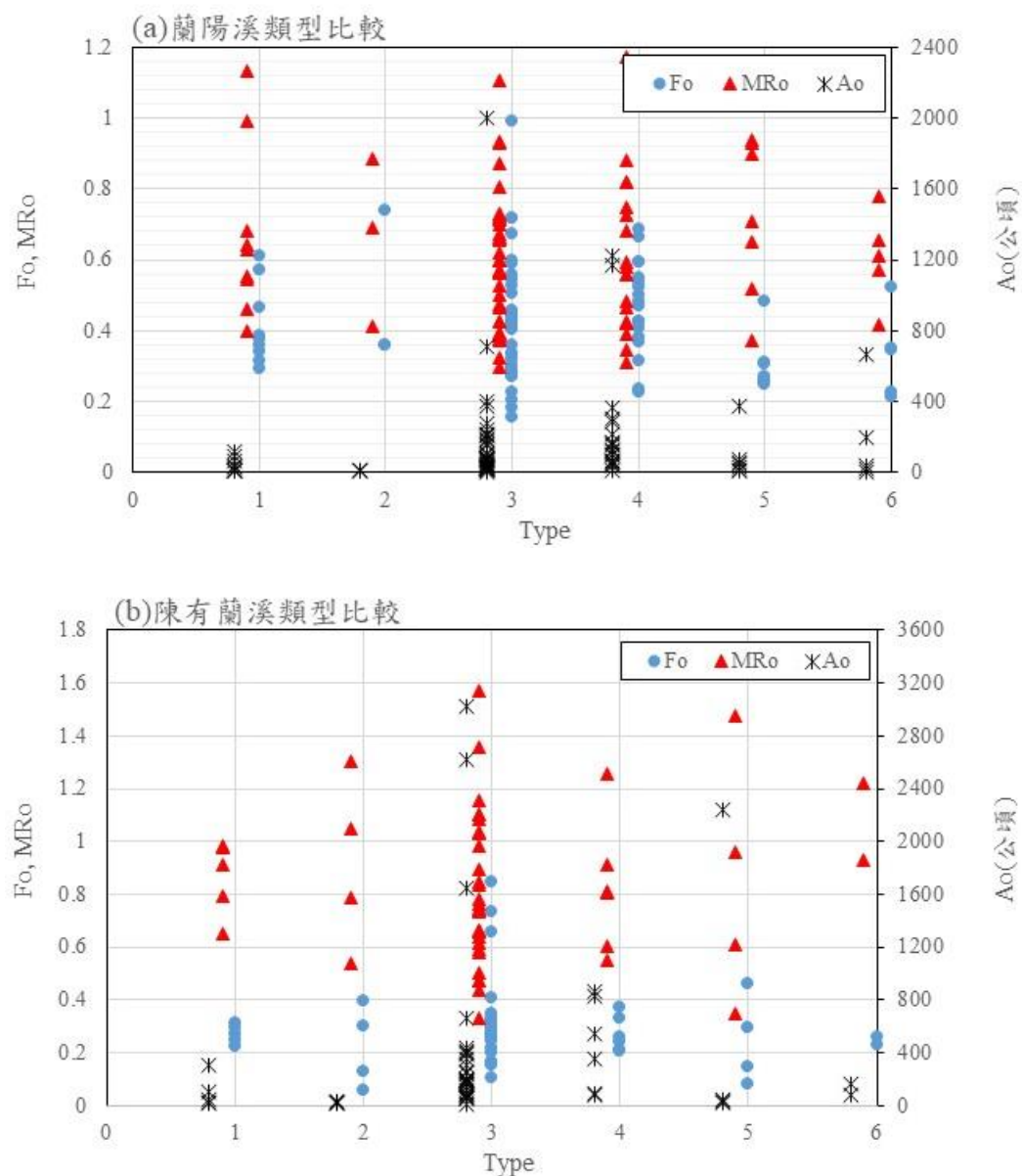


圖 5-14 流域險峻值、形狀係數與集水面積與分類對比圖

四、集水區之形狀係數 F 和集水區矩度 α 比較

集水區面積 A_o 與集水區形狀的矩度係數 α 定義為：

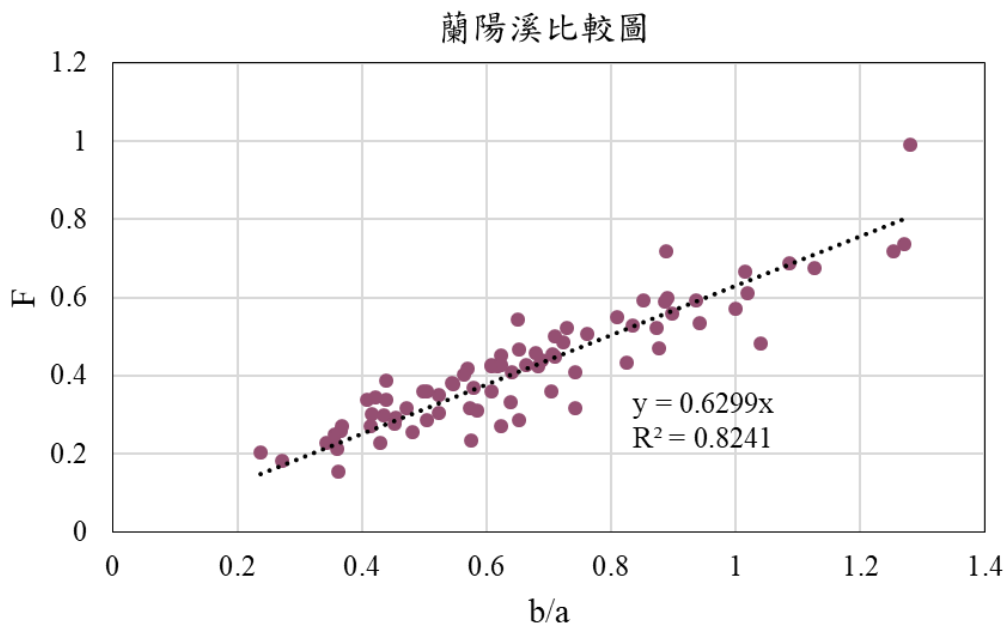
$$A_o = \alpha(a \times b) \quad (5-1)$$

其中 $a(=L)$ 和 b 分別為集水區之長與寬， A_0 為該集水區之集水面積。

其中形狀係數 F 之定義為 $F = \frac{A_0}{a^2}$ ，故將式(5-1) $A_0 = \alpha (a \times b)$ 代入可得：

$$F = \frac{\alpha b}{a} \quad (5-2)$$

若集水區為矩形則矩度 α 為 1，集水區為圓形或橢圓形則矩度 α 為 $\pi/4 = 0.785$ ，集水區為三角形則矩度 α 為 0.5。將陳有蘭溪流域及蘭陽溪流域之各集水區之細長比(b/a)與形狀係數 F 進行彙整分析，其斜率代表矩度 α 如圖 5-15 所示。可得知陳有蘭溪和蘭陽溪之平均 α 分別為 0.6134 和 0.6299，故代表集水區之集水面積於該集水區之長寬 a 、 b 所圍成之矩形所佔之空間平均為 0.6134 和 0.6299，介於圓形及三角形間，兩流域的平均 α 值相當接近。



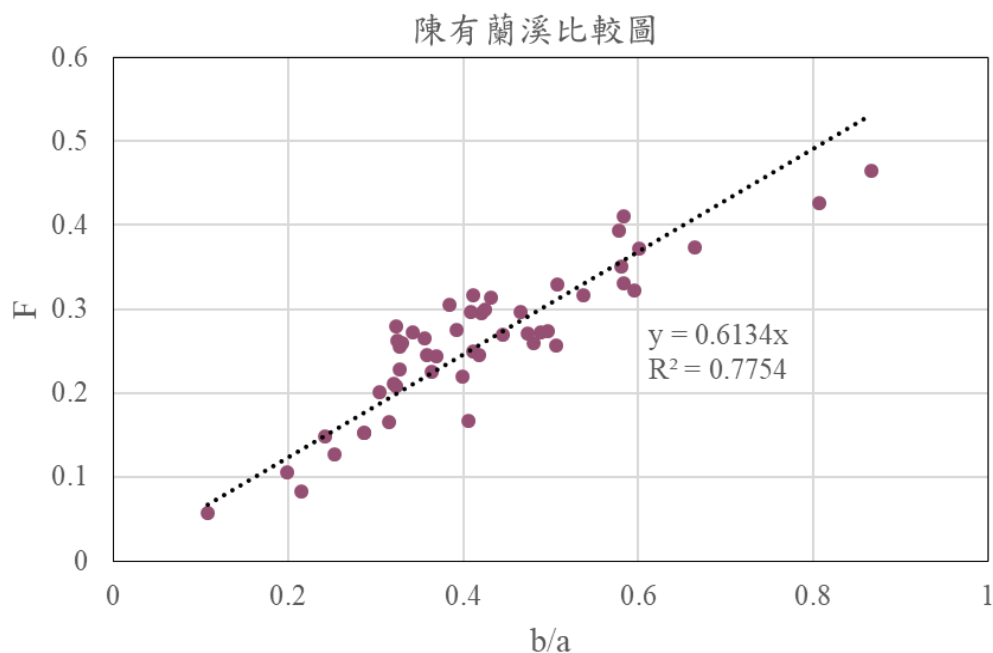


圖 5-15 蘭陽溪流域以及陳有蘭溪流域之矩度 α 與形狀係數 F 比對

第三節 1731 條土石流溪流地貌參數分佈特性

全台 1731 條土石流潛勢溪流之地貌資料中，集水區地貌參數(以高程差 H、面積及集水區險峻值 MR 為代表)的範圍的統計特性，如表 5-5 所示。所有集水區之高程差(H)介於 37-3076 m 間，其平均值為 535.8m。所有集水區之面積(A)介於 0.92-19682.5 公頃(hec) 間，其平均值為 180.4 hec。所有集水區之集水區險峻值(MR)則介於 0.114-1.869 間，其平均值為 0.647。集水區參數之分布範圍比(最大值/最小值)以面積最廣(21394 倍)、高程差次之(83.1 倍)、集水區險峻值最小(16.6 倍)。因集水區地貌參數中之面積決定土砂及水量大小，集水區險峻值 MR 則代表溢流點以上之地形陡峭度，故本計畫進一步分析 1731 條土石流潛勢溪流中此二地貌參數之統計特性。

表 5-5 1731 條土石流潛勢溪流地貌參數範圍

集水區參數	高程差 H(m)	面積 A (hec)	集水區險 峻值 MR	溪流編號	縣市	鄉鎮市 區	村里
Hmin	37	2.36	0.241	苗栗縣 DF001	苗栗縣	竹南鎮	崎頂里
Hmax	3076	11520.1	0.287	花蓮縣 DF019	花蓮縣	秀林鄉	景美村
Amin	108	0.92	1.126	宜蘭縣 DF118	宜蘭縣	冬山鄉	得安村
Amax	2699	19682.5	0.192	竹縣 DF065	新竹縣	尖石鄉	秀巒村
MR min	102	80.4	0.114	苗栗縣 DF043	苗栗縣	大湖鄉	武榮村
MR max	442	5.59	1.869	高市 DF113	高雄市	六龜區	新發里
整體平均值	535.8	180.54	0.647				

統計學上，一個由大到小依序排列具 N 個資料的數列中，可由韋伯公式(Weibull formula)推估第 m^{th} 大的資料點 X_m 的超越機率 P 為：

$$P(X_m) = \frac{m}{N+1} \quad (5-3)$$

對於較低超越機率或較大回歸期事件(rare events)的發生機率通常以 Gumble 或 Log-Pearson Type III 來推估 (Linsley et al., 1993)。此二者之方法簡述如下：

Gumble (1945) 預測事件發生之機率為：

$$P = 1 - e^{-e^{-b}} \quad (5-4)$$

$$b = \frac{1}{0.7797 \sigma} (X - \bar{X} + 0.45\sigma) \quad (5-5)$$

上式中 X ：事件規模， P ：對應($\geq X$)之機率、 $\bar{X}$ ：數列平均值，

$$\bar{X} = \frac{1}{N} \sum X \quad (5-6)$$

σ ：數列標準偏差(standard deviation)，

$$\sigma = \left[\frac{\sum (X - \bar{X})^2}{N - 1} \right]^{1/2} \quad (5-7)$$

此方法之計算步驟：(1) 由數列資料求得 $\bar{X}$ ， σ ；(2) 給定 X 求 b；(3) 由 b 再算 P。

美國水資源委員會(U.S. Water Resource Council)採用 log Pearson Type III distribution 進行較大回歸期事件之分析，此法之進行步驟為：

首先將數列資料取對數分布，即將所有資料換成 log，求取對數分布之平均值及標準偏差 ($\overline{\log X}$, $\sigma_{\log X}$)，後再取其偏度係數(Skewness coefficient) g

$$g = \frac{N \sum (\log X - \overline{\log X})^3}{(N - 1)(N - 2)(\sigma_{\log X})^3} \quad (5-8)$$

由回歸期($Tr=1/P$) 及 g 求係數 K，經由以下公式推求 X:

$$\log X = \overline{\log X} + K \sigma_{\log X} \quad (5-9)$$

根據 g 及回歸期(recurrence internal, $Tr=1/P$) 可決定係數 K (如參見 TableA-5, Linsley et al., 1993)。

1731 條土石流溪流之面積機率分佈與上述統計分佈之比較如圖 5-16 所示。1731 條土石流溪流面積分佈之標準偏差值為 704.9 hec 及偏度為 0.275，即大面積之權重較大，Log-Pearson Type III 之分佈與實際面積分佈頗相近，而 Gumble 分佈則有明顯偏差。

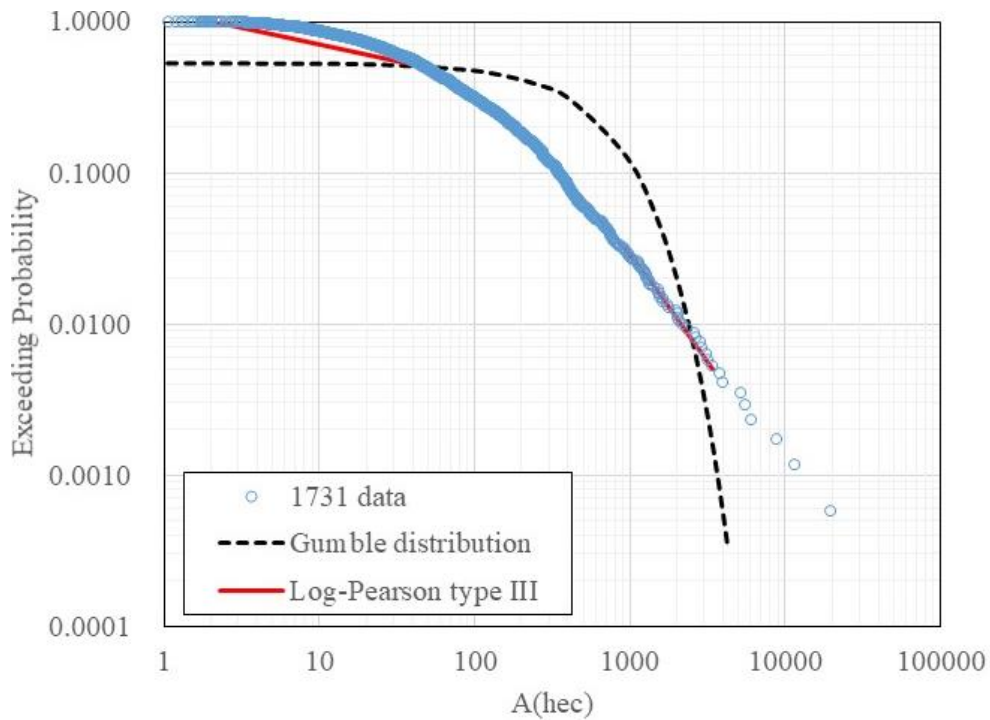


圖 5-16 1731 條土石流溪流之面積機率分佈

1731 條土石流溪流之集水區險峻值的機率分佈與上述統計分佈之比較如圖 5-17 所示。1731 條土石流溪流集水區險峻值分佈之標準偏差值為 0.267 及偏度為-0.278，即較小險峻值之權重較大，Log-Pearson Type III 之分佈及 Gumbel 分佈與實際險峻值分佈均頗相近。

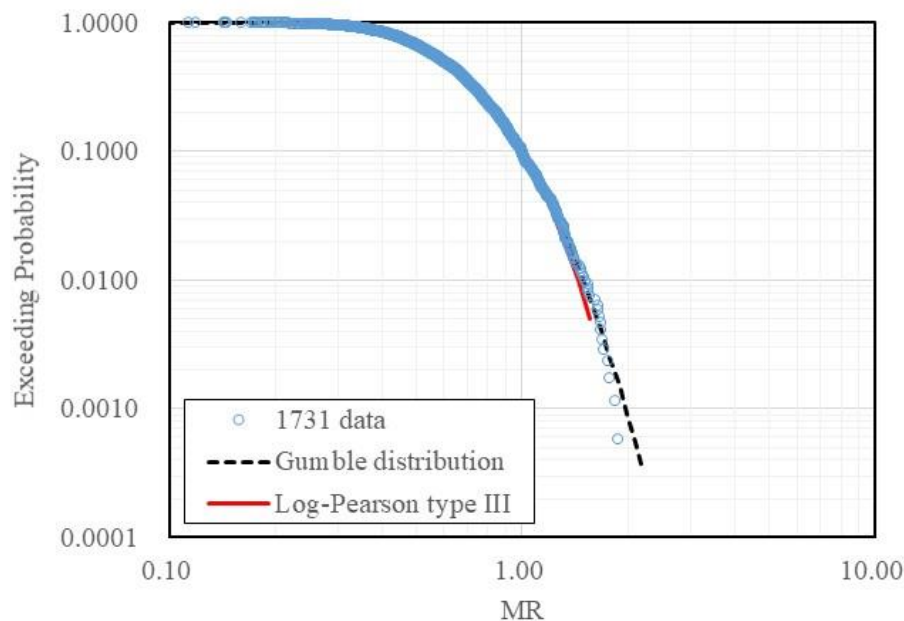


圖 5-17 1731 條土石流溪流之集水區險峻值機率分佈

第四節 低集水區險峻值(MR)案例及溢流點分析

全台 1731 條潛勢溪流中有 91 條土石流溪流屬低集水區險峻值 ($MR < 0.3$)，本研究針對其中集水區長度大於 14km 之三條潛勢溪流(新竹泰崗溪(竹縣 DF065)、南投加走寮溪(投縣 DF132)及花蓮三棧溪(花縣 DF019)及其支流，及具特殊地形構造案例(台中市橋頭寮溪及米粉寮溪(中市 DF080))進行分析，其集水區位置及地文資料如表 5-6 所示。

表 5-6 土石流潛勢溪流中低集水區險峻值(MR)之案例分析

案例編號	溪流編號	鄉鎮市區	村里	集水區長度(km)	集水區頂點高(m)	溢流點高程(m)	高差(m)	集水區面積(km ²)	MR
1	中市 DF080	清水區	吳厝里	3.81	204	98	106	0.45	0.16
2	竹縣 DF065	尖石鄉	秀巒村	103.56	3522	825	2697	195.74	0.19
3	投縣 DF132	竹山鄉	瑞竹里	46.46	2287	191	2096	87.02	0.22
4	花縣 DF019	秀林鄉	景美村	39.63	3100	18	3082	114.55	0.29
5	DF080_米粉寮溪	清水區	吳厝里	1.67	215	80	135	0.20	0.30
6	投縣 DF132-1	竹山鄉	瑞竹里	1.53	503	215	288	0.20	0.65
7	花縣 DF019-B	秀林鄉	景美村	10.21	2452	19	2433	18.69	0.56

台中市橋頭寮溪(中市 DF080)與米粉寮溪位於大甲斷層、鐵砧山斷層及屯子腳斷層交匯處(圖 5-18)，橋頭寮溪(中市 DF080)之集水區險峻值(MR)及高程差(H)之沿程分布如圖 5-19 所示，其集水區險峻值(MR')之最大位置為溢流點之 $MR = 0.16$ ，其形態屬第二類，且中市

DF080 沿程河道已有多重攔砂壩、固床工及堤岸，故集水區之出口應不會發生土石流。橋頭寮溪及附近坑溝皆屬頭嵙山層之礫石山溝，其溪溝邊坡或蝕溝如降雨發生崩塌仍可能產生局部小型的礫石型土石流，如其支流米粉寮溪的支溝於 2013 潭美颱風發生土石流阻斷道路(圖 5-20 與 5-21)。米粉寮坑溝集水區險峻值沿程分布如圖 5-22 所示，其形態亦屬第二類，而溢流點之 $MR = 0.302$ ，達土石流之門檻值。

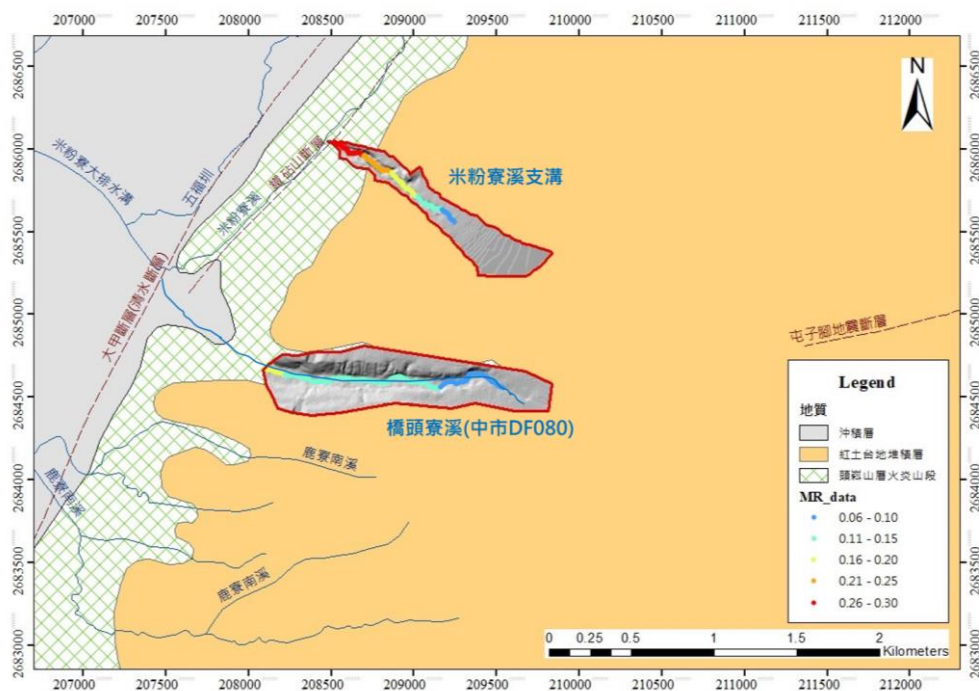


圖 5-18 中市 DF080 土石流潛勢溪流附近之地質圖

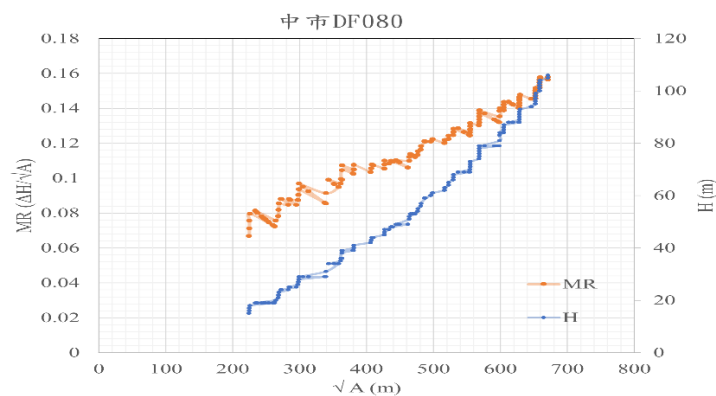


圖 5-19 中市 DF080 集水區險峻值沿程分布



圖 5-20 潭美颱風(2013)時米粉寮溪支溝發生土石流 (台中市水利局網頁)



圖 5-21 中市 DF080 北側米粉寮溪鳥瞰圖

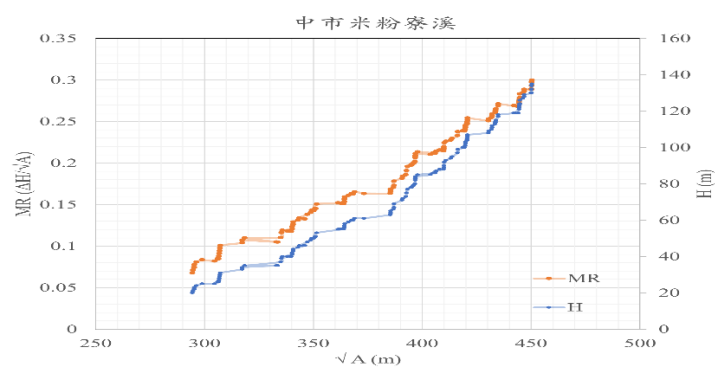
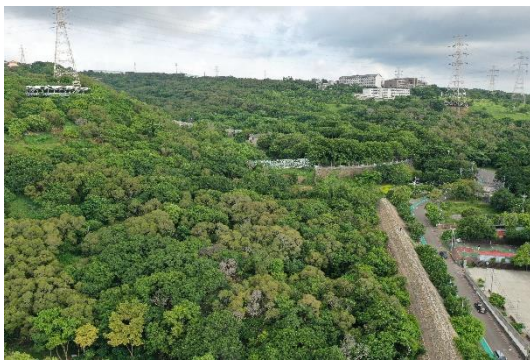


圖 5-22 中市米粉寮坑溝集水區險峻值沿程分布

發生土石流的米粉寮溪支溝與橋頭寮溪(中市 DF080)之位置及現況如圖 5-23 所示。本研究於 2023 年 6 月 27 日前往中市橋頭寮溪(中市 DF080)與米粉寮溪進行現勘，現況如圖 5-24 所示。



圖 5-23 米粉寮溪土石流支溝與橋頭寮溪鳥瞰圖



(a)橋頭寮溪(中市 DF080)上游



(b)橋頭寮溪(中市 DF080)上游



(c)橋頭寮溪(中市 DF080，鰲峰山運動公園)



(d)橋頭寮溪(中市 DF080)下游



(d) 米粉寮溪支溝上游



(d) 米粉寮溪支溝下游

圖 5-24 米粉寮溪支溝與橋頭寮溪(中市 DF080)無人載具空拍現況

圖 5-24 顯示米粉寮溪支溝上游現地之植生良好，米粉寮溪溢流點發生土石流之邊坡已做邊坡保護及攔砂壩(圖 5-24d)以降低其發生機率。

表 5-6 中三條集水區長度大於 14km 之潛勢溪流，集水區長度大於 14km 之三條潛勢溪流(新竹泰崗溪(竹縣 DF065)、南投縣加走寮溪(投縣 DF132)及花蓮縣三棧溪(花縣 DF019) 之集水區險峻值沿程分布如圖 5-25 – 5-27 所示，溢流點值皆小於 0.3。就集水區險峻值之分佈形態分類，竹縣 DF065 及花縣 DF019 為第三類，而投縣 DF132 屬第四類顯示加走寮溪(投縣 DF132)中上游有數個明顯瀑布存在，故此三條發生土石流之區位應在主流上游河段或支流匯入主流處。

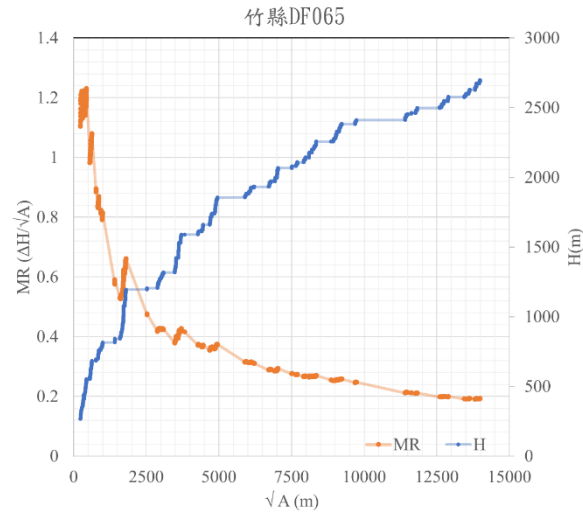


圖 5-25 新竹泰崗溪(竹縣 DF065)集水區險峻值沿程分布

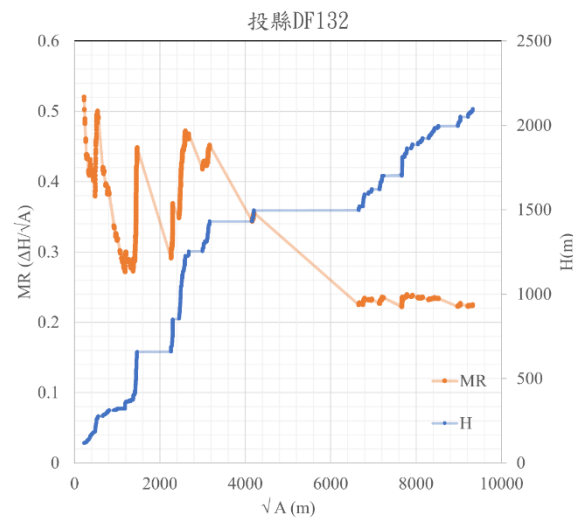


圖 5-26 南投縣加走寮溪(投縣 DF132)集水區險峻值沿程分布

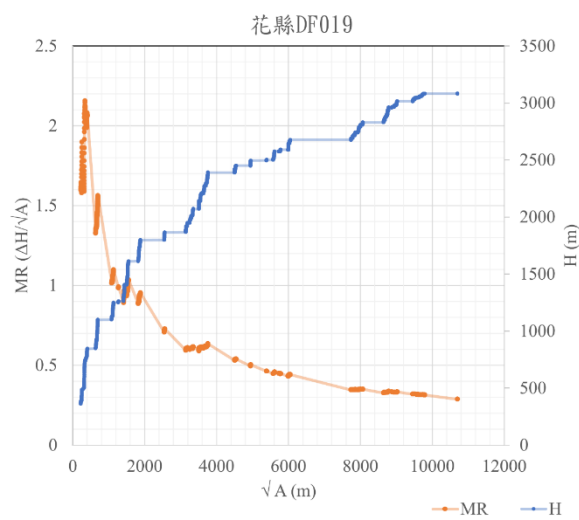


圖 5-27 花蓮縣三棧溪(花縣 DF019)集水區險峻值沿程分布

新竹泰崗溪(竹縣 DF065)因溢流點上游溪流沿程無聚落，故不另做支流之險峻值分析。南投縣加走寮溪(投縣 DF132)匯入清水溪處(圖 5-26 溢流點)於桃芝颱風發生嚴重洪水災情，並於左岸支流(竿蓁寮野溪或瑞竹國中上游)發生土石流。竿蓁寮野溪(表 5-65 中投縣 DF132-1)之集水區險峻值分布如圖 5-28 所示，其形態屬第四類，上游有較陡坡度，且集水區險峻值皆高於 0.3，顯示此集水區具土石流潛勢。花蓮縣三棧溪(花縣 DF019)之支流(三棧北溪 DF019-B)之集水區險峻值沿程分布如圖 5-29 所示，其形態為第三類，且集水區之險峻值分布皆大於 0.3，故此支流沿程聚落有面臨土石流之風險。

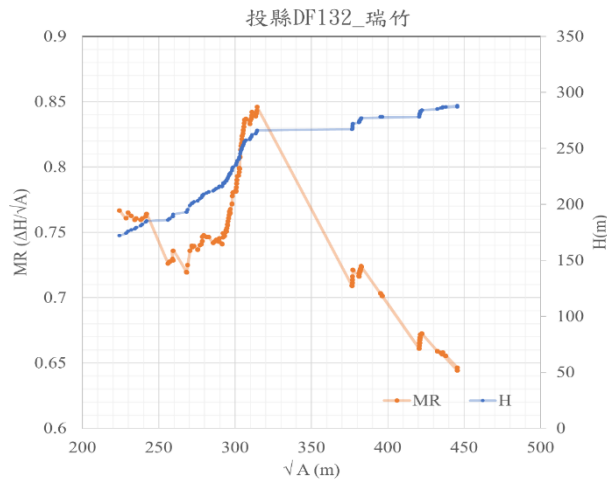


圖 5-28 南投縣加走寮溪支流(投縣 DF132-1)集水區險峻值沿程分布

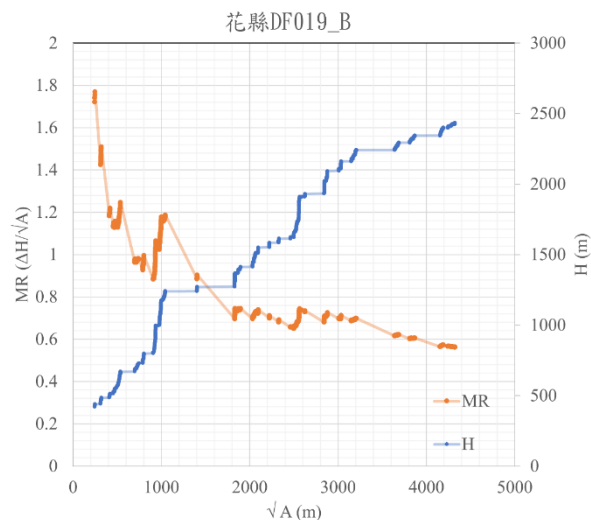


圖 5-29 花蓮縣三棧北溪(花縣 DF019-B)集水區險峻值沿程分布

由以上案例分析集水區險峻值沿程分布可用於判釋集水區主流之土砂災害型態，當溢流點值大於 0.3，此處有發生土石流災害之潛勢；當溢流點值小於 0.3，此處主要為洪水災害。而當集水區溢流點上方有主支流交匯時，應就有聚落之主流河段或匯入支流點為新溢流點進行集水區險峻值之沿程分佈，以確定新溢流點之土砂災害潛勢。

為驗證集水區險峻值應用之可行性，本研究以 2023 年八月卡努颱風對南投仁愛鄉塔羅灣溪為例進行說明。卡努颱風在廬山單日(8/4)降雨達 667mm 並造成塔羅灣溪廬山段嚴重河床淤積，並重創溪床二側的廬山溫泉聚落。由圖 5-30 可知，塔羅灣溪(DF031)在馬海濮溪匯入前(二溪匯入點在圖中以 x 點表示)，二個集水區險峻值在匯入點上游皆大於 0.3，即皆具土石流潛勢。塔羅灣溪之分布型態為第四類，表上游有多個瀑布跌水，馬海濮溪則為第三類，二個集水區險峻值主要呈現往下游遞減。當馬海濮溪匯入塔羅灣溪(DF031)後集水區之輸砂型態轉為洪水，即廬山溫泉聚落的土砂災害以洪水溢淹為主，塔羅灣溪上游(匯入點上游)如精英溫泉區則面臨土石流風險。故集水區沿程不同區位之溢流點所面臨之土砂災害類型可由沿程集水區險峻值進行初步評估。

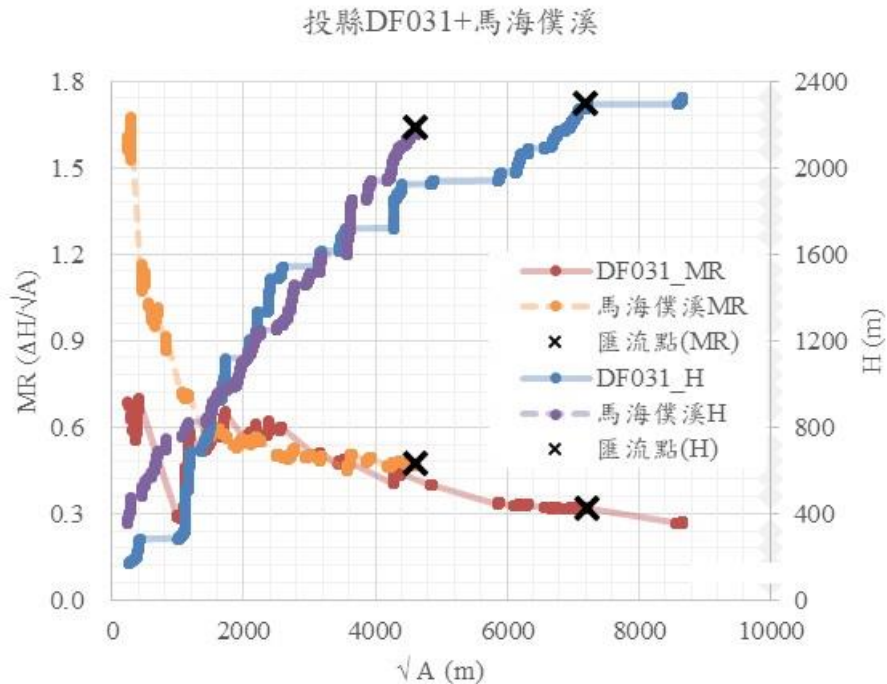


圖 5-30 南投縣塔羅灣溪(投縣 DF031)集水區險峻值沿程分布

第五節 沖積扇開析情況及上游土砂供應量趨勢評估

沖積扇頂，即集水區溢流點，其地貌易受上游供砂及水流條件不穩定而產生沖淤現象。當集水區上游有大量土砂供應，沖積扇容易溢淹；反之在土砂量稀少時，則出現扇面開析，溢流點下方河道刷深開展的情形。因降雨及地震等極端事件之影響易導致上游水砂條件之巨大改變，故沖積扇的地貌也隨之變動。現地沖積扇特性反應其形成過程之最大規模事件或最近之土砂運動行為，此二者均可提供土砂災害防治及扇狀地土地利用或評估之參考資料。

地表逕流由扇頂往扇端流動時，因部分水流入滲至扇體，土砂便停在逕流前緣，而在扇面形成篩堆積。後續水流衝破篩堆積後形成局部渠道，隨著沖積扇的發展，渠寬的變化分為三個階段，渠寬變化歷程如圖 5-30 所示。第一個階段為下切階段，此階段水流透過下切將

上游料源帶往下游，當流動距離達到下切階段前期最遠點時產生回淤，使供水渠道水位快速下降，進入下切階段後期。此時兩側料源開始側向崩塌，並且從下游傳回上游，而最終導致上游供水渠道處料源崩塌，崩塌瞬間則代表著下切階段的結束；在下切階段後期進入展寬前期的交界，渠道邊界較為平滑，本研究定義此刻平均渠寬為臨界平均渠寬為 B_c (圖 5-31B)。

第二階段為展寬階段，始於供水渠道產生分離現象掏刷渠道邊壁，並產生明顯的梨形河道，此階段水流渠道顯著地拓寬，並且供水渠道因分離現象而產生的梨形回流區也愈明顯(圖 5-31C)；此階段亦可觀察到一個現象，當水流遍布整個渠道，且在渠道末端以片流型態在複成扇上，此現象稱之為漫灘。

第三階段為自然堤階段，此階段水流不再遍布整個渠道，且渠道之下游處水流企圖偏離原渠道邊界。河道在遷移的過程中產生自然堤以限制渠道寬度，而側蝕與側岸土體的崩落提供了構築自然堤所需的料源((圖 5-31D)；高水流功率的組別，其自然堤沿原渠道邊壁向下游延伸，自然堤容易生成亦容易破堤，故其展寬與自然堤階段交界點較短。本研究定義最大的平均渠寬為 $\bar{B}_{max}(cm)$ ((圖 5-31C)，為整個實驗過程中經測量而得的最大平均寬度，發生於第二或第三階段中。

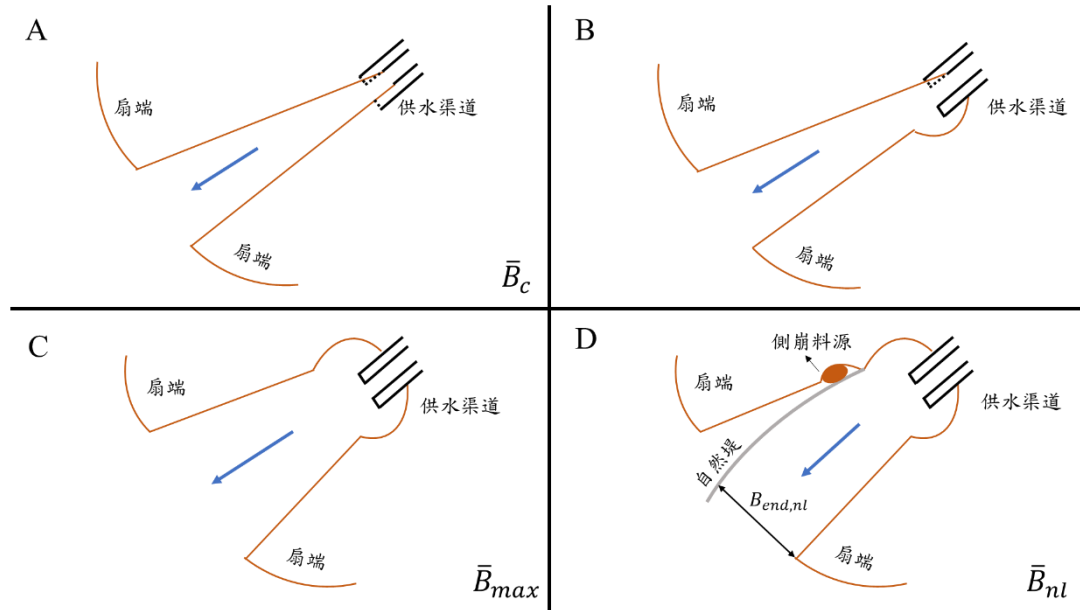


圖 5-31 沖積扇開析發展歷程示意圖

透過實驗所得之渠寬，計算單位寬水流功率 $\omega(kg/s^3)$ 與臨界水深 $y_c(cm)$ ，並將 B_c/y_c 以與代表渠道下切侵蝕能力之單位寬水流功率作圖進行比較所得之結果如所示， B 為沖積扇之平均渠道寬度 (cm) 。圖 5-32 中可知在粗砂實驗中， B_c/y_c 為一定值且幾乎不受單寬水流功率所影響，而本研究分別對選用 $\bar{B}_c/y_c$ 與 $\bar{B}_{nl}/y_c$ 與初始單寬水流功率作圖進行比較，可知 $\bar{B}_{nl}/y_c$ 與 ω_0 無關聯性，其值介於 31~41 之間；粗細砂之 $\bar{B}_c/y_c$ 差異主要是細砂顆粒小，故毛細現象造成不飽和含水之渠壁具較強之抗沖蝕能力所致。自然堤之渠寬較大則為實驗渠道後方因分離現象產生梨形區，以致渠道口之有效寬度增加。

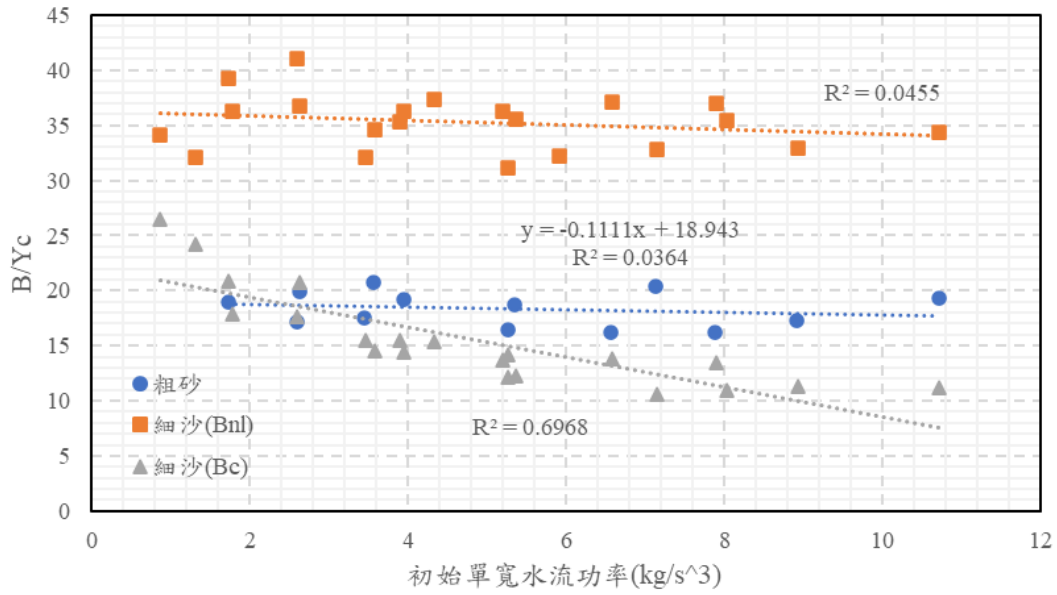


圖 5-32 粗細砂之初始單寬水流功率與對應的 B/y_c

在現地情形，谷口渠道(寬度 b)二側通常為岩壁，故不易出現梨形區，在不同粒徑之無因次沖積扇開析寬度(B/y_c)之比值 α 約介於 10-20 間，其平均值約為 $\alpha \cong 15$ 。

谷口渠道之臨界水深由谷口渠道寬度(b)及集水區流量(Q)決定，而小面積集水區流量可由合理化公式求得，即

$$\frac{B}{y_c} = \alpha \text{ or } B = \alpha^3 \sqrt{\frac{Q^2}{gb^2}} \quad (5-10)$$

$$Q = cIA \quad (5-11)$$

式(5-11)中 c 為逕流係數， A 為集水區面積。由式(5-9)及(5-10)可得沖積扇開析寬度(B)與降雨強度(I)之關係如下：

$$I = \frac{b\sqrt{gB^3}}{\alpha^{3/2}cA} \quad (5-12)$$

現地之沖積扇開析與上游流量之關係可由式(5-11)決定，而開析二側岸上的扇面徑向坡度則反映沖積扇形成時的泥砂供應情況(即土

砂運動型態)，經實驗結果其關係如式(4-1)所示。經水保局提供之 H.O.S.T.圖資料，本計畫自 2022 年起判釋蘭陽溪及陳有蘭溪具明顯沖積扇地貌之集水區，並針對其中地貌具開析條件且有改變趨勢者進行現勘及探討，其地貌特性及分析結果如表 5-7 所示。現地沖積扇之分析以農富坪野溪說明如下。

表 5-7 蘭陽溪及陳有蘭溪具明顯沖積扇變化之集水區

流域	集水區	MR0	Lmax (m)	Ao (hec)	扇面積 (m ²)	扇坡度 (deg.)	扇長度 (m)	扇開 析寬 度 B(m)	谷口 寬 b(m)	I (mm/hr)
蘭陽溪	美蘿溪	0.57	2578	269.2	208583	7.2	455.2	70	33	174.1
蘭陽溪	嘉蘭溪	0.50	4190	456.0	385079	6.9	917.0	40	58	78.1
蘭陽溪	茲納谷 溪	0.71	1410	85.2	89199	7.7	276.7	22	30	88.1
陳有蘭 溪	農富坪	1.29	1583	88.2	9219	10.0	84.2	5	15	4.6
陳有蘭 溪	頭坑溪	0.61	3053	406.2	713031	10.6	990.7	30	37	36.3

圖 5-33 為土場部落農富橋上游陳有蘭溪右岸之農富坪野溪之土石流堆積扇現況(112/10/12 拍攝)，該野溪自賀伯風災後多次產生土石流堆積扇(張徽正, 2002)。農富坪野溪之集水區險峻值為 0.84，堆積扇角度約為 10° 。2023 年起已有農民向第三河川局承租開墾此沖積扇種植櫛瓜，並經人工將扇面上渠道導向陳有蘭溪上游右岸山壁(圖 5-33 中河道由扇頂沿 B 點流向陳有蘭溪)。



圖 5-33 陳有蘭溪右岸農富坪野溪土石流沖積扇現況

農富坪野溪之土砂料源含細料較多，當上游流量大且水砂比大時，如納莉颱風過後(2002/05)，扇頂之開析下切河道可達扇端，並在此處形成複成扇(圖 5-34a)，而當水砂比較小時 (2016/3，扇頂之下切河道在扇央即出現交叉點(IP)，扇面由沖刷轉為淤積並造成河道偏向下游(圖 5-34b)。由圖 5-35 之 HOST 二期空達(Lidar)影像可知，2015 年時農富坪野溪上游之水砂比大且有較大降雨提供流量，沖積扇呈明顯開析。反之，2020 年時農富坪野溪上游之供砂量大，且水砂比較小，沖積扇明顯增長且較無開析情況。故土石流堆積扇之形貌及地形受豪

雨事件時上游水砂比及土砂規模所控制，並無固定型態，在防災及土地利用上應整體考量。

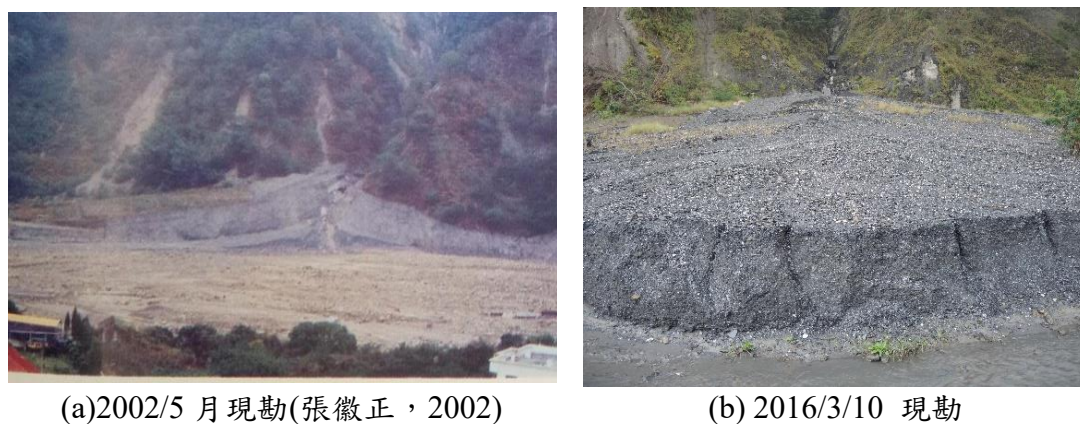


圖 5-34 農富坪野溪土石流沖積扇開析變化

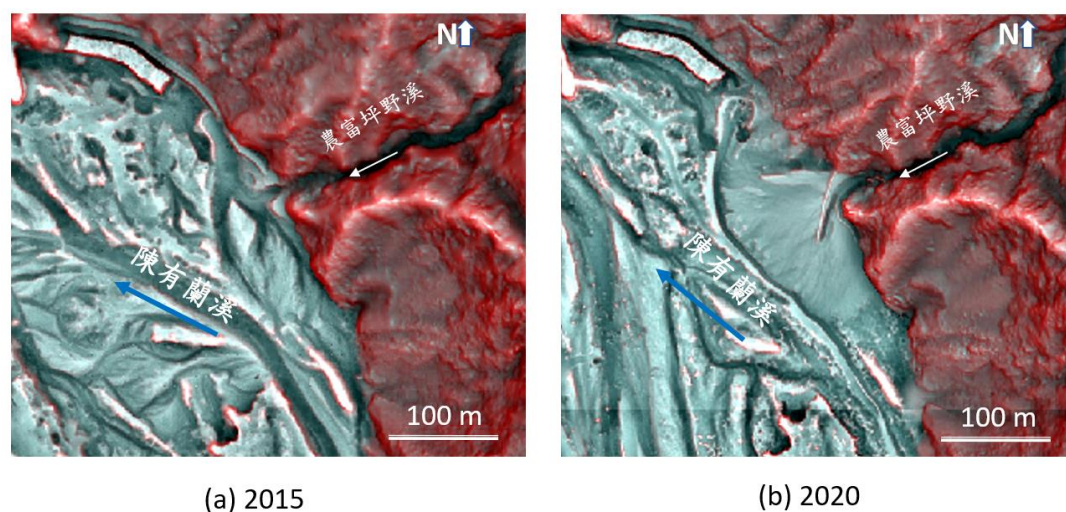


圖 5-35 農富坪野溪歷年土石流沖積扇開析變化

本研究分別於農富坪野溪安裝縮時攝影機以探討降雨及水砂比對現地沖積扇地貌之影響，並與室內實驗進行對比。因應沖積扇開析狀況，2022/08/16 雷雨之觀測地點為沖積扇右岸(圖 5-33 中 A 點)，2023/08/05 卡努颱風之觀測地點則為沖積扇左岸(圖 5-33 中 B 點)。二個事件的和社站降雨資料如圖 5-35 所示，雷雨之延時約三小時，降雨量約 4 mm；卡努颱風雨場之降雨延時約 11 小時，降雨量約 203 mm。2022/08/16 之雷雨事件因降雨量小，沖積扇上右側只出現短暫土

石流篩堆積及河道改道(channel avulsion)時之高含砂水流(圖 5-36b)，後續洪水造成河道展寬(開析)及河床坡度變緩(圖 5-36c)。由洪水過程及事後之河床顆粒之層狀堆積及覆瓦排列亦顯示流動後期為洪水所致(圖 5-36c,d)。

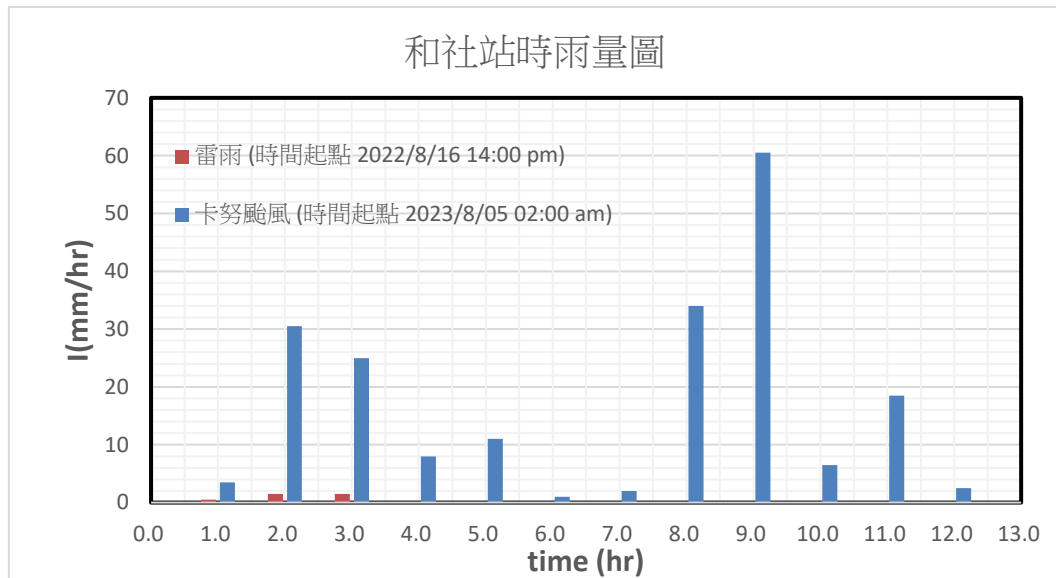


圖 5-35 農富坪野溪造成沖積扇變化之降雨歷程

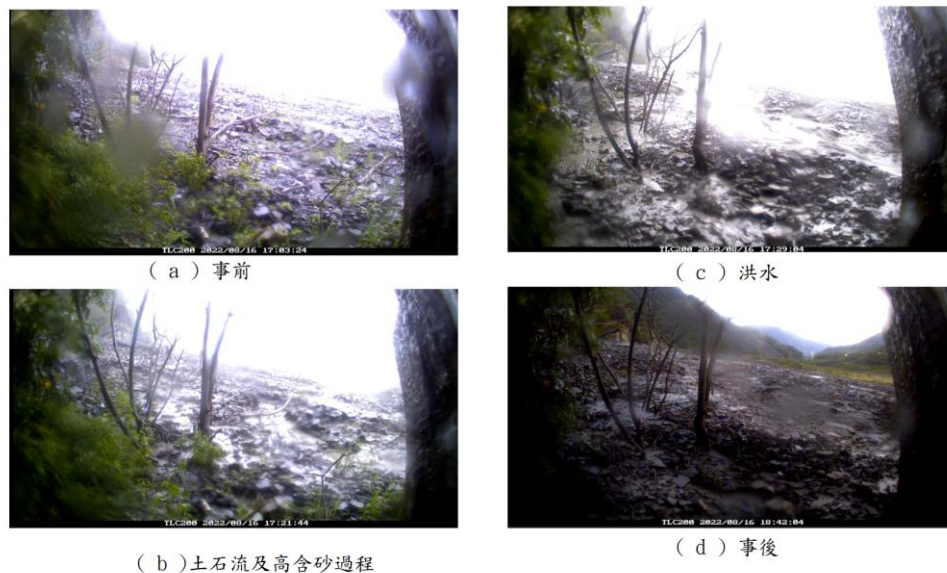


圖 5-36 農富坪野溪沖積扇 2022/08/16 之變化歷程

2023/08/05 卡努颱風之縮時觀測地點(圖 5-33 中 B 點)靠近沖積扇頂點及左岸河道，其歷程如圖 5-37 所示。事件初期降雨量小對上

游崩塌影響不大，故河道上出現洪水，造成河床下切(圖 5-37a)，因卡努颱風之第二波降雨量大(2023/08/05 10:00-12:00)，此時集水區上游崩塌之土砂量流出而引發高含砂水流及土石流(圖 5-37b,c)，土石流龍頭先在下游淤積(圖 5-37b)，再往上游回淤(圖 5-37c)，此一過程造成原河道淤滿並產生河道改道(channel avulsion)(圖 5-37d)。現地觀測得知現地洪水及土石流之過程對於沖積扇之地貌演變與實驗觀測結果有相同特性(請參見 4.1 節水砂比實驗之說明)，即洪水之水砂比大，形成沖積扇河道開析並使河道坡度變緩。高含砂水流及土石流之水砂比小，造成沖積扇之河道回淤及河道改道，所形成之沖積扇坡度也較大。

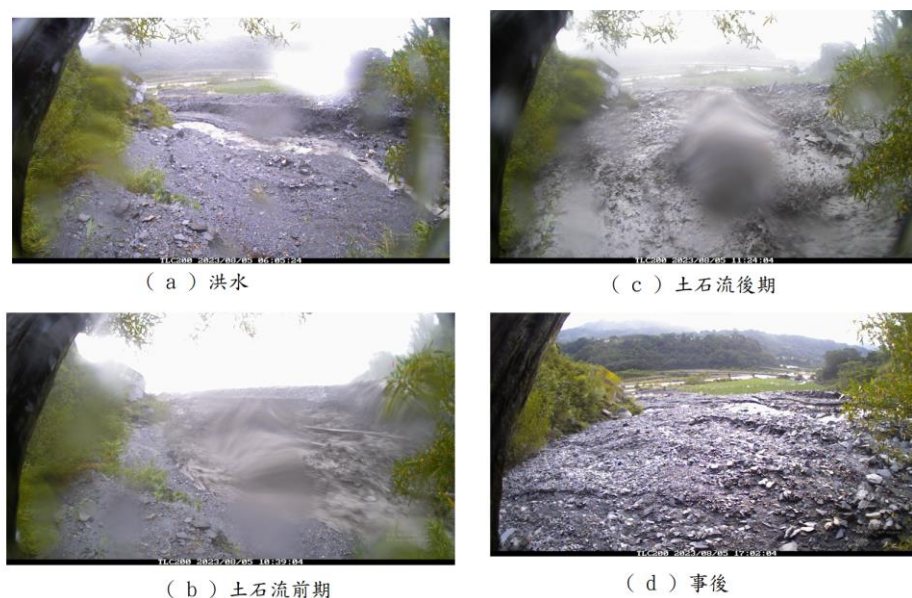


圖 5-37 農富坪野溪沖積扇 2023/08/05 變化歷程

第六章 結論與建議

第一節 結論

本計畫以高精度數值地形與既有陳有蘭溪及蘭陽溪之土石流溪流案例資料，萃取集水區及堆積扇之地貌特徵及地形參數進行土砂運動類型及災害影響範圍判定，並對沖積扇坡度及地貌之演變進行室內實驗及陳有蘭溪農富坪沖積扇土砂運移現勘。本計畫綜合分析全台 1731 條土石流潛勢溪流之集水區險峻值分布及特徵分析，並探討集水區險峻值沿程分布之特性及分類，就低集水區險峻值(即分類為洪水類型)之案例進行分析及判釋，以提供後續土石流潛勢溪流評估及劃設影響範圍之參考依據。本研究之成果說明如下：

1. 實驗觀察到沖積扇在不同水砂比情況下的扇面開析(沖刷)、前堆、改道及回淤等過程。
2. 不同顆粒之水砂比試驗顯示渠道坡度皆隨著水砂比的增加而遞減，無因次坡度分布與無因次水砂比之關係可歸納為同一曲線。
3. 當沖積扇扇面經清水沖刷後，渠道化階段發展完成，隨著高含砂水流流入開析完成的沖積扇，渠道開始回淤，使得渠道底床高層和渠寬逐漸增加，當渠道淤滿時，高含砂水流會溢出原本沖刷的渠道邊界，發展成漫灘階段，形成片狀流，隨著片狀流的發展，扇的坡面維持著該水砂比所對應之坡度穩定前堆。當沖積扇從漫灘階段轉變為渠道化階段，水流會尋找扇上最優勢的坡度，朝著該方向進行沖刷。在農富坪沖積

扇之現地觀測也觀察到此一現象。

4. 集水區險峻值之沿程分佈趨勢可分為六種類型，所有的土砂災害分類中皆以第三類分類(MR 值往下游遞減)為最多，其次為第四類(MR 值往下游先遞增再遞減)。第三類集水區之地貌參數特性為具較大的集水面積 A，及較小的形狀係數 F。第四類之集水區於主流中游常有多個跌水或瀑布地形，其上游為料源累積處。第一類和第二類之集水面積較小。對比蘭陽溪流域和陳有蘭溪可知，陳有蘭溪之形狀係數 F 相比於蘭陽溪較小，MR 值則較大，代表陳有蘭溪之流域普遍較為狹長陡峭。
5. 陳有蘭及蘭陽溪流域中，土石流集水區的平均形狀係數平均值 0.32；高含砂水流約為 0.42；最大為洪水之平均值 0.56。即土石流集水區較為狹長；洪水集水區寬長較相近，故較易於短時間內產生較大之尖峰流量。
6. 1731 條土石流溪流面積分佈之標準偏差值為 704.9 hec 及偏度為 0.275，即大面積之權重較大，Log-Pearson Type III 之分佈與實際面積分佈頗相近，而 Gumble 分佈則有明顯偏差。1731 條土石流溪流之集水區險峻值(MR)則介於 0.114-1.869 間，其平均值為 0.647，其標準偏差值為 0.267、偏度為-0.278，即較小險峻值之權重較大，Log-Pearson Type III 之分佈及 Gumble 分佈與實際險峻值分佈均頗相近。
7. 由較低 MR 值案例分析可知集水區險峻值沿程分布可用於判釋集水區主流之土砂災害型態，當溢流點值大於 0.3，此處有發生土石流災害之潛勢；當溢流點值小於 0.3，此處主要為洪

水災害。而當集水區溢流點上方有主支流交匯時，應就有聚落之主流河段或匯入支流點為新溢流點進行集水區險峻值之沿程分佈，以確定新溢流點之土砂災害潛勢。

8. 陳有蘭溪農富坪沖積扇現地觀測得知現地洪水及土石流之過程對於沖積扇之地貌演變與實驗觀測結果有相同特性，即洪水之水砂比大，形成沖積扇河道開析並使河道坡度變緩。高含砂水流及土石流之水砂比小，易造成沖積扇之河道回淤及河道改道，所形成之沖積扇坡度也較大。

第二節 建議

1. 因山區河道流路有時呈迂迴狀，則河道之直線長度與匯水面積並非單調遞增關係，故建議以匯水面積之平方根較河流長度更能正確反應集水區之尺度變化。
2. 集水區上游細料組成及濃度對於堆積扇之發展歷程及前緣坡度之影響，建議在實驗室及現地觀察進行觀測及分析。
3. 後續研究宜收集現地沖積扇之堆積過程中的粒徑及濃度變化，並分析相應之扇面坡度資料，以驗證室內試驗所得水砂比與沖積扇坡度之關係，並供土砂災害評估之參考。

參考文獻

1. 尹承遠、翁勳政、吳仁明、歐陽湘，“臺灣土石流之特性”，工程地質技術應用研討會(V)論文集，P70-90，1993。
2. 王虹萍、周天穎，“結合層級分析法與模糊理論於土石流潛勢評估之研究—以陳有蘭溪集水區為例”，水保技術，5 卷 1 期，P13-22，2010。
3. 王家耀、崔鐵軍、苗國強，“數字高程模型及其數據結構”，海洋測繪”，第 24 卷第 3 期，2004。
4. 吳仁明、趙家民，“苗栗火炎山崩塌地變遷對土石流發生之研究”，環境與管理研究，第 9 卷第 1 期，P129-149，2008。
5. 李錫堤、費立沅，“蘭陽溪流域之山崩土石流潛在危害預測”，前瞻科技與管理，1 卷 2 期，2011。
6. 沈哲緯、蕭震洋、羅文俊，“花蓮縣土石流潛勢溪流地文特性初探”，水保技術，7 卷 2 期，P96-105，2012。
7. 阮香蘭、何智武、呂建華，“石門水庫集水區河川系統之研究”，中華水土保持學報，23 卷 2 期，P13-28，1992。
8. 周憲德、曹鼎志、李璟芳，“土石流潛勢溪流之地文因子綜整判定”，水土保持局期末報告書，2017。
9. 周憲德、曹鼎志、李璟芳，“土石流潛勢溪流之集水區地文參數判釋及驗證-以蘭陽溪流域為例”，水土保持局期末報告書，2019。
10. 林辰翰(2022)，「以實驗探討坡度及流量對沖積扇開析過程之影響」，碩士論文，國立中央大學土木工程研究所，中壢。

11. 林政諄，“集水區險峻值於蘭陽溪土石流潛勢溪流之綜整判釋”，國立中央大學，碩士論文，2019。
12. 林昭遠、張力仁，“地文因子對土石流發生影響之研究—以陳有蘭溪為例”，中華水土保持學報，31 卷 3 期，P227-237，2000。
13. 林美聆、陳彥澄，“應用光達地形資料於莫拉克災後陳有蘭溪流域崩塌與土石流地質敏感地區判釋與分析”，航測及遙測學刊，第 18 卷第 2 期，P129-144，2014。
14. 張瑞津，“臺灣沖積扇之分布、型態及地形意義”，地質，17 卷 1-2 期，P62-93，1997。
15. 張徽正(2002)，南投縣信義鄉羅娜村農富坪附近陳有蘭溪小支流的沖積現象，臺灣鑛業;第 54 卷, 第 3 期, 第 I-IV 頁。
16. 陳榮河、江英政，“新中橫公路邊坡破壞之調查”，第二屆土石流研討會論文集，P180-189，1999。
17. 湯國安，“中國數字高程模型與數字地形分析研究進展”，地理學報，第 69 卷第 9 期，2014。
18. 黃榮露，“坡地土砂災害之地貌因子綜合判釋”，國立中央大學，碩士論文，2017。
19. 楊明德、林基源、林蔚榮、黃凱翔、吳東諺，“莫拉克颱風於陳有蘭溪流域之災害調查”，中華水土保持學報，40 卷 4 期，P345-358，2009。
20. Asfaw, D., Workineh, G., “Quantitative analysis of morphometry on Ribb and Gumara watersheds: Implications for soil and water conservation”, International Soil and Water Conservation Research

Volume 7, Issue 2, pages 150-157, 2019.

21. Brenna, A., Surian, N., Ghinassi, M., Marchi, L., “Sediment–water flows in mountain streams: Recognition and classification based on field evidence”, *Geomorphology* Volume 371, 107413, 2020.
22. Cavalli, M., Crema, S., Trevisani, S., Marchi, L., “GIS tools for preliminary debris-flow assessment at regional scale”, *Journal of Mountain Science* Volume 14, pages 2498-2510, 2017.
23. Chen, C.Y., Yu, F.C., “Morphometric analysis of debris flows and their source areas using GIS”, *Geomorphology* Volume 129, Issues 3-4, 2011.
24. Chopra, R., Dhiman, R.D., Sharma, P., “Morphometric analysis of sub-watersheds in Gurdaspur district, Punjab using remote sensing and GIS techniques”, *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, Vol. 33, No. 4, 2005.
25. Chou, HT., Lee, CF. Falling process of a rectangular granular step. *Granular Matter* 13, 39–51 (2011). <https://doi.org/10.1007/s10035-010-0221-8>
26. de Haas, T., A.L. Densmore, M. Stoffel, H. Suwa, F. Imaizumi, J.A. Ballesteros-Cánovas, T. Wasklewicz, Avulsions and the spatio-temporal evolution of debris-flow fans, *Earth-Science Reviews*, Volume 177, (2018), Pages 53-75, ISSN 0012-8252, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.007>.(<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012825217302465>)
27. de Haas, T., Densmore, A. L., den Hond, T., & Cox, N. J. (2019). Fan-surface evidence for debris-flow avulsion controls and probabilities, Saline Valley, California. *Journal of Geophysical Research: Earth*

- Surface, 124, 1118–1138. <https://doi.org/10.1029/2018JF004815>
28. de Haas, T., Kleinhans, M. G., Carbonneau, P. E., Rubensdotter, L., & Hauber, E. (2015). Surface morphology of fans in the high-Arctic periglacial environment of Svalbard: Controls and processes. *Earth-Science Reviews*, 146, 163–182.
29. de Haas, T., Kruijt, A., and Densmore, A. L. (2018) Effects of debris-flow magnitude–frequency distribution on avulsions and fan development. *Earth Surf. Process. Landforms*, 43: 2779– 2793. <https://doi.org/10.1002/esp.4432>.
30. de Haas, T., Ventra, D., Carbonneau, P. E., & Kleinhans, M. G. (2014). Debris-flow dominance of alluvial fans masked by runoff reworking and weathering. *Geomorphology*, 217, 165–181.
31. Densmore, A. L., de Haas, T., McArdeell, B., & Schuerch, P. (2019). Making sense of avulsions on debris-flow fans. In J. W. Kean, J. A. Coe, P. M. Santi, & B. K. Guillen (Eds.), *Association of environmental and engineering geologist special publication: Vol. 28. Debris-flow hazards mitigation: mechanics, monitoring, modeling, and assessment* (pp. 637-644). <https://doi.org/10.25676/11124/173161>
32. Horton, R.E., “Drainage-basin characteristics”, *Transactions American Geophysical Union* Volume 13, Issue1, pages 350-361, 1932.
33. Huang, H. Q. (2010), Reformulation of the bed load equation of Meyer-Peter and Müller in light of the linearity theory for alluvial channel flow, *Water Resour. Res.*, 46, W09533, doi:10.1029/2009WR008974.
34. Ilinca, V., “Using morphometrics to distinguish between debris flow, debris flood and flood (Southern Carpathians, Romania)”, *CATENA* Volume 197, 104982, 2021.

35. Khare, D., Mondal, A., Mishra, P.K., Kundu, S., Meena, P.K.,
“Morphometric analysis for prioritization using remote sensing and
GIS techniques in a hilly catchment in the state of Uttarakhand, India”,
Indian Journal of Science and Technology, Vol 7(10), 1650-1662, 2014.
36. Linsley, R.K., Franzini, J.B., David L Freyberg, D.L. and George
Tchobanoglous, G. (1993), Water Resources Engineering, 4th ed. ,
McGraw-Hill Science/Engineering, 1991.
37. Marchi, L., Fontana, G.D., “GIS morphometric indicators for the
analysis of sediment dynamics in mountain basins”, Environmental
Geology Volume 48, pages 218-228, 2005.
38. Montgomery, D.R., Dietrich, W.E., “Channel initiation and the problem
of landscape scale”. Science, 255, 826-830, 1992.
39. Reitz, M. D., and D. J. Jerolmack (2012), Experimental alluvial fan
evolution: Channel dynamics, slope controls, and shoreline growth, J.
Geophys. Res., 117, F02021, doi:10.1029/2011JF002261.
40. Thakkar, A.K., Dhiman, S.D., “Morphometric analysis and
prioritization of mini-watersheds in Mohr watershed, Gujarat using
remote sensing and GIS techniques”, Journal of the Indian Society of
Remote Sensing Volume 35, pages 313-321, 2007.
41. Wasklewicz, T., Scheinert, C., Development and maintenance of a
telescoping debris flow fan in response to human-induced fan surface
channelization, Chalk Creek Valley
42. Welsh, A., Davies, T., “Identification of alluvial fans susceptible to
debris-flow hazards”, Landslides 8, 183-194, 2011.
43. Wilford, D.J., Sakals, M.E., Innes, J.L., Sidle R.C., Bergerud W.A.,
“Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through

watershed morphometrics”, Landslides 1, 61-66, 2004.

44. Zhou, W., Tang, C., Van Asch, T.W.J., Chang, M., 2016. A rapid method to identify the potential of debris flow development induced by rainfall in the catchments of the Wenchuan earthquake area. Landslides, 13(5), 1–17.

附錄一 「112 年創新研究計畫(基礎試驗研究-場次一)」案期初審查意見

核定本審查意見情形(書面意見)

項次	審查意見	回覆辦理情形
報告內容審查意見：為配合本局業務需求，計畫內容建議調整(或納入後續執行評估參考)部分：		
一	本計畫為去年之延續，建議將研究成果進行收斂，方向朝影響範圍劃設之實務應用。	將針對沖積扇之坡度及扇面開溪情況與土砂供應條件之關係深入探討，以供扇狀地受土石流影響範圍劃設之參考。
二	2. 由於部分土石流潛勢溪於劃設時，考量行政上之需求而將集水區擴大併入不同溪流，故在計畫中討論之集水區面積，較未能反應實際地形狀況。而堆積扇之地型並未定期更新產製，故於計算坡度上將無法顯現近期事件之變動狀況。	集水區面積及險峻值之考量可依溪流點所在位置進行沿程分析。堆積扇之地形變化將收集最新地形資料，並輔以現勘或縮時影像紀錄以分析近期事件造成之地貌改變動。
三	有關計畫書格式及經費審查及編列部分：請依審查意見及規定修正。	遵照辦理。

附錄二 「112 年創新研究計畫(基礎試驗研究-場次 一)」案期中審查意見

項次	審查意見	回覆辦理情形
報告內容審查意見：貴校所提期中報告書，經書面審查通過，同意撥付第 2 期款，審查意見請納入期末報告書回應，並於 112 年 11 月 13 日前函送期末報告書 5 份，俾利辦理期末審查作業。		
一	目前之土砂流動型態分類，建議與現地土砂災害記錄進一步比對，以區別高含砂水流及土石流之流動條件差異。	謝謝指正。內容補充於 5.5 節。根據現地觀察及現地土砂災害影片可知一場降雨引致河床或沖積扇上的土砂運動中，高含砂水流及土石流在的運動歷程上可能是交替發生，如土石流發生於陣流前鋒(龍頭)，其形態為不飽和(水面位於表面顆粒下方)且粗細顆粒一起前進，橫斷面呈上凸狀並形成側積堤；龍頭過後，土砂流動常為高含砂水流，顆粒較細且可見混濁水面，橫斷面則成水平或上凹狀，且高含砂水流後可能又有洪水發生，故事後現地調查常無法反映完整的土砂流動歷程。故就實際防災考量，建議不著重於高含砂水流及土石流之流動差異，並將高含砂水流視為土石流之下限，而著重於洪水與土石流之流動條件差異。

項次	審查意見	回覆辦理情形
二	室內試驗多以高含砂之均勻顆粒流動為主，未能反應土石流堆積扇之型態，並建議與現地堆積狀況相比對。	謝謝指正。內容補充於 5.5 節，現地土石流堆積扇之堆積坡度範圍在室內試驗的坡度範圍內。
三	堆積扇之發展及前緣坡度等，與土石材料之強度有關，強度低之材料流動距離長，前緣坡度小，建議納入考量。	謝謝指正。不同的水砂比可反映土石材料之強度，即較大的水砂比為強度較低的材料其流動距離長，前緣坡度小。至於細料組成之影響對於堆積扇之發展及前緣坡度之影響，因限於人力及時間，本期計畫無法執行，但值得後續研究進一步分析。
四	表 5-5 之苗縣 DF043 及高市 DF113 的 MR 欄位是否錯植？	謝謝指正，已更正 MR min 與 MR max 欄位。
五	圖 5-3~圖 5-8 請補充圖例。	謝謝指正，已更正。

項次	審查意見	回覆辦理情形
六	P5-20，第 4 行與第 5 行重複。	謝謝指正，已更正。
七	圖 5-18，建議標示 DF080 土石流潛勢溪流位置。	謝謝指正，已更正。
八	P5-24，在土石流潛勢流中部分屬低 MR 值(<0.3)者，仍有發生土石流之情形，建議可進一步探討。	謝謝指正。內容補充於 5.4 節，可依集水區險峻值分類探討溢流點上游及支流之險峻值分布進行分析。
九	溢流點位置決定土石流影響範圍，可否藉由本研究精進溢流點之位置評估？	謝謝指正。內容補充於 5.4 節，建議可由集水區險峻值之沿程分佈探討不同溢流點位置所面臨之土砂災害類型。
十	為因應機關組織改造，機關名稱修正為「農業部農村發展及水土保持署」，報告書封面及內文等請依本署最新範本格式撰寫，相關範本檔案請至本署電子圖書管理中心下載 (https://elibrary.ardswc.gov.tw/)。	遵照辦理。

