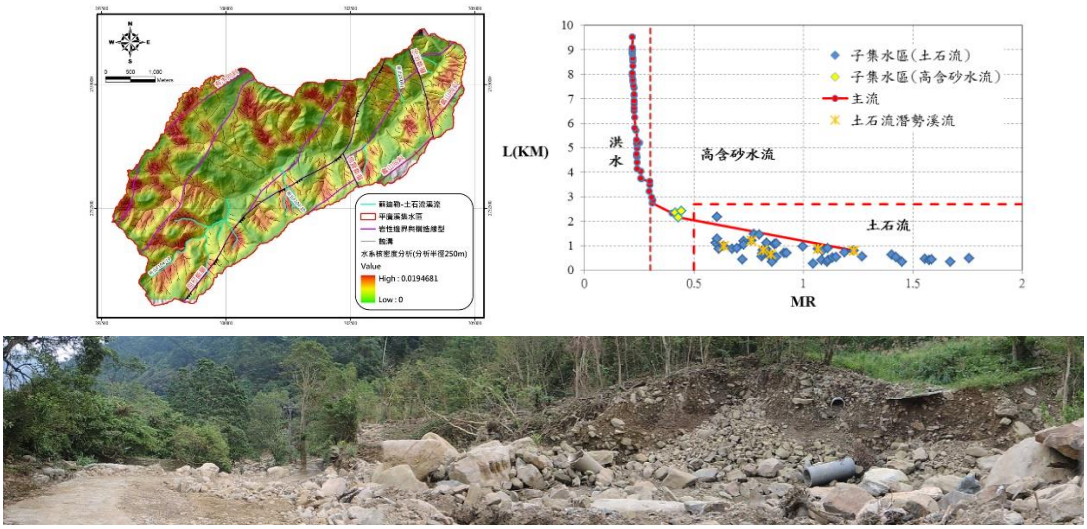
SWCB-105-127

坡地土砂災害之地文因子綜整判定及現地判釋(以平廣溪集水區為例)

成果報告書



行政院農業委員會水土保持局　編印

中華民國 105 年 12 月

出版編號：SWCB-105-127

坡地土砂災害之地文因子綜整判定及現地判釋(以平廣溪集水區為例)

Recognition of the susceptibility of landslides and hydrogeomorphic processes in Ping-Guang watershed through morphometric indicators and field reconnaissance

執 行 單 位：國立中央大學土木工程學系

執 行 期 間：105 年 4 月 1 日至 105 年 12 月 31 日

計畫主持人 ：周憲德　教授

研究　人員：中 興 社: 曹鼎志 副研究員、李璟芳 副研究員、
黃韋凱 助理研究員

中央大學: 黃郅軒 助理、黃榮露 助理、
陳威宏 助理、林聖景 助理、
陸威宇 助理、王俊凱 助理

行政院農業委員會水土保持局　編印

中華民國一〇五年十二月

（本報告書內容及建議純屬執行單位意見，僅供本局施政參考）

坡地土砂災害之地文因子綜整判定及現地判釋
(以平廣溪集水區為例)

摘　要

本研究整合高精度數值地形並萃取新北市平廣溪集水區誘發崩塌及土石流的重要地文參數，與歷史災害之微地形判釋成果及崩塌目錄套疊及進行現勘，了解山區集水區內過去土砂災害發生之料源、型態、溢流點、致災規模及影響範圍等關係。最後以蘇迪勒風災所引起之平廣溪實際土砂災害調查資料進行驗證。平廣溪之河流級序大多以一級與二級河流等級為主(佔總數比例 81.2%)。集水區內的構造線型走向顯示，平廣溪早期因受西北-東南向之大地應力擠壓，以致發展出東北-西南向之褶皺構造，並於應力最大集中區域-屈尺斷層線上，發展平廣溪之主流線型。地質構造與節理發育對於本集水區內微水系發展息息相關，淺層崩塌目錄範圍坐落位置亦多處水系密集處，坡度介於 30~40 度為主，以降雨引致崩塌的機制為主。蘇迪勒風災於本區域誘發之土石流災害多為側壁沖刷或坡腳失穩所產生之淺層岩屑崩滑，土石流溪流或蝕溝，其上游區、溪流線匯集及河道轉折處皆與斷層線(信賢、屈尺與忠治斷層)通過有關。

平廣溪所有子集水區的地貌參數以流域長(L<4.0km)與流域險峻值(MR>0.5) 來判定土石流潛勢溪流具有可行性。平廣溪各子集水區容易發生土石流災害，造成下游道路涵管淤塞；但主流則以洪水災害為主，容易發生較大範圍之溢淹或河堤沖毀災情。經現勘調查 DF091 及 DF226 土石流潛勢溪流具土石流流動型態， 其特徵為土石流沖積扇的逆分層(大顆粒在上方)及基質支撐，及輸送段河道旁樹幹上的塊石撞擊。平廣溪六條土石流潛勢溪流的子集水區皆有屈尺、信賢、或忠治等斷層經過，其中 DF091,DF226,DF225 三條土石流潛勢溪流的上游源頭區皆在屈尺斷層上盤，且河岸崩塌主要位於斷層泥上游。由現勘調查可知斷層位置對於脆弱地質及崩塌區位及提供土石流的土砂料源有重大效應。

關鍵詞: 平廣溪、崩塌、土石流、微地形判釋、流域險峻值

Recognition of the susceptibility of landslides and hydrogeomorphic processes in Ping-Guang watershed through morphometric indicators and field reconnaissance

ABSTRACT

The morphometric parameters associated with landslides and debris flows in Ping-Guang watershed are analyzed in this study by employing the 1-m high-resolution digital terrain map and field studies. The first- and second-order streams present 81.2 % of the watershed. The three fault lines crossing the watershed determine the tectonic stress distribution and micro drainage system in the study area. The landslides are mainly triggered by intense rainfalls. The morphometric parameters such as Melton Ratio (MR>0.5) and drainage length (L<4.0 km) are applicable to identify the debris-flow prone ravines. However the distance to the fault lines is another important factor for the occurrence of landslides and the source area of debris flows.

Key words: Ping-Guang watershed, landslides, debris flows, micro drainage, Melton Ratio.

目次

摘　要 ..... **I**

ABSTRACT ..... **III**

目次 ..... **IV**

圖次 ..... **VII**

表次 ..... **XII**

第一章 緒　論 **1-1**

1-1　計畫緣起 1-1

1-2　計畫目標及內容 1-4

1-2-1　計畫目標 1-4

1-2-2　計畫內容及進行步驟 1-4

1-3　相關研究回顧 1-8

第二章 區域地質特性與微水系特性探討 **2-1**

2-1　平廣溪集水區地文與水文特性 2-1

2-2　微水系的水文分析 2-5

2-1-1　河流級序區分 2-6

2-1-2　微水系密度分析 2-11

2-1-3　流向方位統計 2-14

2-1-4　蜿蜒度 2-20

2-1-5　水力坡降計算 2-22

2-3　微水系關聯性分析 2-24

2-4　小結 2-33

第三章 古土石流與崩塌之微地形判釋 3-1

3-1　山崩及土石流地形特徵 3-1

3-2　微地形 3-3

3-3　山崩目錄與圈繪點驗證 3-11

第四章 平廣溪土砂災害之地貌參數分析 4-1

4-1　地形及地貌資料分析流程 4-1

4-2　結果分析與討論 4-8

第五章 平廣溪土石流潛勢溪流現勘 5-1

5-1　DF091 土石流潛勢溪流 5-1

5-1-1　DF091 土石流潛勢溪流概述 5-1

5-1-2　DF091 區域地質概述 5-2

5-1-3　DF091 現地勘查說明 5-3

5-2　DF226 土石流潛勢溪流 5-7

5-2-1　DF226 土石流潛勢溪流概述 5-7

5-2-2　DF266 區域地質概述 5-8

5-2-3　DF266 現地勘查說明 5-9

5-3　DF225 土石流潛勢溪流.....5-14

5-3-1　DF225 土石流潛勢溪流概述..... 5-14

5-3-2　DF225 區域地質概述..... 5-15

5-3-3　DF225 現地勘查說明..... 5-16

5-4　現勘小結 5-29

第六章 結論與建議 6-1

參考文獻..... 參-1

附錄 一..... 附錄-1

圖次

圖 1.1 研究區域- 新北市平廣溪集水區 1-3

圖 1.2 本計畫研究方法示意圖 1-5

圖 1.3 研究計畫流程圖 1-5

圖 1.4 流域長度與流域險峻值區之關係圖 1-14

圖 2.1 平廣溪集水區地質圖 2-3

圖 2.2 平廣溪流域地質構造與岩性交界線型走向分佈圖 2-4

圖 2.3 大地應力擠壓與地質構造及水系發展示意圖 2-4

圖 2.4 平廣溪集水區與微水系分佈圖 2-5

圖 2.5 Horton 與 Strahler 河流分級方法比較示意圖 2-7

圖 2.6 平廣溪集水區微水系河流級序分佈圖(1m) 2-9

圖 2.7 平廣溪集水區微水系河流級序分佈圖(5m) 2-10

圖 2.8 河流級序與河流數目統計關係圖 2-10

圖 2.9 微水系核密度分析示意圖 2-12

圖 2.10 微水系核密度分析搜索圓半徑 50m 成果圖 2-13

圖 2.11 微水系核密度分析搜索圓半徑 100m 成果圖 2-13

圖 2.12 微水系核密度分析搜索圓半徑 150m 成果圖 2-13

圖 2.13 微水系核密度分析搜索圓半徑 200m 成果圖 2-13

圖 2.14 微水系核密度分析搜索圓半徑 250m 成果圖 2-14

圖 2.15 微水系流向方位計算示意圖 2-15
圖 2.16 一級微水系流向統計玫瑰圖 2-16
圖 2.17 一級微水系走向統計玫瑰圖 2-16
圖 2.18 一級微水系流向累積機率圖 2-16
圖 2.19 二級微水系流向統計玫瑰圖 2-17
圖 2.20 二級微水系走向統計玫瑰圖 2-17
圖 2.21 二級微水系流向累積機率圖 2-17
圖 2.22 三級微水系流向統計玫瑰圖 2-18
圖 2.23 三級微水系走向統計玫瑰圖 2-18
圖 2.24 三級微水系流向累積機率圖 2-18
圖 2.25 四級微水系流向統計玫瑰圖 2-19
圖 2.26 四級微水系走向累積機率圖 2-19
圖 2.27 四級微水系流向累積機率圖 2-19
圖 2.28 五級微水系流向統計玫瑰圖 2-20
圖 2.29 五級微水系走向統計玫瑰圖 2-20
圖 2.30 五級微水系流向累積機率圖 2-20
圖 2.31 微水系蜿蜒度分佈圖 2-22
圖 2.32 河流級序與河流平均坡度統計關係圖 2-23
圖 2.33 河流級序與河流平均水力坡降統計關係圖 2-24

圖 2.34 微水系密度與地質構造及地層交界線型分佈圖 2-27
圖 2.35 岩體強度分布圖與微水系核密度分析 2-28
圖 2.36 岩體強度調查成果與現況 2-29
圖 2.37 水系核密度分析值與岩體強度統計關係圖 2-29
圖 2.38 平廣溪集水區 2010 年至 2015 年崩塌目錄分佈圖 2-30
圖 2.39 平廣溪集水區內歷史崩塌目錄個數與水系密度之累積機率圖 2-31
圖 2.40 平廣溪集水區內歷史崩塌目錄與水系密度之累積機率 70% 2-31
圖 2.41 平廣溪集水區內歷史崩塌目錄個數與坡度之累積機率圖 . 2-32
圖 2.42 未落於平廣溪集水區內歷史崩塌目錄與水系密度之累積機率 70%之崩塌目錄與坡度及順向坡關係圖 2-32
圖 3.1 岩體滑動(含地滑)地形貌特徵..... 3-3
圖 3.2 古土石流堆積扇地形貌特徵 3-3
圖 3.3 研究蒐集與分析圖資產製類型 3-5
圖 3.4 平廣溪集水區歷年山崩目錄套疊 3-7
圖 3.5 平廣溪集水區古土石流與山崩微地形判釋成果..... 3-9
圖 3.6 平廣溪集水區岩體滑動區與水系核密度關係圖 3-10
圖 3.7 岩體滑動圈繪點位 UAV 空拍驗證..... 3-13
圖 3.8 蘇迪勒風災山崩目錄 UAV 空拍驗證..... 3-13

圖 4.1 平廣溪 5 米 DEM 圖層 4-1

圖 4.2 地形分析流程圖 4-2

圖 4.3 地形剖面觀察觀察窪地與突起 4-2

圖 4.4 網格索引標誌 4-3

圖 4.5 網格流向代碼及辨識代碼標示圖 4-4

圖 4.6 DEM 經過流向分析後的結果 4-5

圖 4.7 流向分析後產生的流量累積網格 4-6

圖 4.8 觀測現地山坡及蝕溝坡度與面積關係圖 4-8

圖 4.9 平廣溪流域子集水區劃分圖 4-9

圖 4.10 子集水區的流域長(L)與流域險峻值(MR)之關係 4-11

圖 4.11 子集水區的排水密度(D)與流域險峻值(MR)之關係 4-11

圖 4.12 平廣溪流域長度與土石流潛勢溪流示意圖 4-12

圖 4.13 流域主流長度(L)與流域險峻值(MR)之關係 4-13

圖 5.1 新店區廣興里新北 DF091 地理位置圖 5-2

圖 5.2 新店區廣興里新北 DF091 地質圖 5-3

圖 5.3 DF091 現勘之情形 5-3

圖 5.4 新北 DF091 現場拍攝影像相對位置圖 5-4

圖 5.5 現勘 DF091 照片說明 5-7

圖 5.6 新北 DF226 地理位置圖 5-8

圖 5.7 新北 DF226 地質圖 5-9
圖 5.8 新北 DF226 土石流潛勢溪流集水區崩塌地分布圖 5-10
圖 5.9 新北 DF226 土石流潛勢溪流現勘照片位置圖 5-12
圖 5.10 DF226 現地勘查照片說明 5-14
圖 5. 11 新北 DF225 地理位置圖 5-15
圖 5. 12 新北 DF225 地質圖 5-16
圖 5. 13 新北 DF225 土石流潛勢溪流集水區崩塌地分布圖 5-17
圖 5. 14 新北 DF225 土石流潛勢溪流發生潛勢因子與保全對象位置圖(1/2) 5-18
圖 5. 15 新北 DF225 土石流潛勢溪流發生潛勢因子與保全對象位置圖(2/2) 5-19
圖 5. 16 新北 DF225 土石流潛勢溪現勘照片 5-25
圖 5. 17 支流#2 土石流沖積扇趾部遭洪流刷深 5-26
圖 5. 18 左側岸壁崩塌堵塞原有河道造成河流改道及右側沖積扇趾刷深 5-26
圖 5. 19 河道匯流點處可見枯樹及巨石形成堰塞壩 5-26
圖 5. 20 新北 DF225 下游河谷地文特性分析 5-27
圖 5. 21 下游匯入主流時原河道淤塞並沖毀左側民宅圍牆 5-27
圖 5. 22 下游匯入主流左岸細粒料淤積約 30 cm 5-28

圖 5. 23 蘇迪勒颱風開元大道院內外土砂災情 5-28

圖 5. 24 開元大道院前廣場旁南洋杉樹幹的枯枝纏繞 5-29

表次

表 1.1 本計畫使用圖資出處及格式 1-6

表 1.2 流域長度及流域險峻值區分不同主導營力的界檻值 1-14

表 1.3 臺灣東海岸土石流扇與洪水扇的面積及坡度之關係 1-14

表 2.1 平廣溪流域地層與岩性描述 2-2

表 2.2 各級河流數目與長度與其比例(1m) 2-8

表 2.3 各級河流數目與長度與其比例(5m) 2-8

表 2.4 各級河流主要微水系流向方位角與走向 2-15

表 2.5 各級河流主要微水系平均蜿蜒度 2-21

表 2.6 各級河流主要微水系平均坡度與水力坡降 2-23

表 2.7 平廣溪流域地層與其平均蜿蜒度統計表 2-25

表 2.8 平廣溪流域地層與其平均水力坡降統計表 2-25

表 2.9 平廣溪流域地層與單位面積水系密度統計表 2-26

表 3.1 山崩分類表 3-2

表 3.2 結合天空開闊度立體地圖於土石流微地形判釋 3-5

表 4.1 平廣溪子集水區地貌參數資料 4-9

第一章 緒　論

1-1 計畫緣起

受全球氣候變遷影響，台灣山區高強度降雨發生頻率與單場降雨量已漸偏離過去歷史紀錄。在台灣山坡地的開發與利用之現況下，及面對高強度降雨所誘發之大規模土砂災害潛勢，坡地災害防災應變之作為所面臨的可能情境分述如下：(一)極端降雨影響：台灣地區 1980 至 1999 年期間，極端降雨事件約 3 至 4 年發生一次，而至 2000 年後，極端降雨事件平均 1 年就發生一次，在極端氣候出現頻率加高、規模加大及影響加劇的土砂災害情勢演變趨勢下，坡地災害類型將趨於多元，強化災害防災應變機制為重要課題。(二)地文因子影響：受到地震作用及地質破碎影響，台灣山坡地土砂災害頻傳，截至 105 年(2016)已公開土石流潛勢溪流達 1687 條，另有 94 處潛在大規模崩塌所鄰近的 84 個聚落亟需進行相關因應作為，故有關全台坡地土砂災害潛勢區仍待進一步調查。(三)大規模崩塌災害發生機率增加：由於降雨量將變的更多、降雨強度更高、降雨型態更集中，大量累積的雨量，容易在地質脆弱的坡地產生大規模土砂災害，如高雄市甲仙鄉小林村在莫拉克颱風事件中，崩塌總面積達 250 餘公頃、崩塌掩埋深度最深達 84 公尺，崩塌量逾 2,000 萬立方公尺。(四)二次災害風險與復原難度

提高：在氣候變遷影響下，颱風侵襲機率可能增加，連續的長延時且高強度降雨，除造成洪水與土砂災害外，亦易產生堰塞湖(潰壩)、河道與水庫淤積等複合型災害現象，對於執行中防救災改善治理工作將形成嚴重威脅，提高坡地環境復建困難程度。

因此山坡地土砂災害問題在氣候變遷及地質脆弱條件下，更加複雜與嚴峻，故如何研擬各項防減災措施以健全防災應變機制，為坡地防災及國土永續經營的重要工作之一。本研究擬解決之關鍵課題屬上述(二)地文因子影響中『土砂災害發生區域及規模不易掌握』之問題：在極端氣候變遷影響下，未來暴雨量可能增加，因而導致土砂災害發生機會與次數提高，甚至造成嚴重之複合性災害，衍生二次土砂災害風險。因此如何掌握山坡地可能發生崩塌及土石流災害之潛勢地區，以有效進行各項防減災工作是當前坡地防災之重要課題。

2015年蘇迪勒颱風為近年來造成北部土砂災情的重要降雨事件，其對新北市烏來區、新店區及三峽區皆造成廣泛區域性的土砂災害(包含山崩與土石流)，許多山區小集水區內蝕溝(非既有土石流潛勢溪流)受到降雨沖蝕影響，溪溝於鄰接道路處及下游谷口處引發崩塌、土石流、高含沙水流或洪水等災害。蘇迪勒颱風災後各界於烏來與三峽災區調查資訊較為豐富，新店區平廣溪集水區(圖 1.1)之既有調查資料則相對匱乏；惟其土砂災害之分布密度與規模皆不亞於前述二區

域，且杜鵑颱風後該區仍持續發生土砂災情，故其後續災害潛勢甚高，應持續注意。本計畫擬以高精度數值地形與遙測影像，萃取重要地文因子(地形貌特徵或地形參數)進行潛在易致災蝕溝之劃定，並套疊歷史山崩目錄預判未來可能發生土砂災害之熱區，輔以現地調查資料佐證，以驗證計畫構想之可行性，以提供後續土砂災害類型預判及土石流潛勢溪流劃設之依據。

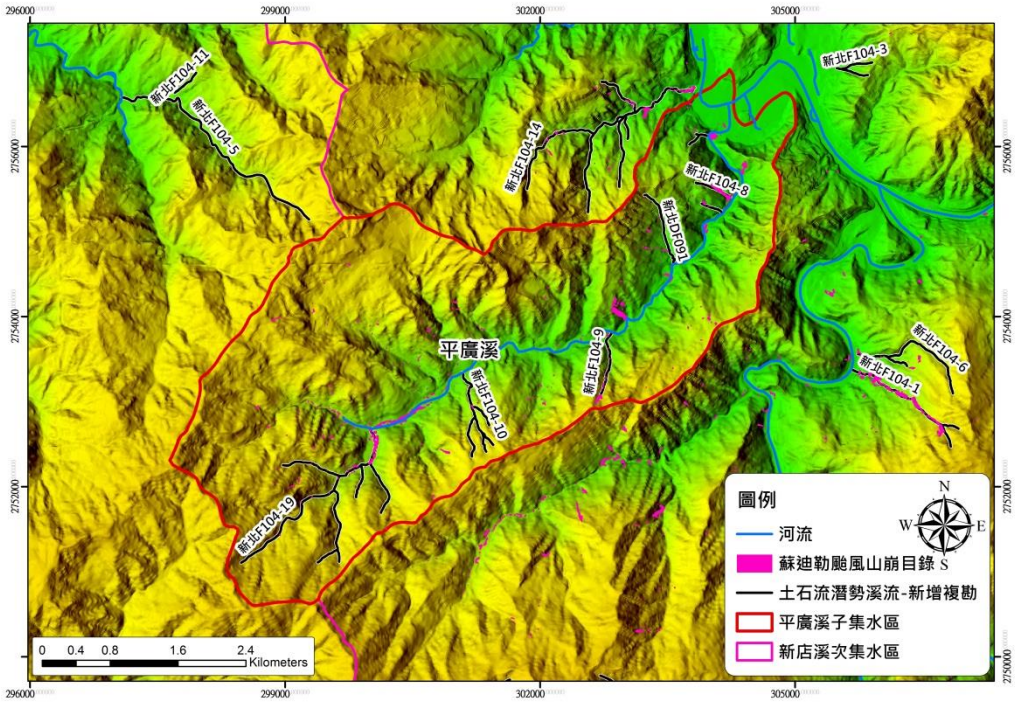


圖 1.1 研究區域- 新北市平廣溪集水區

1-2 計畫目標及內容

1-2-1 計畫目標

本計畫旨在精進崩塌及土石流潛勢溪流的地文判釋因子並提升災害預判成效，針對新店溪流域內之平廣溪子集水區受蘇迪勒風災影響之效應進行試作(見圖 1.1)，其範圍共涵蓋 9 幅 1/5,000 圖幅。本研究整合高精度數值地形中萃取出之誘發崩塌及土石流的重要地文參數，並與歷史災害之微地形判釋成果及地調所現有山崩目錄套疊，了解山區集水區內過去土砂災害發生之料源、型態、溢流點、致災規模及影響範圍等關係。最後以蘇迪勒風災所引起之實際土砂災害調查資料進行驗證，提供未來極端降雨情境下，其他集水區可能面臨之土砂災害類型與衝擊，以強化政府部門於汛期之預判能力及避災成效，保障山區聚落居民生命財產安全。

1-2-2 計畫內容及進行步驟

本計畫以高精度數值地形為基礎(1 m 及 5 m 精度)，配合地調所山崩目錄蒐集、土石流潛勢溪流微地形判釋、微水系特徵、流域險峻值(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崩塌及土石流潛勢溪流之特性(圖 1.2)。本計畫研究流程圖與各研究分項之關係如圖.1.3 所示，其相關工作內容與步驟分述如下:



圖 1.2 本計畫研究方法示意圖

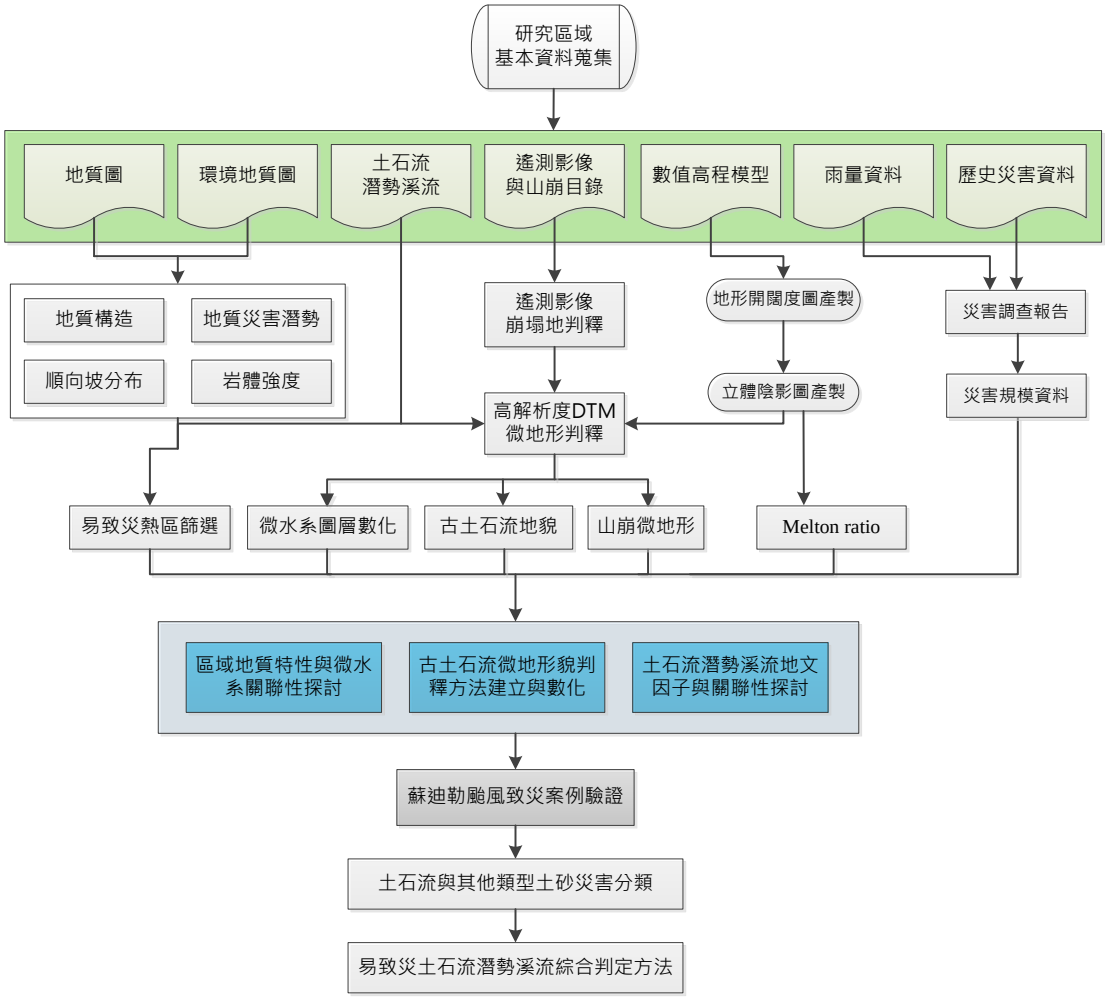


圖 1.3 研究計畫流程圖

(1). **土砂災害現地調查與基礎資料蒐集:** 本計畫進行新店區平廣溪集水區之土砂災害(崩塌、土石流及洪水災害等)分析，並蒐集各類型基礎圖資，建立特定資料之 GIS 數值檔。為因應不同土砂災害類型，本計畫套疊環境地質之順向坡及岩體滑動圖資、山崩微地形判釋成果於深層崩塌災害評估；淺層岩屑崩滑災害評估則根據地調所環境地質之岩屑崩滑圖資、歷年山崩目錄及現地勘查；土石流災害評估則基於套疊潛勢溪流圖層與現地勘查資料。透過各類型之資料蒐集與圖資套疊，可初步瞭解研究區之地文、水文及地質特性，並彙總研究區內之歷史災害事件紀錄，釐清造成本區廣域土砂災害之颱風降雨特徵。同時經由現地調查，廣泛蒐集災後土砂影響範圍與區域地質構造特性，提供後續相關研究之基礎資料。本計畫使用之圖資出處及製作年代與格式如表 1.1 所示。

表 1.1 本計畫使用圖資出處及格式

圖資名稱	比例尺(空間解析度)	產製年代	產製來源或方式
地質圖	1/50,000	2015	地質調查所
環境地質圖	1/25,000	2010	地質調查所
土石流潛勢溪流		2015	水土保持局
DEM	5 m	2004	內政部
DEM	1 m	2014	水土保持局

DSM	1 m	2016	本計畫 UAV 產製

(2). **古土石流微地形貌判釋方法建立與數化:** 本研究以地形開闊度之概念，以 16 方位陰影圖(shading relief)、坡度圖(slope map)及天空開闊度圖(sky visualization factor map)自行產製天空開闊度立體地形圖。本計畫除判釋古土石流沖積扇與相關地形貌外，另同步判釋計畫區內之山崩微地形(如坡面上之岩體滑動、岩屑崩滑區)等特徵，以提供後續山崩供應土砂料源與觸發土石流發生之關聯性探討。

(3) **區域地質特性與微水系關聯性探討:** 本計畫以微水系分佈狀況分析研究區地質特性，續與崩塌及土石流發生條件進行連結，主要分析目標為探討區域地質與微水系空間分布之關聯性。藉由高精度數值模型以自動化分析配合人工編修之方式，產製出平廣溪流域之微水系圖層，以統計常用之玫瑰圖分析微水係圖層與區域地質構造走向之關係，並針對大地應力集中區域及區域地質岩性部分，以核密度分析(Kernel Density Estimation, KDE)計算微水系之密集程度，進而探討其與岩性分布和區域構造的交互影響。

(4) **土石流潛勢溪流地文因子與關聯性探討:** 本研究採用無因次地貌參數流域險峻值(Melton's ratio (MR=H/(A)$^{0.5}$；H 為集水區溢流點以上高程差，A 為溢流點以上集水區面積；Melton, 1965)與蝕溝(溪流)長

度關係等參數探討集水區尺度之潛在災害類型，並從中研析適合應用於台灣本島之代表性地文參數因子與災害分類準則。

(5) **蘇迪勒颱風致災案例驗證：**本計畫陸續進行多次現地地質調查與土砂災

害資料蒐集(調查溪流點位分布如圖 1.1)，調查內容包含既有土石流潛勢溪流、新增土石流災害之溪流、順向坡地形上之岩屑崩滑及河道堵塞淤積災害等。基於前述調查成果，本計畫所提出之相關地文因子與實際災害類型進行比對，以釐清外在誘發情境下(如短延時強降雨)，山區於各類地文因子綜合影響下預測之易致災災區，是否符合集水區內災害發生之現況。最後根據驗證結果，提出降雨-地文因子-災害類型之關係，提供未來集水區不同尺度之土砂災害評估參考。

1-3 相關研究回顧

影響集水區下游土砂災害的地文因子有土壤粒徑、土壤含水量、塑性指數、土壤孔隙率、凝聚力、內摩擦角、流出土砂量、岩層不連續面、地質、崩積土厚度、坡度、坡向、植生狀況、集水區面積與形狀係數等(游繁結，1987; 林森榮，1996)，其中最直接的影響因子為坡度因子、地質因子、集水區面積、植生狀況及崩塌情形。

探討土石流發生之首要研究課題即為『崩塌』，因崩塌提供了土

石流主要的材料來源。Varnes（1978）認為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，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。岩石、岩屑及土墜落堆積於溪床上或邊坡旁，此堆積物提供了土石流所需之材料來源；大規模的基岩或土壤的滑動會造成溪床被阻隔而形成天然壩，當水壓大於土體的自重或造成水平力不穩定時便潰壩形成土石流；而岩屑或土的流動即是礫石型或泥流型土石流之形式。因台灣地質構造複雜，所以崩塌地具有區域性，即與當地地質特性是息息相關的，每一崩塌地皆有其主要的造成因子，且崩塌地常由數個因子所構成。洪如江（1991）認為影響崩塌發生的因素大致可分為（1）地質材料（2）地質構造（3）地形與環境因素（4）工程及其他人為因素四大項。吳佐川（1993）對台灣地區崩塌地的特性研究發現本省崩塌地多位於海拔 100 ~ 500 公尺間，坡度則集中於15° ~ 45°間，而崩塌地的地質以砂岩、頁岩互存的地區發生頻率較高，造成崩塌的主因為降雨、地質之不連續面、地下水脈分佈等等，而颱風、地震與不當的土地利用則會加速其活動速率。台灣因地質環境複雜，發生崩塌的機會相當大，也因而提供了土石流所需之崩塌堆積物。崩塌之區域與土石流發生所需的地形、地質條件相隨而生，針對台灣東部、中部

（謝正倫、張東炯，1996；張東炯、謝正倫，1997）及新中橫公路所作的調查(陳榮河、江英政，1999)，可歸納出土石流危險溪流之平均坡度大多集中於15°~30°之間，與吳佐川（1993）對台灣整體地區崩塌地調查之坡度集中於15°~45°頗相關，可見土石流與崩塌地的關係是相當密切，因此台灣地區的崩塌地特性可以明確反應出土石流發生的概況。

根據水土保持技術規範及水土保持手冊的定義，野溪(torrent)係指河川中、上游集水區面積 5,000 公頃以下自然溪谷，而上游子集水區溝寬在20 公尺以下，且其集水面積在20 公頃以下之蝕溝則為坑溝。野溪或坑溝皆可能因暴雨時的溪水沖蝕、淘刷與溪岸崩塌，而產生洪水、高含砂水流與土石流等土砂災害。依土砂運動時之體積濃度(含砂量)而言，洪水的含砂量小於 20%，高含砂水流介於 20-47 %，土石流的含砂量則介於 47-55%。含砂量高於 55% 的土砂運移型態則以崩塌為主(Pierson , 1980; Costa, 1984; O'Brien et al., 1993)。崩塌是土體滑動土體土體因重力牽引沿坡向下滑，其大部分土體達溪谷時並未流體化，故其運移距離較短；其他土砂災害則會沿溪溝向下游運移。由於即時觀測的困難，一般以溪谷或扇狀地的土砂堆積型態來判釋各類土砂災害。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)。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(lateral levee)，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, (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)。

在降水條件與土砂料源持續供應下，土石流之發生具有其重複性，故集水區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。土石流沖積扇於堆積區受地形影響，其形貌又區分為扇狀開闊型(具典型扇狀擴散型)與兩岸限制之拘限沖積扇(沿流動方向呈狹長型；今村遼平，2012)。透過高精度數值地形之土石流微地形判釋(河道推移、沖積扇、側積堤等)與數化工作，可瞭解小尺度集水區內是否曾發生

土石流災害，其谷口之堆積扇面積亦可概略評估土砂災害規模，以地形開闊度之概念可提升數值地形之地貌判釋成效，瞭解蝕溝或溪流之歷史最大產砂量體 (Yokoyama et al., 2002； Zakšek et al., 2011；李璟芳等，2015)。

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(0.13-0.34)、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)；簡佐伊(2011)；沈哲緯等(2012, 2014))。惟上述之分析獲得之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，故一無因次地貌參數-流域險峻值(Ruggedness 或 Melton's ratio (MR=H/(A)$^{0.5}$；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)與坑溝或溪流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。如 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°，且扇頂以上的流域險峻值(MR) 大於 0.3。 De Scally and Owens (2004) 則歸納紐西蘭南島土石流沖積扇坡度則大於 7.5°，扇頂以上的 MR 則大於 0.75。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。

Wilford et al., (2004)蒐集加拿大BC省之土砂災害案例彙總而成，其依據不同門檻值(溪溝長度 2.7km 及 MR=0.6) 將集水區的土砂災害分為洪水、土石流、高含砂水流三類(表 1.2)。另 Bertrand et al. (2013)則採用世界各地 620 處之現地調查資料，以 Melton's ratio 與溪流或沖積扇坡度進行探討，分析結果指出造成洪水與土石流之地文因子確有差異，土石流相較於洪水所夾帶之土砂災害，其集水區通常具有較高之能量與相對高程差。Welsh et al. (2010) 亦使用流域險峻值判釋紐西蘭北島的科羅曼德爾(Coromandel)和凱邁(Kaimai)集水區的土石流溪流，其將 18 個集水區分類，並指出 Melton ratio 大於 0.5 時可判釋為土石流溪流(圖 1-4)。沈淑敏等(2007)探討台灣東海岸土石流及洪水沖積扇面積與流域面積、扇坡度與流域險峻值的關係。結果顯示在坡陡及面積較小的流域，土石流營力較為優勢；坡緩及大面積的流域，則以洪水營力較為優勢，依據扇的面積及坡度作區分，如表 1.3 所示。以 Wilford 等(2004)利用流域長度結合流域險峻值區分不同主導營力之扇的界檻值，對花東縱谷北段的土石流扇、土石洪水扇和洪水扇流三類型扇的判定與流域長度、流域面積、起伏比、流域河床坡度、流域險峻值、有效集水面積和形狀係數等的關係。結果顯示流域長度、流域面積結合起伏比為區分不同主導營力之沖積扇的最佳因子。流域險峻值>0.5 為土石流扇的特色；但流域險峻值<0.5 卻無法區分洪水扇

和土石洪水扇。

表 1.2 流域長度及流域險峻值區分不同主導營力的界檻值

	流域長度(L)	流域險峻值(M)
洪水	--	<0.3
高含砂水流	--	0.3-0.6
	>2.7 公里	>0.6
土石流	<2.7 公里	>0.6

資料來源: Wilford et al., (2004)

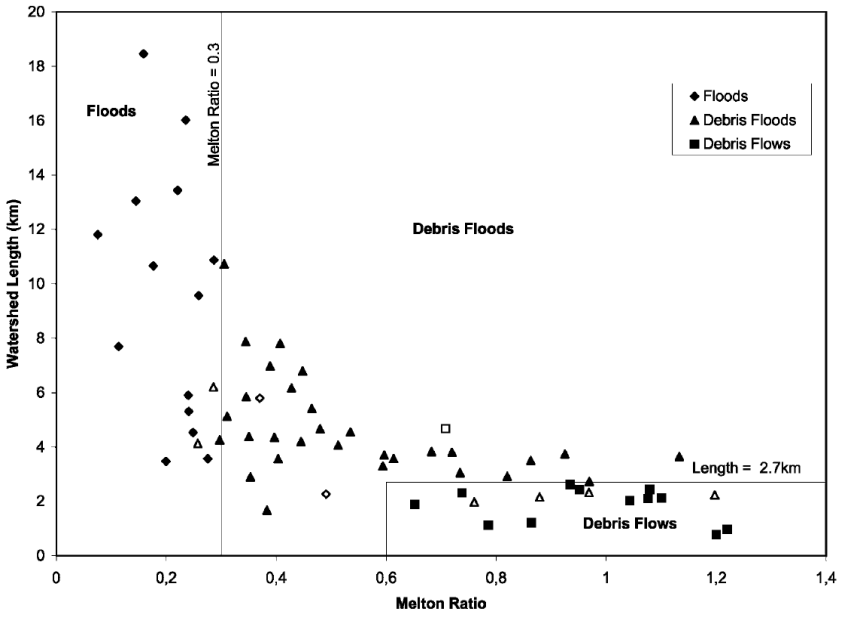


圖 1.4 流域長度與流域險峻值區之關係圖

資料來源:**Wilford et al.,2004; Welsh et al. ,2010**

表 1.3 臺灣東海岸土石流扇與洪水扇的面積及坡度之關係

	沖積扇面積(公頃)	扇平均坡度(%)

洪水	>100	<2.5
土石流	1-100	>4

資料來源:沈淑敏等(2007)

為進一步了解流域險峻值(Melton Ratio)是否可適用於台灣不同集水區的土石流溪流之地文因子判釋，本計畫收集 1996 賀伯颱風南投和社溪、1998 芭比絲颱風三芝員山村及 2015 蘇迪勒颱風新北市及桃園復興鄉共 41 個土石流災例進行分析，成果如圖 1.5 所示。Wilford et al., (2004)的土石流溪流門檻值(溪溝長度<2.7km 及 MR>0.6) 在所有案例中約有 71%的正確性，29%之差異在於 MR 介於 0.4-0.6 及溪流長度介於 2.7-4.0 km，依判釋條件應歸屬高含砂水流。由現勘資料分析，三芝員山村案例(MR=0.43)的野溪源頭之黏性火成岩風化表土之人為堆積，因產生崩塌流體化所致(周等, 1999)，另 2015 蘇迪勒颱風新北市平廣溪之開元大道院案例(MR=0.42)於溪谷處具有高含砂水流的淤積特徵，其餘案例之 MR 皆高於 0.5。

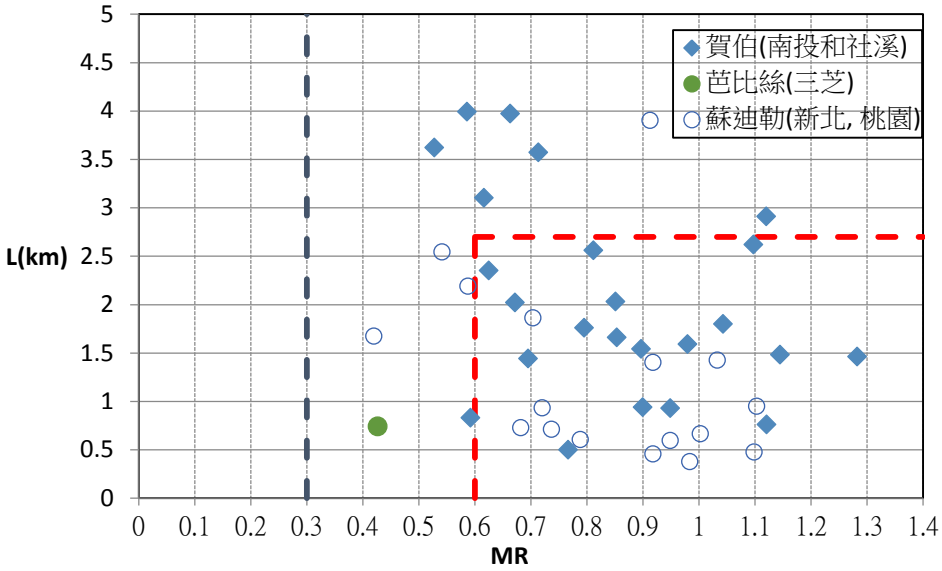


圖 1.5 流域險峻值於台灣不同集水區的土石流溪流之判釋

綜上所述，流域險峻值(Melton Ratio)首先由 Melton(1965)提出，可量化整體集水區地貌特性的陡峭性(即反映重力效應)，但並無法反映流域土砂的供給量(由地質特性、氣候條件及土地利用決定)及評估土砂災害轉化的機制(如崩塌與土石流之轉換)。故其用以判釋土石流溪流的門檻值應視地質條件及氣候因素而定，由現有案例分析，台灣土石流溪流地貌門檻值可初步修正為溪溝長度<4.0km 及 MR>0.5。

第二章 區域地質特性與微水系特性探討

臺灣因位於歐亞大陸板塊與菲律賓板塊交界處，常伴隨板塊活動而發育出複雜的地質構造。以宏觀尺度而言，臺灣區域地形分佈及河川水系型態的發育多受地質構造及地層走向的影響，即水系與區域地質特性息息相關。本計畫以新店溪的平廣溪集水區為研究區域，萃取其微水系之分佈狀況，並探討相關水文因子與崩塌、地質及地形之關聯性。

2-1 平廣溪集水區地文與水文特性

平廣溪子集水區流域位於台灣北部(圖 1.1)，隸屬淡水河水系，為新店溪支流，全長約 7.5 km，集水面積為 19.4 km^2。流域分布於新北市新店區西南部，主要發源於獅頭山、加久嶺、平廣山和拔刀爾山，向東北流經平廣，於廣興匯入新店溪主流。由於雪山山脈主嶺線偏東南，東南斜面之地形較西北斜面陡急，溪溝坡降大(新店區公所，2015)。本研究區之氣候條件與臺灣北部區域近似，屬亞熱帶氣候，高溫多雨，年平均雨量 2,000 mm 以上，年降雨天數約 160 天，年均溫約 23 度。主要降雨多集中於夏季(6-9 月)，而秋、冬兩季則受東北季風影響(10 月至隔年 3 月)，常有綿綿細雨。平廣路為研究區內之主要對外聯繫道路，歷史上之重要致災颱風則以 2001 年納莉颱風、2012 年蘇拉颱

風及 2015 年蘇迪勒颱風為主，對平廣溪集水區所造成之土砂災害影響亦最為嚴重。

根據中央地質調查所 1/50,000 新店圖幅地質圖(中央地質調查所，2015)所示，研究區之地層主要由大寮層、木山層、大桶山層、粗窟層及少數石底層組成，各地層之岩性組成詳表 2.1，地層分佈狀況則如圖 2.1 所示。

表 2.1 平廣溪流域地層與岩性描述

地層種類	岩性描述
石底層	岩層為淺灰色至白色砂岩、灰色砂岩、灰黑色頁岩互層，本層含煤層。
大寮層	厚層塊狀砂岩和頁岩或砂岩、頁岩互層所組成。
木山層	以白色中粒至細粒正石英砂岩為主，多成厚層或塊狀。灰黑色頁岩常與砂岩構成互層。本層含煤層
大桶山層	以硬頁岩為主，間夾薄層灰色泥質砂岩或砂岩。新鮮岩層呈塊狀，組織堅緻；風化後多呈現洋蔥狀剝理，碎片具有尖銳稜角。砂岩或泥質砂岩呈細粒至中粒結構，質地堅硬，常向上、下逐漸遞變為硬頁岩，缺乏明顯層面。
粗窟層	為深灰色硬頁岩與灰色極細粒泥質砂岩互層，含有較多砂岩成分，形成厚層硬頁岩及砂岩互層。

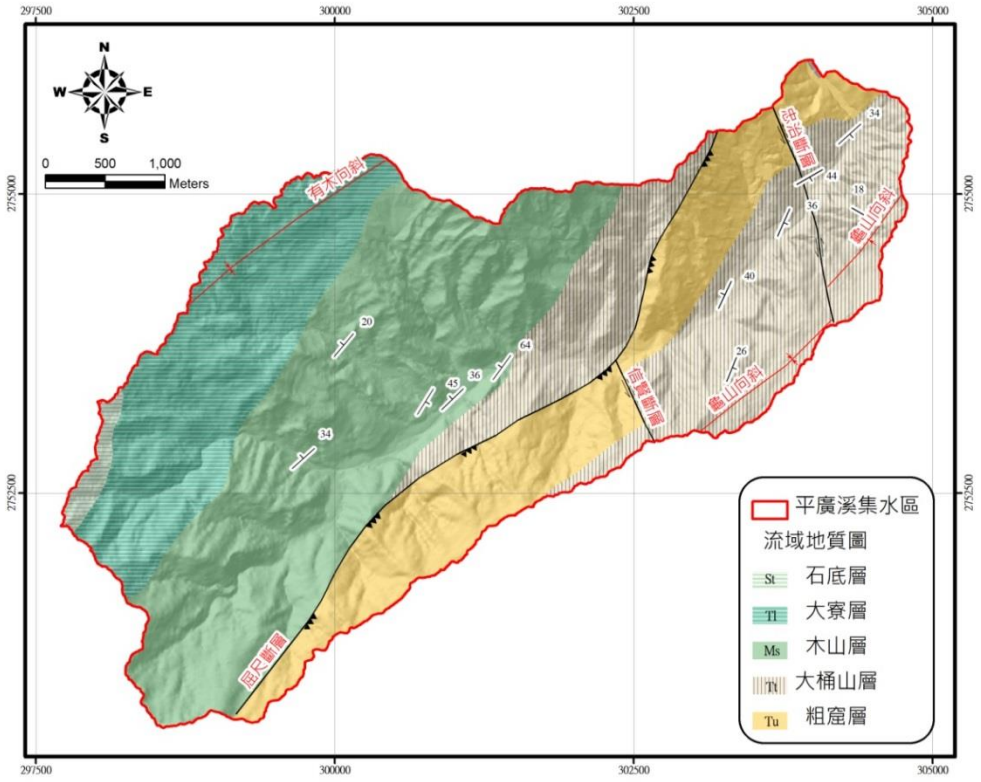


圖 2.1 平廣溪集水區地質圖

依境內地質構造與地層交界線型可分為兩組走向，分別為東北-西南為主(平均走向為 N50°E)、西北-東南走向次之(平均走向為 N50°W)，呈近似正交之關係(圖 2.2)；東北-西南走向之構造包括有木向斜、龜山向斜及屈尺斷層，而西北-東南走向之構造則為信賢、忠治斷層。由地質構造走向之方位分佈，可知平廣溪集水區在早期地質年代，受西北-東南向之大地應力擠壓，以致發展出集水區稜線側之東北-西南向之有木向斜及龜山向斜，且應力集中最大之區域可能位於屈尺斷層線上，因而發展出平廣溪集水區之主流線型。由一級至四級溪流的微水系流向方位統計圖層，分佈走向為 N15°~70°W 不等，

恰巧為上述西北-東南向大地應力擠壓後之剪切節理發育走向，而五級河流則近似大地應力擠壓後之伸張節理走向，可推論本集水區內的地質構造與節理發育對於微水系之發展影響甚鉅，上述之大地應力擠壓與地質構造及水系發展示意圖如圖 2.3 所示。

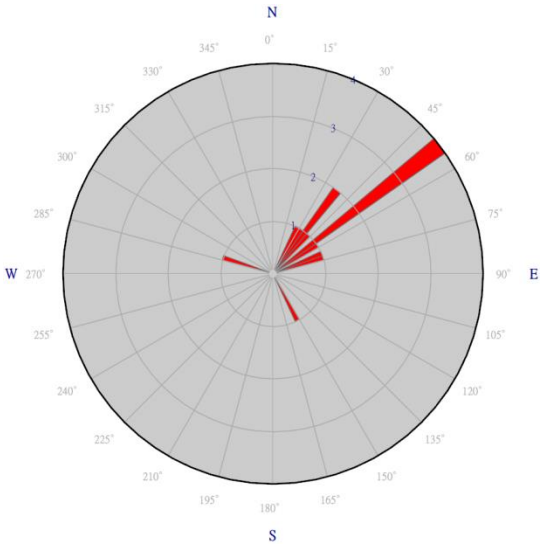


圖 2.2 平廣溪流域地質構造與岩性交界線型走向分佈圖

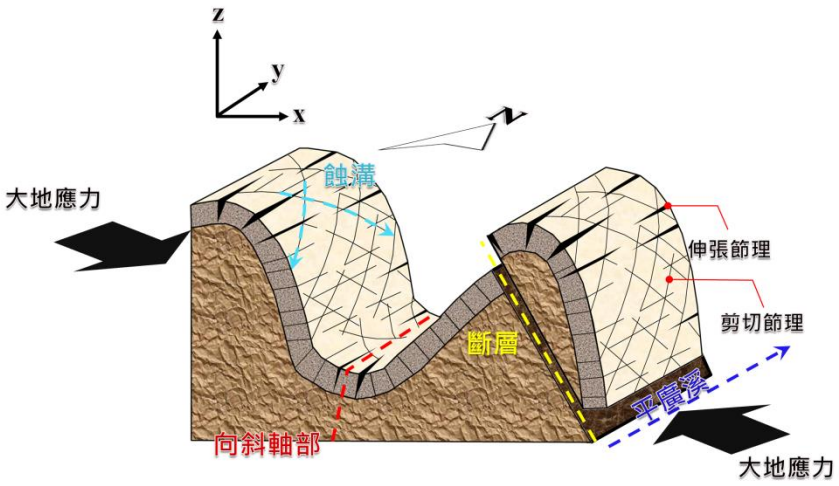


圖 2.3 大地應力擠壓與地質構造及水系發展示意圖

2-2 微水系的水文分析

本計畫進行微水系水文分析前，先進行微水系(蝕溝)的地形數化工作，主要以光達(Lidar)產製出 1m 精度及 5m 精度之數值地形為工作底圖。地形數化統一由溪流下游往上游側進行編修，並以子集水區邊坡蝕溝為主(即排除集水區內的平廣溪主河道範圍)。蝕溝流向方位統計及河川級序之區分，若遇匯流狀況則採分段方式進行切割，根據 1m 精度數化成果共數化 1793 條微水系蝕溝(圖 2.4)，蝕溝流線總長為 246.95 公里，集水區總面積達 1,940 公頃，總計共 50 個子集水區。

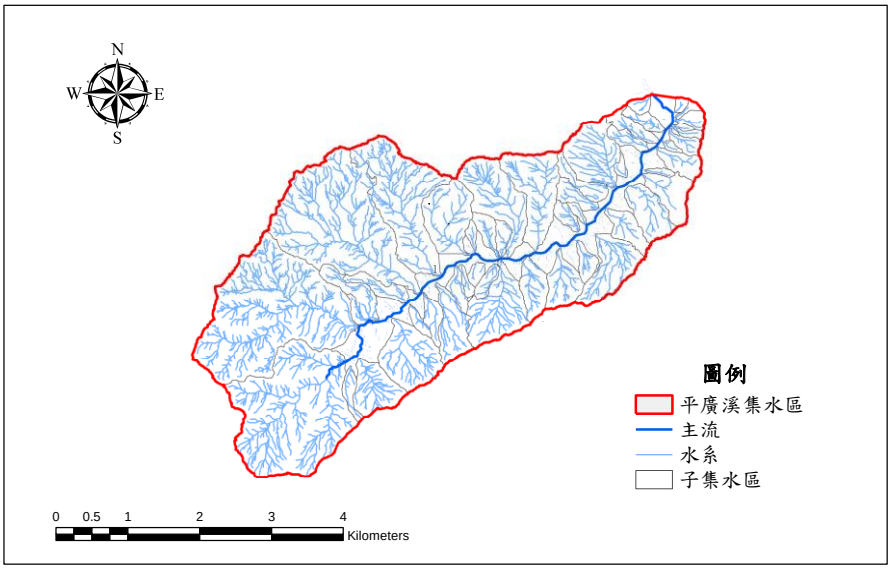


圖 2.4 平廣溪集水區與微水系分佈圖

根據上述微水系的數化成果，本研究進行以下微水系的相關分析項目: 1.河流級序區分、2.密度分析、3.流向方位統計、4.蜿蜒度、5.水力坡降計算。各項目之分析方法說明如下：

2-1-1 河流級序區分

河流級序區分以 Horton (1945)與 Strahler(1952) 的級序分法最為普遍。Horton 之河流級序區分法以無支流匯入的溪流認定為 1 級，兩條 1 級河流匯入之溪流，即為 2 級溪流，而且其 1 級河流之主流亦提升為 2 級溪流，若有兩條 2 級河流匯入，即為 3 級溪流；且其 2 級河流之主流亦提升為 3 級溪流，以此類推。由發源地至出海口之主流等級即為該流域內之最高等級水流(Horton，1945)。而 Strahler 河流等級區分法則以 Horton 之方法為基底加以修改，修正無支流匯入之水流認定為 1 級，有兩條 1 級河流相匯之水流即為 2 級，但低級河流之主流注入高級河時卻不提升其等級，依此類推(Strahler，1952) ，上述方法之示意圖如圖 2.5 所示。簡而言之，兩方法之最大差別在於 Horton 針對整條河流加以分級，而 Strahler 是將一條河流分割(Segment)成幾個等級河段。

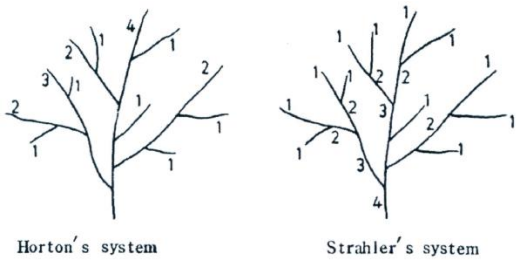


圖 2.5 Horton 與 Strahler 河流分級方法比較示意圖

Horton(1945)之研究結果顯示，在坡度、岩性相似之環境中，河流級數越高、該區段之坡度越緩；而流域面積越大者代表發育時間越長，有助於研判時間、河級、流域面積之間的關係(蕭謙麗，1999)。而 Strahler(1952)方法中的一、二級溪流代表山地中較小之沖溝與溝谷，其發育與地質特性有較大之關聯。

本研究探討平廣溪流域內微水系(蝕溝)各河級之溪流與地質特性(構造與岩性等)之相關性，故採 Strahler 河流級序法進行分析，將研究區域內之微水系加以等級分類，繪製河流等級圖，而根據該法之河流分段原則，可避免流長過長，太過簡化主流與支流流向方位資訊。經上述原則進行數化與分級後，平廣溪流域各河流級序相關資訊與比例如表 2.2(1m 精度)及表 2.3(5m 精度)所示，各微水系河流等級則如圖 2.6。由統計結果顯示，一級河之數目與河流長度都佔研究區域流域比例最高，分佈於各子集水區之稜線側至中上游處。而以各河流級序與個數以對數形式進行統計後，根據其結果顯示(圖 2.8)，可得知

溪流級序與溪流數目呈現幾何反比關係。而比較表 2.2(1m 精度)及表 2.3(5m 精度)可知溪流長度及個數隨數化精度增加而提高，但其比例大致相似。

表 2.2 各級河流數目與長度與其比例(1m)

河流級序	河流數	河流數佔總數比	河流長度(km)	河流長度佔總數比
一級河流	1352	75.40%	144.88	58.67%
二級河流	333	18.57%	55.55	22.49%
三級河流	83	4.63%	28.40	11.50%
四級河流	20	1.12%	14.19	5.74%
五級河流	4	0.22%	2.74	1.11%
六級河流	1	0.06%	1.20	0.49%
河流總數	1793	100.00%	246.95	100%

表 2.3 各級河流數目與長度與其比例(5m)

河流級序	河流數	河流數佔總數比	河流長度(km)	河流長度佔總數比
一級河流	564	75.50%	79.02	58.17%
二級河流	142	19.01%	30.33	22.33%
三級河流	34	4.55%	18.98	13.97%
四級河流	6	0.80%	6.37	4.69%

五級河流	1	0.13%	1.15	0.85%
河流總數	747	100.00%	135.85	100.00%

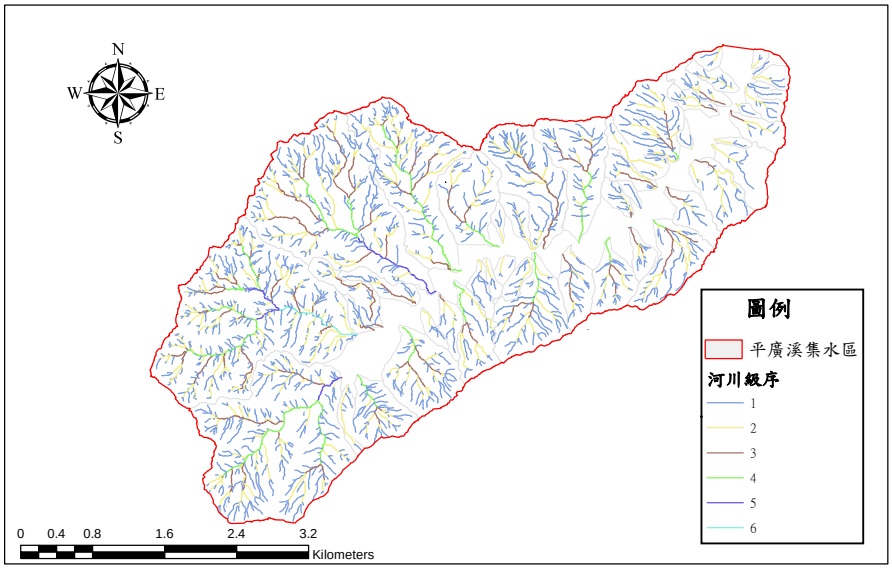


圖 2.6 平廣溪集水區微水系河流級序分佈圖(1m)

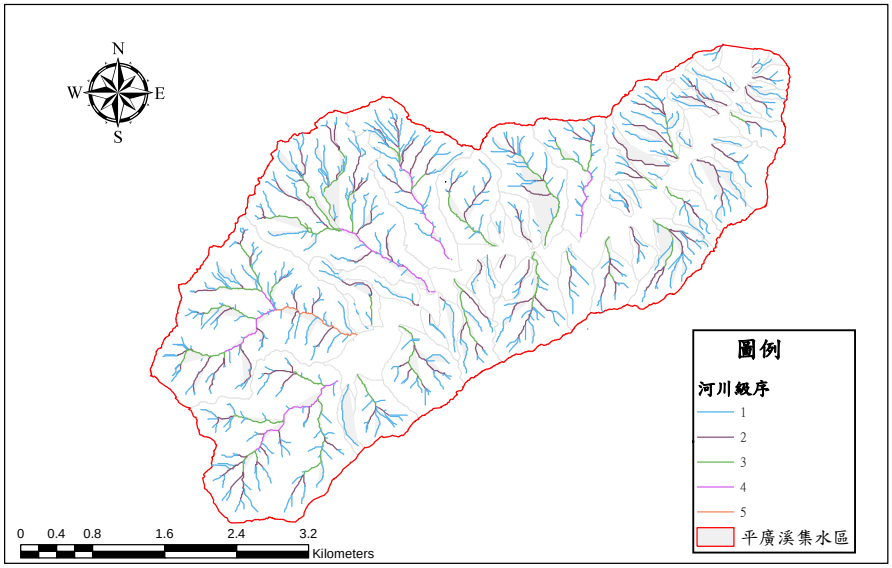


圖 2.7 平廣溪集水區微水系河流級序分佈圖(5m)

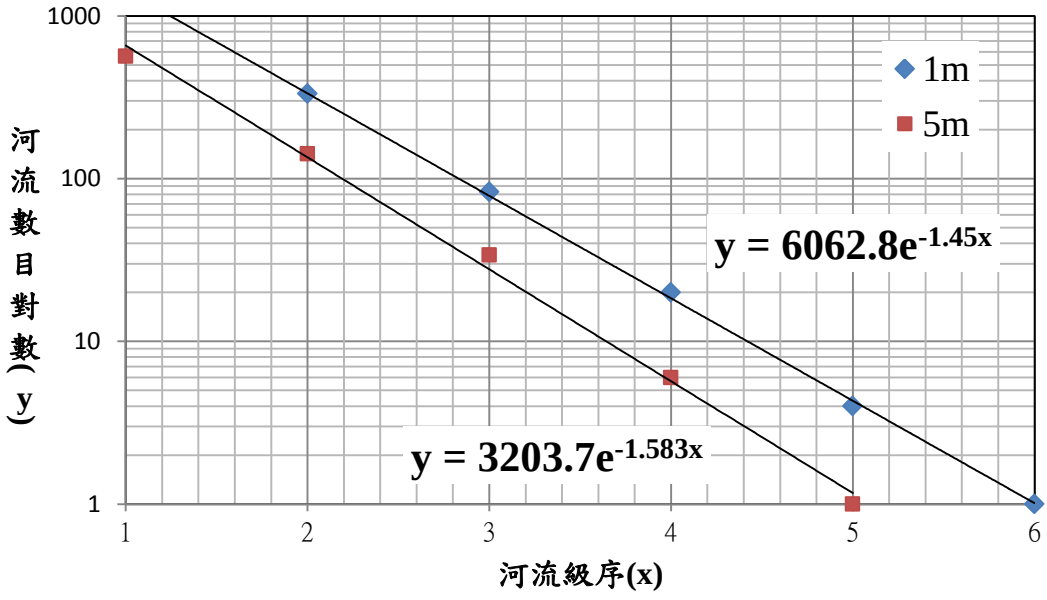


圖 2.8 河流級序與河流數目統計關係圖

2-1-2 微水系密度分析

以往水系密度分析多採向量網格(fishnet polygon)計算為基底，計算水系線形存於網格內之水系線型密度，但常因基底網格之大小門檻能否表示資料特性而困擾。故本計畫計算微水系於空間分佈之分析方法，採核密度估計法(kernel density estimation, KDE)(Shi, 2010)呈現微水系樣本之離散分佈狀況，本研究微水系核密度分析示意圖如圖 2.9 所示。本研究遂利用此法透過高斯平滑化 (Gaussian smoothing)計算微水系之分佈，該基本原理為：利用電腦計算搜索之圓域移動分析範圍 (window size)對點或線之密度進行估算。其定義為：設 $x_1 \ldots, x_n$ 從分佈密度函數為 f 總體中抽取之樣本，計算 f 在某點 x 處之值，該方程式(1)如下：

$$f_n(x) = \frac{1}{nh}\sum_{i=1}^{n} k\left(\frac{x - x_i}{h}\right) \tag{2-1}$$

式(1)中(x- x_i)表示估計點到樣本 x_i 處之距離，其中之 k ( )稱為核函數，本計畫於 ArcGIS 軟體分析之核函數種類採 Gaussian 核函數，其方程式(2)為：

$$K(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{1}{2}x^2\right) \tag{2-2}$$

其中，h 為 KDE 分析之搜索圓域半徑，此核函數帶寬(h)即為上述搜索之移動分析範圍，以移動之圓範圍統計落於圓域內之樣本數量；進而分析每個樣本對於圓域內之密度貢獻值，最後輸出每個圓域之密度值。值域設定需大於 0，值域設定越大則空間上之點密度邊界變化較光滑且分析結果範圍越廣，但將均化圓域內之密度結構；h 設定越小，分析之點密度邊界變化則會依資料狀況發展，雖能呈現資料狀況，但將較無法提供廣域性之分析(王遠飛等人，2007)。

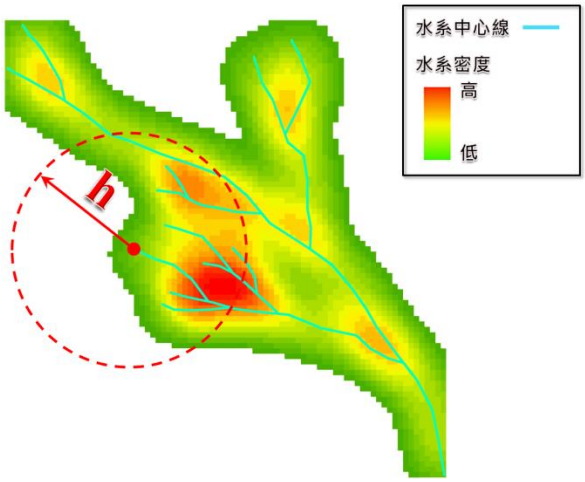


圖 2.9 微水系核密度分析示意圖

本計畫以核密度分析成果圖層，能完整包覆計畫集水區內邊坡區域微水系密度值為原則，進行搜索圓半徑之設定，分別以 50m、100m、150m、200m 及 250m 作分析，其成果示意圖如圖 2.10~2.14 所示。根據其分析圓搜索級距之調整，搜索半徑於 250m 時達到該目標，故以此值作為微水系核密度搜索半徑之設定值。而以 250m 為搜索圓半徑設定時，可見其集水區微水系密集區域位於集水區之西北與西方山稜

線側，值域分佈為 0~0.0544 m/m^2。

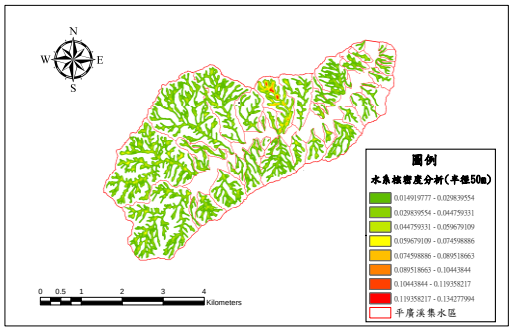


圖 2.10 微水系核密度分析搜索圓半徑 50m 成果圖

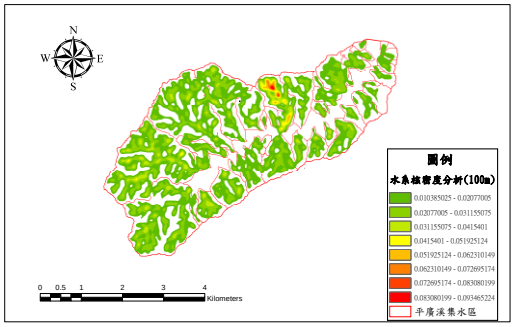


圖 2.11 微水系核密度分析搜索圓半徑 100m 成果圖

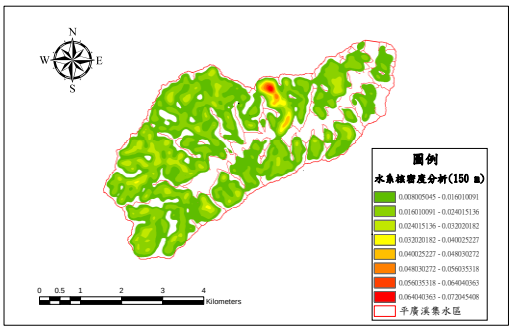


圖 2.12 微水系核密度分析搜索圓半徑 150m 成果圖

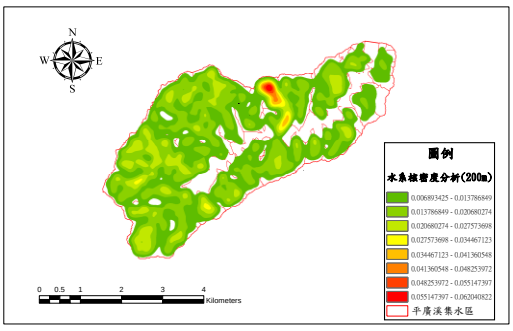


圖 2.13 微水系核密度分析搜索圓半徑 200m 成果圖

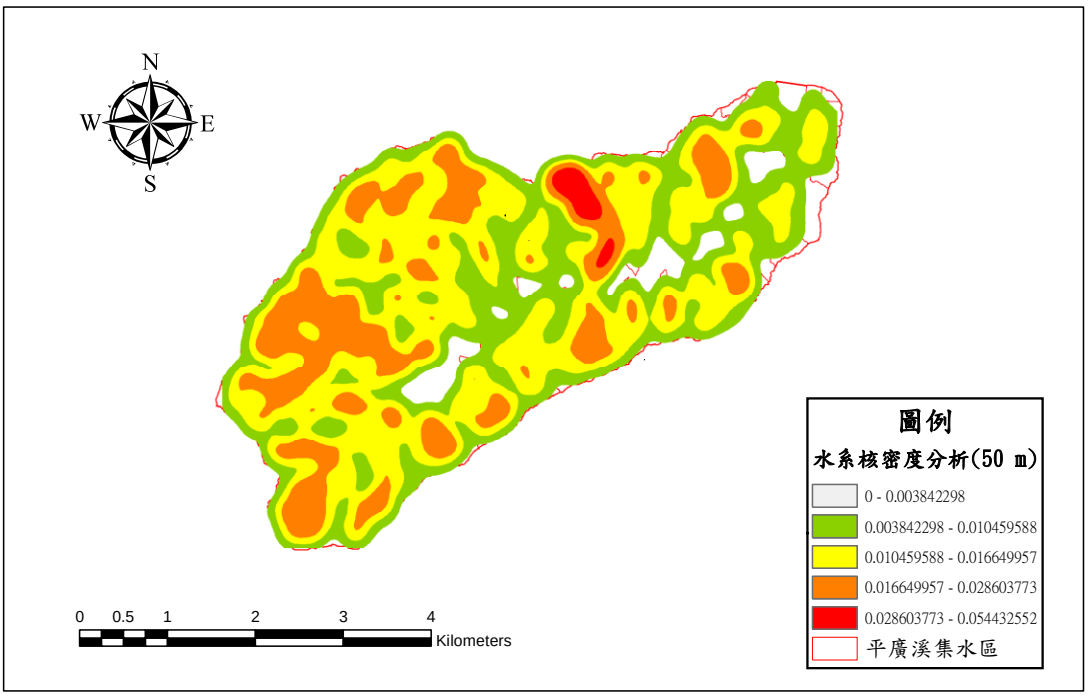


圖 2.14 微水系核密度分析搜索圓半徑 250m 成果圖

2-1-3 流向方位統計

水系之發展可用以反映原始地形面之坡度、岩性強弱、構造，故本計畫將採微水系之方位統計進行討論。而進行流向方位統計前，需針對研究區域進行微水系之數化，本計畫之數化原則採下游往上游進行，流向方位角之分析則根據微水系數化之起始座標與終止座標進行計算，以正北為 0 度起算，順時針計算至 360 度時停止，例如：流向方位角為 45 度為東北、135 度為東南、270 度為西，依此類推(圖 2.15)。而本計畫之流向方位之統計方法，使用地質構造統計慣用之玫瑰圖，分析其微水系流向分佈。

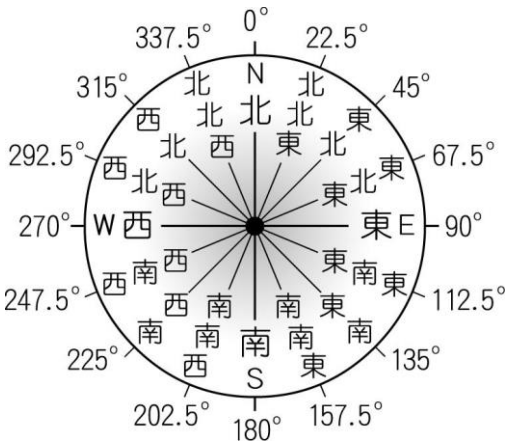


圖 2.15 微水系流向方位計算示意圖

依各河流級序之微水系流向個別進行玫瑰圖流向與線型走向方位統計後，其相關成果圖層如圖 2.16~2.30 所示。根據統計成果顯示，平廣溪流域之整體水系分佈以西北-東南走向(N30°W)為主，東北-西南(N50°W)走向次之，兩組水系走向為接近正交之關係，而各河流等級之主要流向方位角與走向，如表 2.4 所示。

表 2.4 各級河流主要微水系流向方位角與走向

河流等級	主要微水系流向方位角	主要微水系走向
一級河流	150°~165°& 330°~345°	N15°~30°W
二級河流	110°~135°& 290°~315°	N45~70°W
三級河流	135°~150°& 315°~330°	N30~45°W
四級河流	165°& 345°	N15°W
五級河流	30°& 210°	N30°E

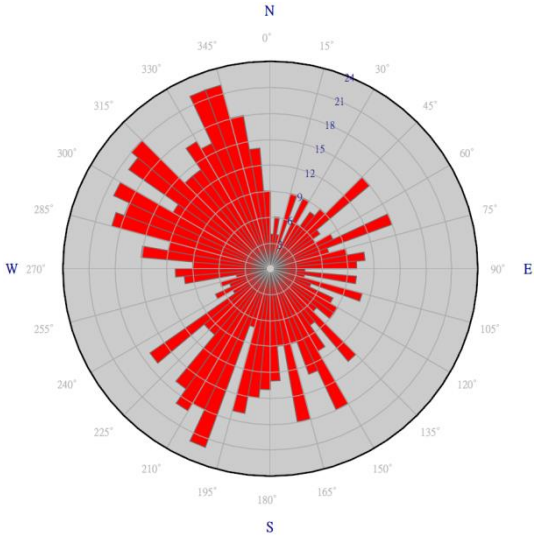


圖 2.16 一級微水系流向統計玫瑰圖

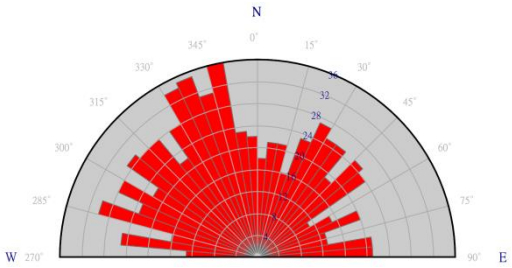


圖 2.17 一級微水系走向統計玫瑰圖

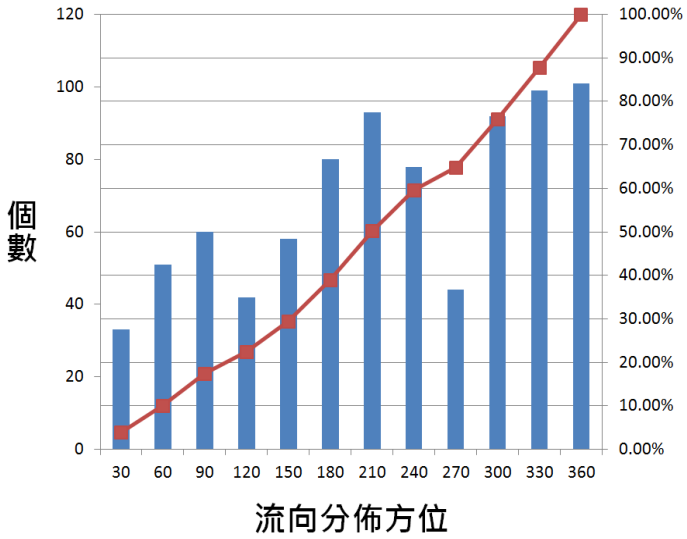


圖 2.18 一級微水系流向累積機率圖

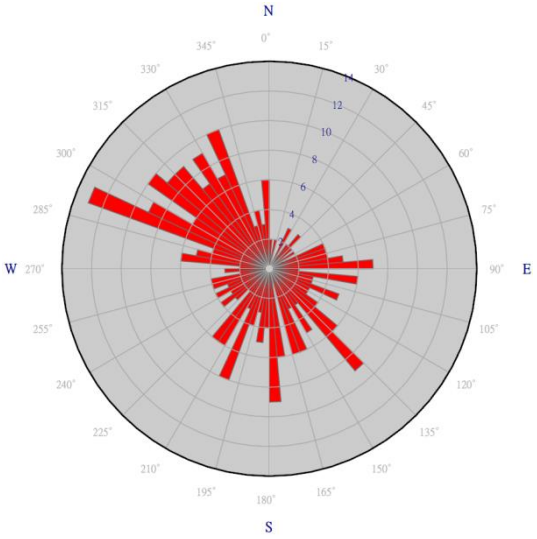


圖 2.19 二級微水系流向統計玫瑰圖

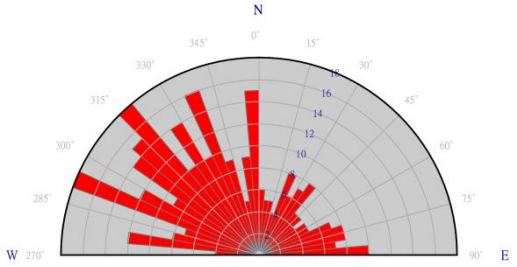


圖 2.20 二級微水系走向統計玫瑰圖

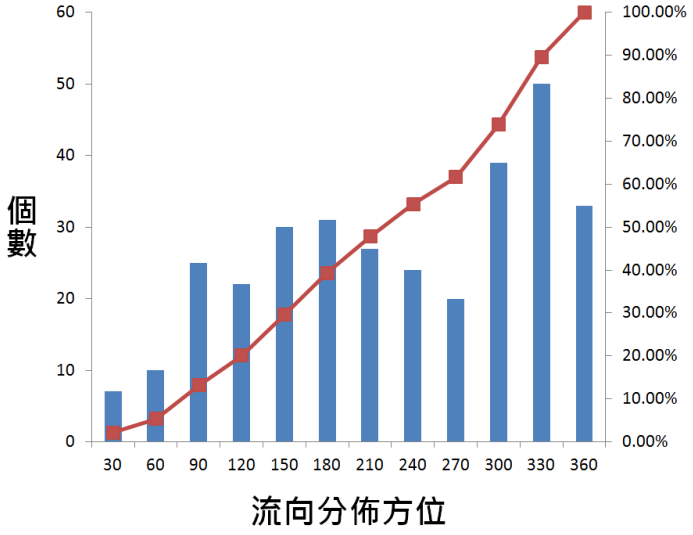


圖 2.21 二級微水系流向累積機率圖

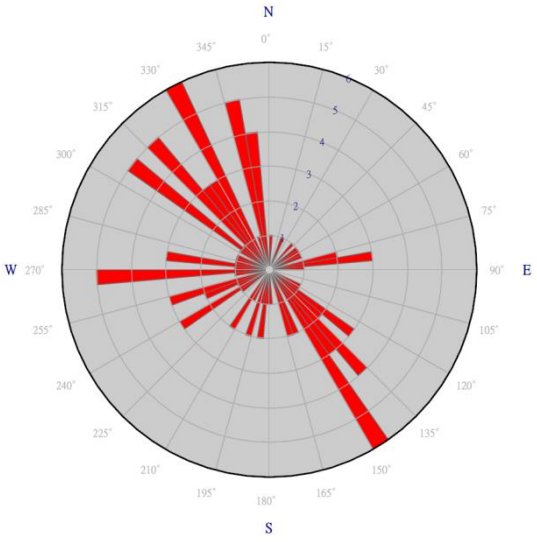


圖 2.22 三級微水系流向統計玫瑰圖

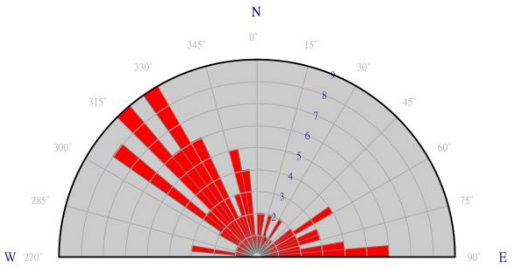


圖 2.23 三級微水系走向統計玫瑰圖

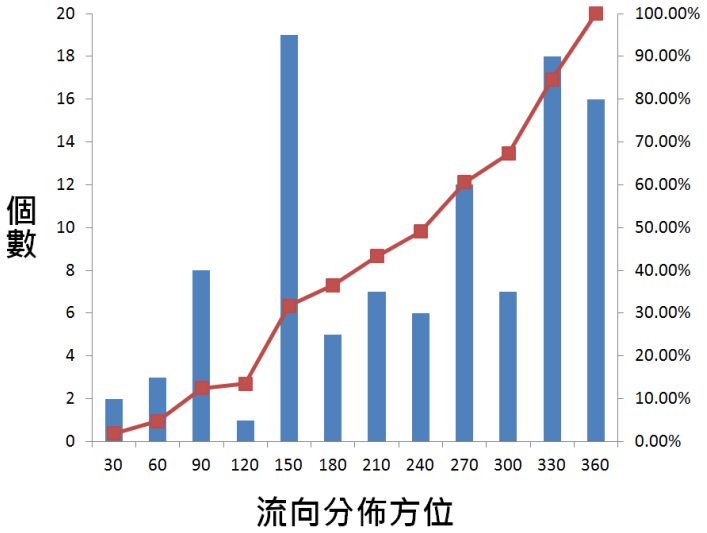
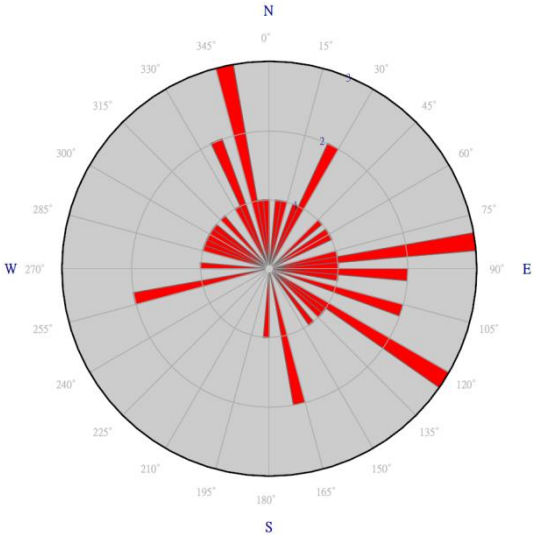


圖 2.24 三級微水系流向累積機率圖



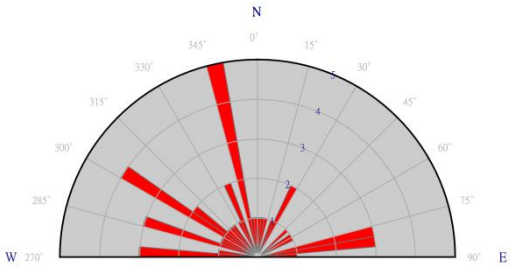


圖 2.25 四級微水系流向統計玫瑰圖

圖 2.26 四級微水系走向累積機率圖

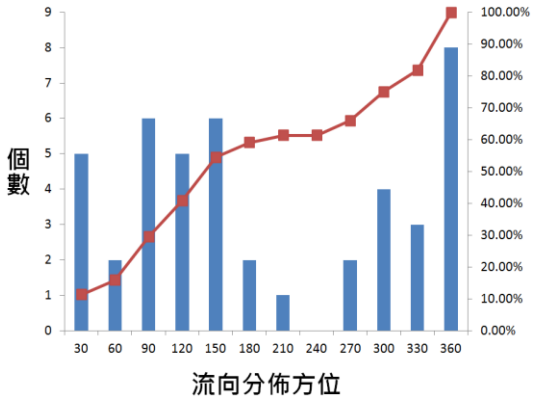


圖 2.27 四級微水系流向累積機率圖

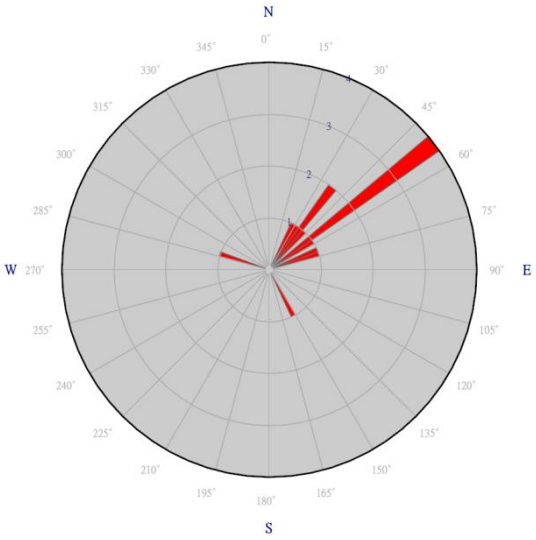


圖 2.28 五級微水系流向統計玫瑰圖

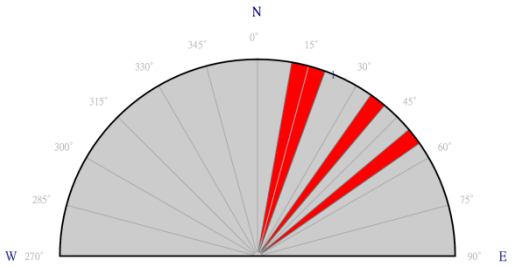


圖 2.29 五級微水系走向統計玫瑰圖

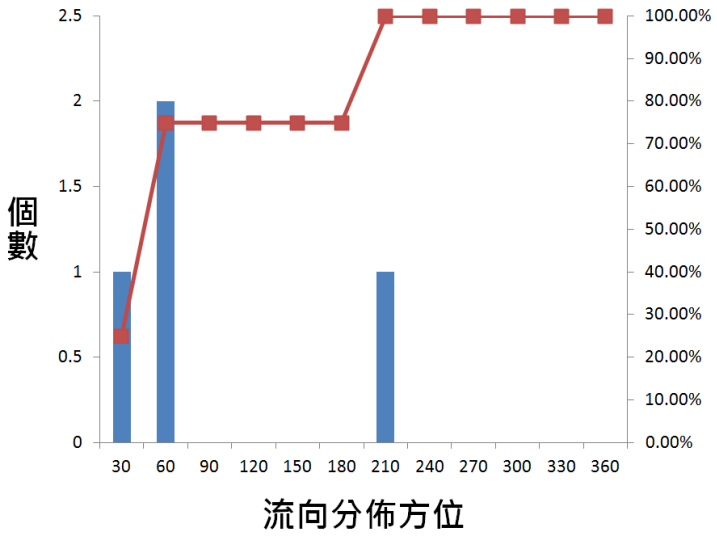


圖 2.30 五級微水系流向累積機率圖

2-1-4 蜿蜒度

河川蜿蜒度可作為河川側蝕作用力之強度指標(Stark, et al., 2010)，該指標之變化與岩體強度、岩層破碎等地質環境息息相關。蜿蜒度之計算為河段總長與河段直線長之比值，相同距離河川坡降愈緩，蜿蜒

度則愈高，而蜿蜒度大於 1.2 之河段，定義為較蜿蜒之河段(梁文盛，2007)。以平廣溪流域內分級後之微水系進行計算後，集水區內之蜿蜒度平均值為 1.24，相較於蜿蜒度較高之區域，如石門水庫奎輝至巴陵之大漢溪(平均蜿蜒度為 1.48)(林佳萱等人，2011)，平廣溪集水區之蝕溝蜿蜒度較低，多為直進發展之水系；而依河流級序各自統計其平均蜿蜒度結果，河流等級之增加與蜿蜒度呈正比趨勢(表 2.5)，計畫集水區內之微水系蜿蜒度分佈則如圖 2.31 所示。

表 2.5 各級河流主要微水系平均蜿蜒度

河流級序	平均蜿蜒度
一級河流	1.21
二級河流	1.22
三級河流	1.23
四級河流	1.21
五級河流	1.27
六級河流	1.31

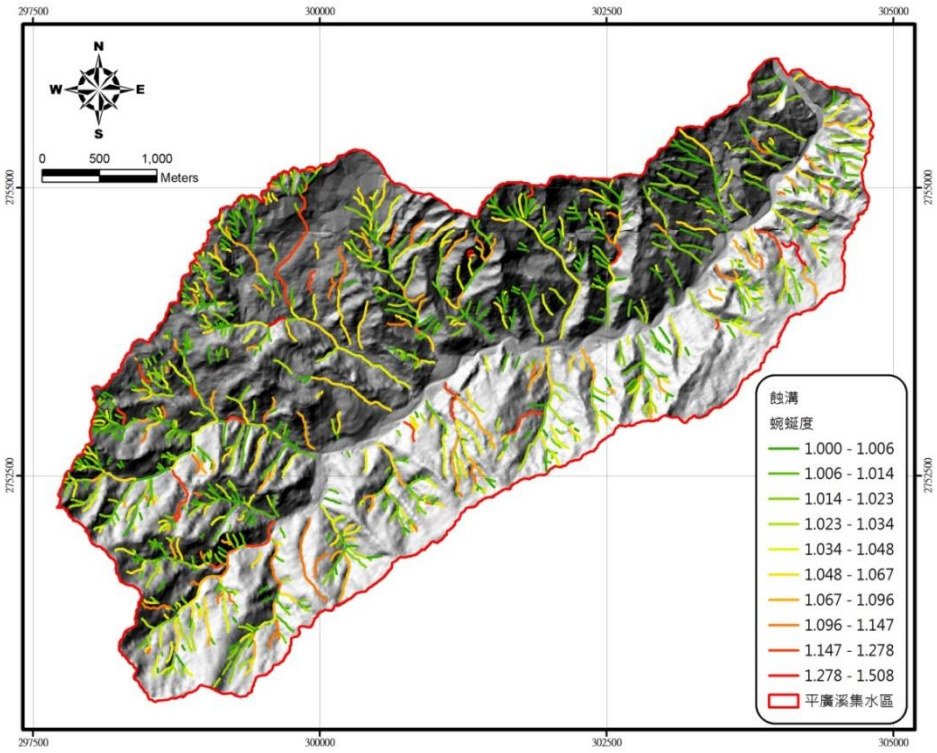


圖 2.31 微水系蜿蜒度分佈圖

2-1-5 水力坡降計算

河川發育於高差大、流長短之地形，對於邊坡之侵蝕能力較強，易侵蝕坡趾使邊坡不穩定並發生崩塌，故坡降對於河流之地形演化評估有其必要性。而河流地形之定量化計算多以水力坡降進行評估，其計算式為溪流水流起始端與終止端之高差(Δh)，與兩端之直線距離(ΔL)比值，計算式為 i=Δh/ΔL。以平廣溪流域內分級後之微水系進行計算後，集水區內之坡度與水力坡降平均值分別為為 28 度與 0.53；而依河流級序各自統計之結果(表 2.6)，河流級序的增加與其坡度與水力坡降呈反比趨勢(圖 2.32、2.33)。

表 2.6 各級河流主要微水系平均坡度與水力坡降

河流級序	平均河流坡度	平均河流水力坡降
一級河流	32.06	0.63
二級河流	24.24	0.45
三級河流	17.98	0.32
四級河流	12.26	0.22
五級河流	11.81	0.21
六級河流	9.30	0.16

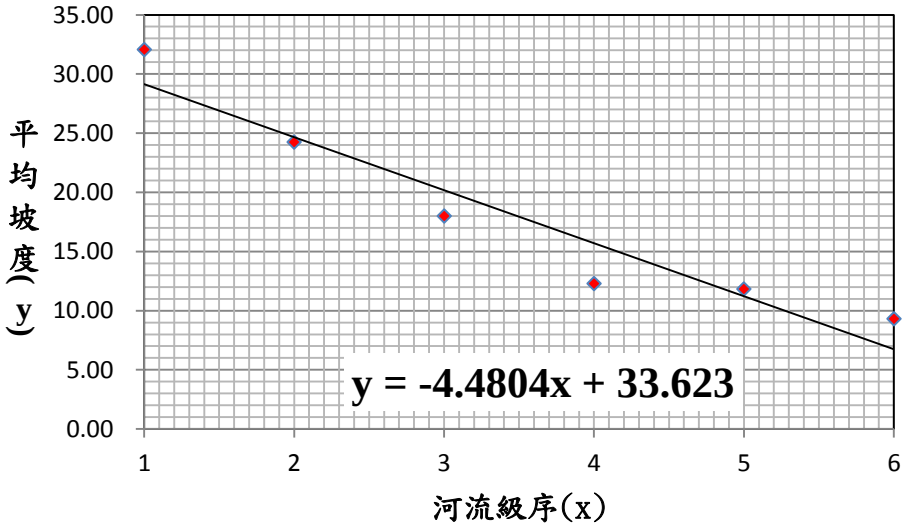


圖 2.32 河流級序與河流平均坡度統計關係圖

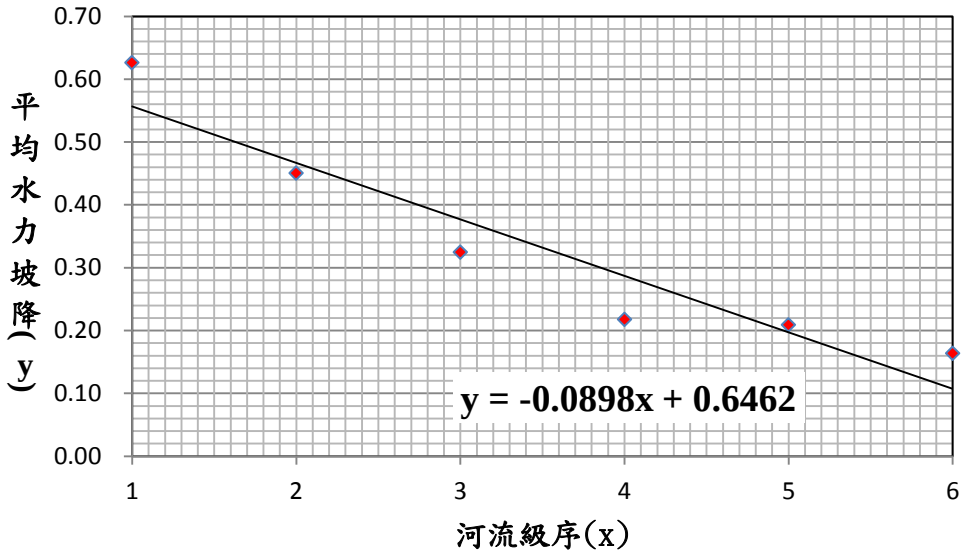


圖 2.33 河流級序與河流平均水力坡降統計關係圖

2-3 微水系關聯性分析

根據 2.2 節各微水系分析方法與結果，此小節分別與地形、地質及歷史崩塌目錄進行關聯性分析，探討平廣溪集水區內之微水系特性。因微水系的蜿蜒程度與其岩體強度及抗侵蝕能力有關(Stark et al., 2010)，本計畫就集水區內之各地層平均蜿蜒度進行統計，集水區內各地層之平均蜿蜒度排序，由表 2.7 可知以木山層之蜿蜒度最高、粗窟層次之，但其蜿蜒度相近故對於岩性強度之軟硬較難以區分。各地層之平均水力坡降統計，根據表 2.8 之統計結果顯示，以石底層最高、大桶山層次之，可瞭解於上述兩地層中相對之蝕溝坡降較大、水流之侵蝕能力較強。

表 2.7 平廣溪流域地層與其平均蜿蜒度統計表

地層	平均蜿蜒度	排序
木山層	1.032	1
粗窟層	1.031	2
大桶山層	1.030	3
大寮層	1.026	4
石底層	1.018	5

表 2.8 平廣溪流域地層與其平均水力坡降統計表

地層	平均水力坡降	排序
石底層	0.700	1
大桶山層	0.652	2
粗窟層	0.547	3
木山層	0.516	4
大寮層	0.417	5

水系之密集程度與區域地質之節理發達程度有其關聯性(潘國樑，2015)。本計畫以 2.2 節之微水系核密度成果，分析各地層之單位面積水系密度，加以探討地質構造與鄰近地層交界線型之區域對於微水系密度之影響。根據表 2.9 各地層內單位面積之水系密度統計結果顯示，以石底層單位面積水系密度最高、大寮層次之，表示於本計畫集水區內之石底層地層有可能相較於其他地層之節理較為發達；以水系密度配合地質構造與地層交界線型分佈圖(圖 2.34)顯示時，水系密度較高之區域大多落於線型邊界，.推論本集水區之節理發達程度，.與地質相關構造分佈有關，與地質構造距離越近則其節理發達程度越高，越易使水系發育密集。

表 2.9 平廣溪流域地層與單位面積水系密度統計表

地層	計畫集水區內地層面積(公頃)	單位面積水系密度(m/m^2)	排序
石底層	19	2.17×10^{-8}	1
大寮層	352	1.13×10^{-9}	2
粗窟層	356	9.81×10^{-10}	3
大桶山層	498	7.38×10^{-10}	4
木山層	706	5.53×10^{-10}	5

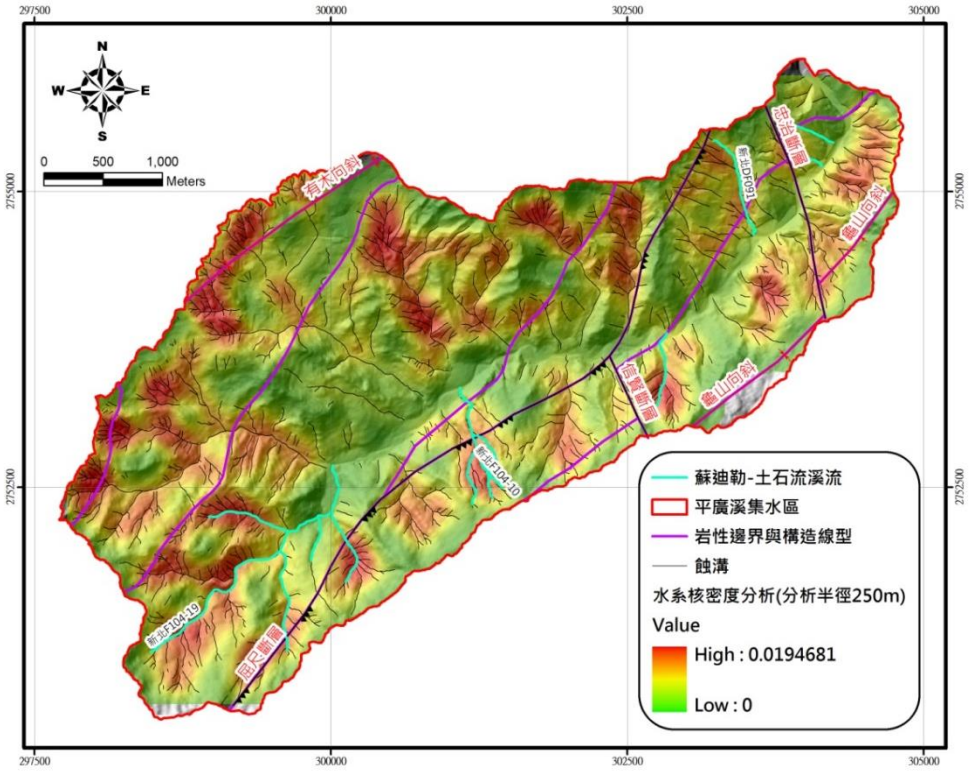


圖 2.34 微水系密度與地質構造及地層交界線型分佈圖

另為探討水系密集度與岩體強度之關聯性，本研究亦針對研究區域內人為可達河道進行岩盤露頭之量測，總計調查 24 處露頭，調查點位分布與現場狀況如圖 2.39 所示。根據現場調查結果，岩體強度值介於 50~650 kg/cm2 不等，岩性則多屬砂岩為主，套疊調查點位岩體強度分布圖與本文 2.2 節微水系核密度分析結果(圖 2.35)，顯示岩體強度與水系密集程度呈正相關(圖 2.37)，兩者間存在下列關係式：

回歸式：GKDE = 105×RS + 0.0126

上式中，RS 為岩體強度，GKDE 為水系核密度值。

顯見本研究區之岩體強度與水系發育之沖蝕作用並無顯著因果

關係，以下茲就地質與地形因素探討可能成因：

(1) 主控平廣溪集水區之蝕溝發展狀況，坡面之岩體強度並非主因，可能與早期受大地應力擠壓後，岩盤之弱面發展組數有關，惟現場調查尚無針對弱面組數進行詳細調查，故建議未來可針對此地質特性進行分析探討。

(2) 本研究區域水系核密度分析成果配合等高線地形圖，可見其等高線間距密集處(相對地形較陡處)多為微水系發育密集處，可以水土保持學所提之水力沖蝕與坡度進行解釋，意即坡降大之區域，其所受之水流沖蝕影響較大，故初步顯示地形可能為本研究區微水系發展之主要因子。

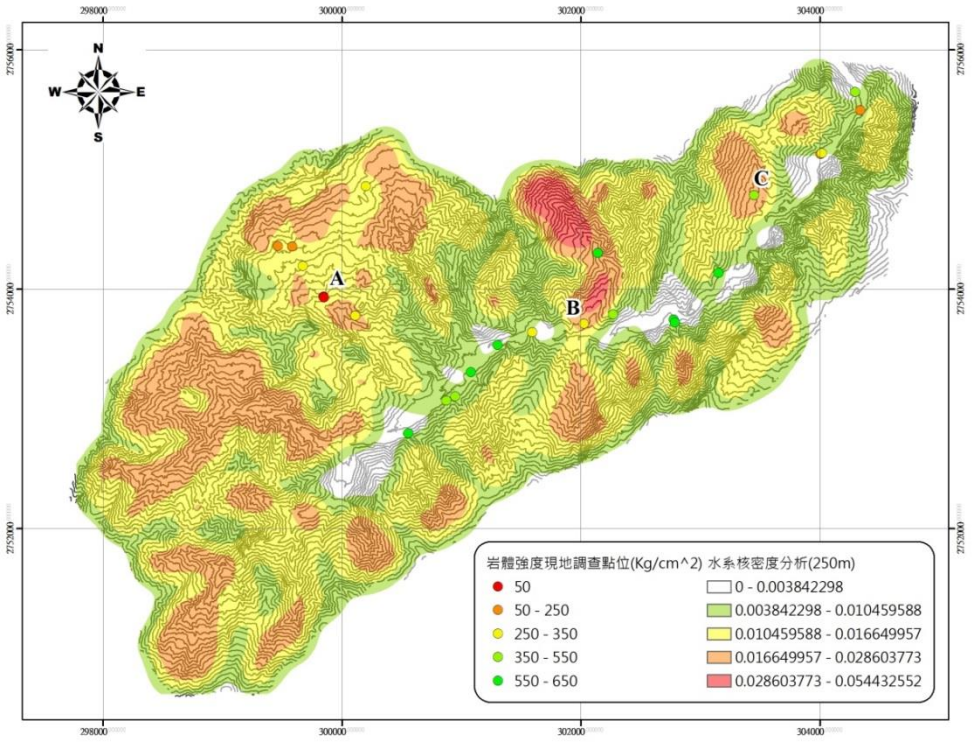


圖 2.35 岩體強度分布圖與微水系核密度分析



調查點 A：岩體強度 50 kg/cm^2　調查點 B：岩體強度 350 kg/cm^2　調查點 C：岩體強度 550 kg/cm^2

圖 2.36 岩體強度調查成果與現況

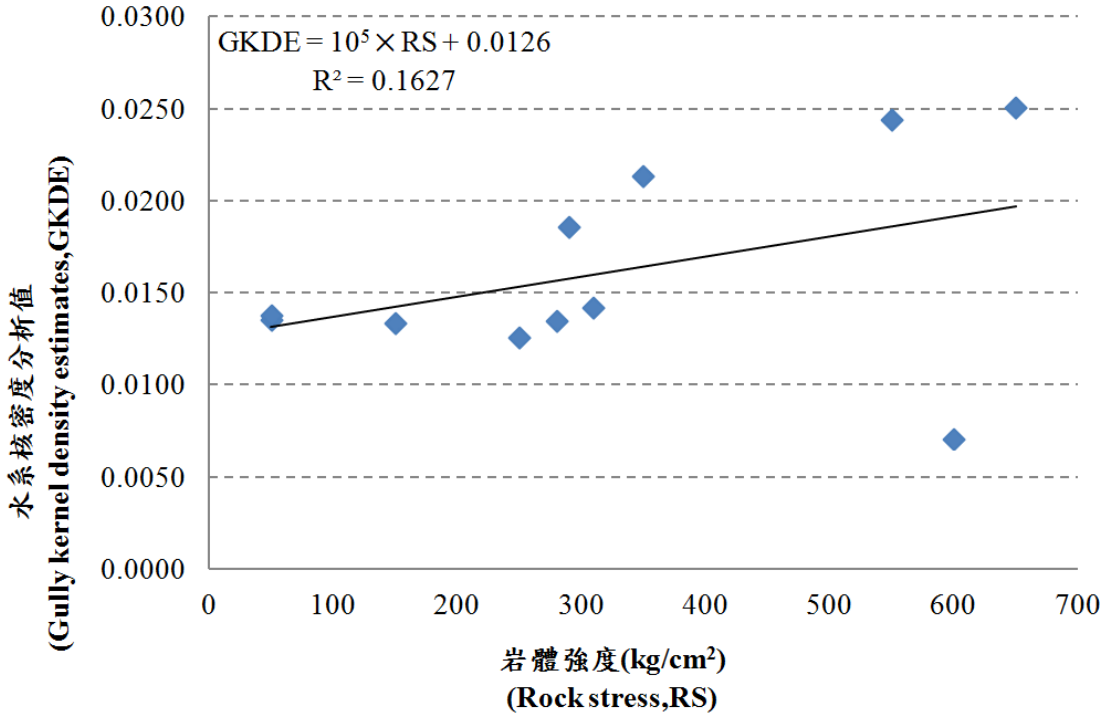


圖 2.37 水系核密度分析值與岩體強度統計關係圖

在暫不考慮風化狀況及降雨條件下，為探討區域之微水系周緣邊坡體質與水系密度之關聯性，本計畫根據 2010 年至 2015 年期間四期

之崩塌目錄進行分析。崩塌目錄數化年份與其面積分佈狀況，則如圖 2.38 所示。根據微水系密度與歷史崩塌目錄之關聯性統計分析結果顯示，崩塌目錄內之水系密度平均值為 0.0073，而若依此累積機率圖之統計結果(圖 2.39)，水系密度值域落在 0.0107 時，可涵蓋 70%之崩塌目錄(圖 2.40)。以此設定下針對未落於此範圍內崩塌目錄進行探討，分別納入計畫集水區內之順向坡圖層及坡度圖針對崩塌目錄範圍進行統計分析，依崩塌目錄個數與坡度之累積機率圖(圖 2.41)結果，瞭解坡度 30~40 度時可囊括集水區內約 80%之崩塌目錄，聯集順向坡圖層後則可將挑出未落於水系密度值域之崩塌目錄(圖 2.42)。

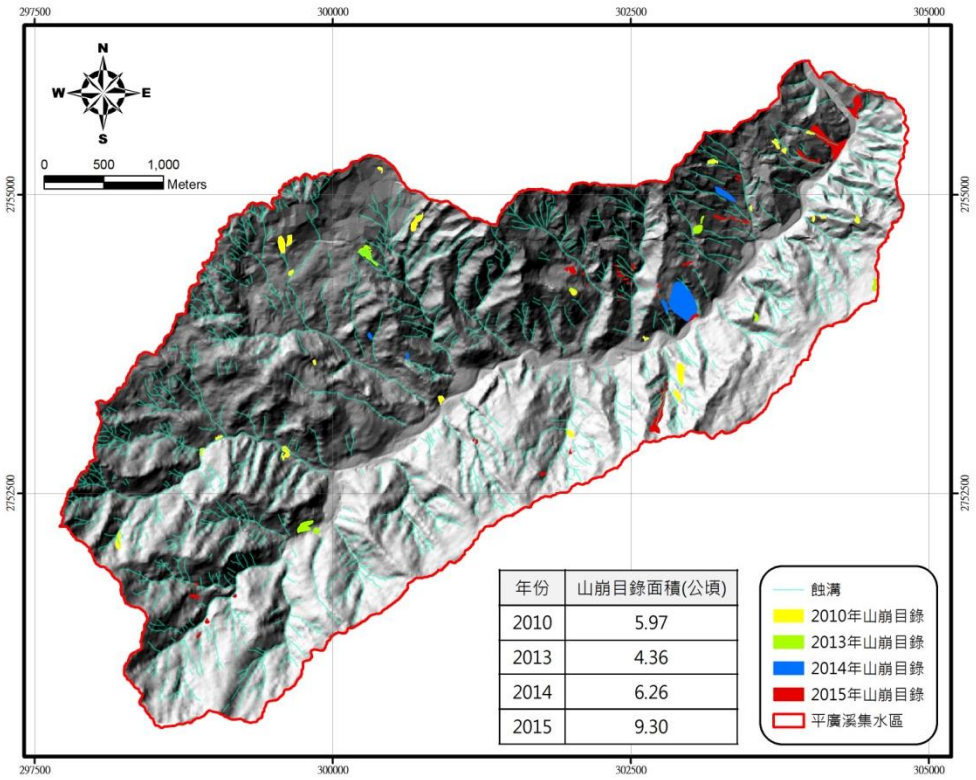


圖 2.38 平廣溪集水區 2010 年至 2015 年崩塌目錄分佈圖

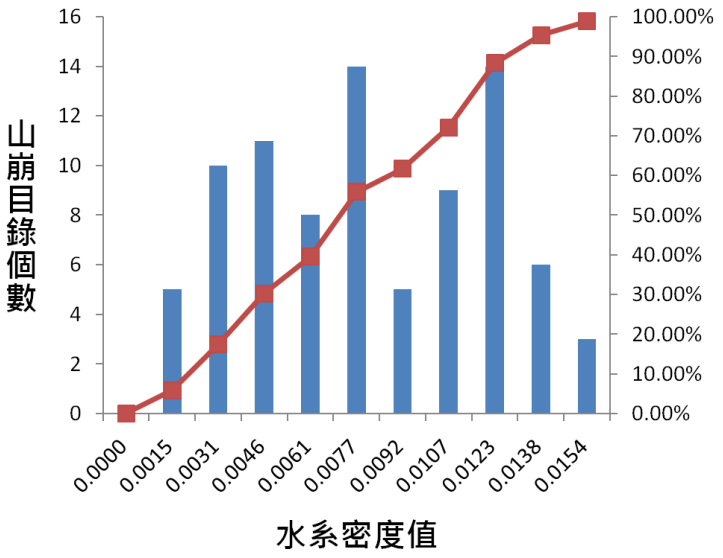


圖 2.39 平廣溪集水區內歷史崩塌目錄個數與水系密度之累積機率圖

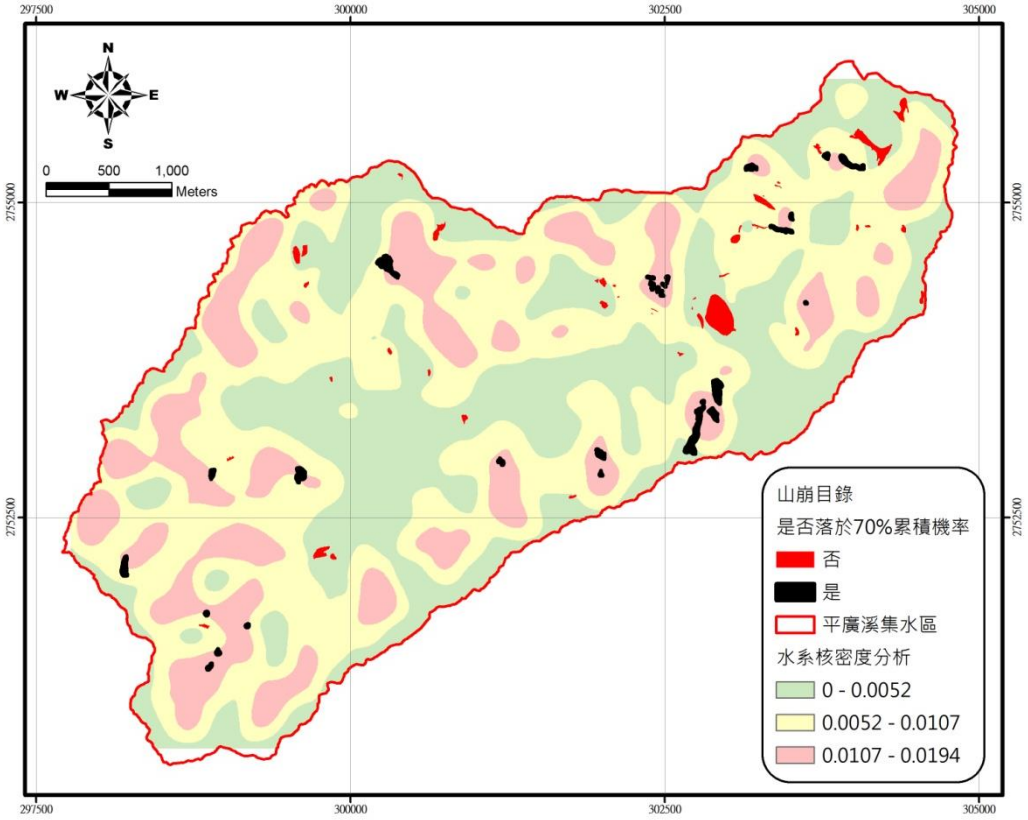


圖 2.40 平廣溪集水區內歷史崩塌目錄與水系密度之累積機率 70%

-崩塌目錄與水系密度關係圖

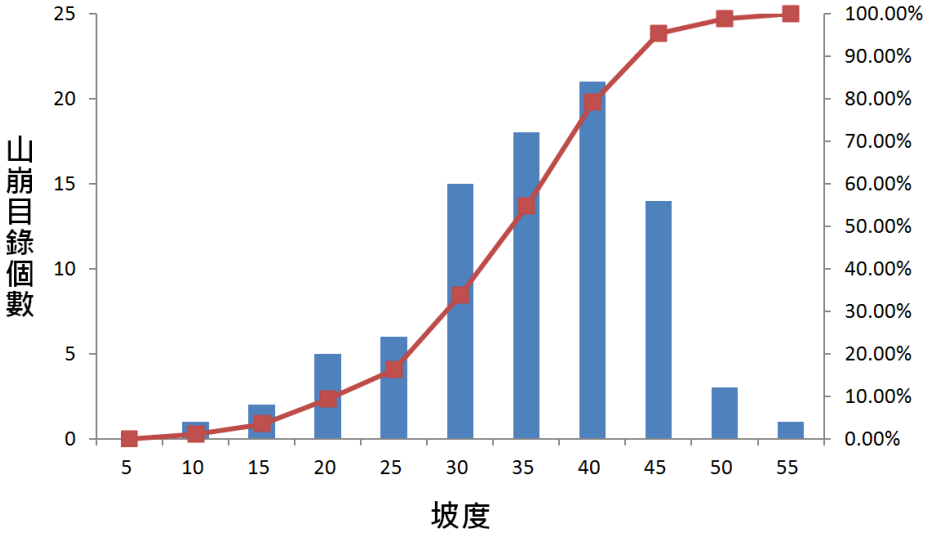


圖 2.41 平廣溪集水區內歷史崩塌目錄個數與坡度之累積機率圖

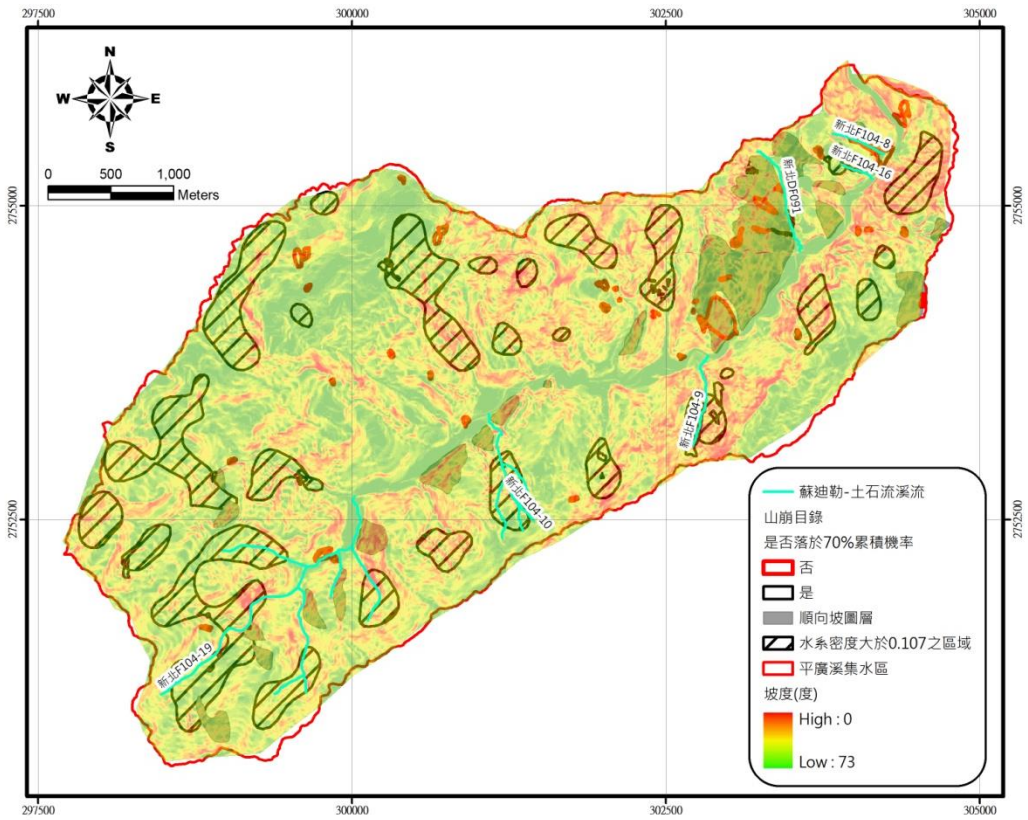


圖 2.42 未落於平廣溪集水區內歷史崩塌目錄與水系密度之累積機率70%之崩塌目錄與坡度及順向坡關係圖

2-4 小結

平廣溪集水區之微水系特性，綜合其水文、地形、地質狀況進行總結說明如下。本計畫區域依 Strahler 河川級序方法進行之微水系分段與分級，本計畫區域之河流級序大多以一級與二級河流等級為主(佔總數比例 81.2%)。

集水區內的構造線型走向分佈顯示，平廣溪在早期地質年代，因受西北-東南向之大地應力擠壓，以致發展出東北-西南向之褶皺構造，並於應力最大集中區域-屈尺斷層線上，發展平廣溪之主流線型。配合一級至四級河流之微水系流向統計方位，為大地應力擠壓後之剪切節理發育走向(N15°~70°W)，而五級河流則近似大地應力擠壓後之伸張節理走向，地質構造與節理發育對於本集水區內微水系發展息息相關。水系密度最高區域集中於本計畫集水區之西北與西方山稜線側，與地質構造及地層交界線型分佈距離有其關聯性，愈靠近地質構造則其節理發達程度越高或坡度較陡之區位，水系發育則相對密集。淺層崩塌目錄範圍坐落位置亦多處水系密集處，配合坡度(30~40 度)與順向坡調查圖層之分析，可有效進行歷史崩塌目錄之篩選。

第三章 古土石流與崩塌之微地形判釋

3-1 山崩及土石流地形特徵

近年來因數值地形的精度日益提升，且取得方式亦不再受限於過去傳統航測產製方法。除空載或地面光達掃瞄技術外，針對植生較疏的坡面或裸坡地形，亦可以無人載具(UAV)進行取像及產製成地形圖。微地形判釋即為因應高解析度數值地形與立體陰影圖精進後，所衍生的地質與土砂災害評估技術。其主要目的為瞭解既有地貌與預判潛在邊坡災害類型。在中央地質調查所定義山崩類型(岩屑崩滑、落石、岩體滑動，土石流等， 見表 3.1；Varnes, 1978; 中央地質調查所，2006)中，本研究之微地形判釋對象係針對其中之土石流與岩體滑動(指滑動面深及岩盤之邊坡滑動，或稱深層崩塌)。岩體滑動(包含潛移地滑)在地表上反映的重力變形特徵以崩崖(滑落崖，scarp)及岩體滑動區(主崩體，landslide body)兩者為主，如圖 3.1 所示。岩體滑動區通常可視為邊坡滑動之最大滑動範圍，範圍內包含各種岩體滑動、地滑之特徵，例如反斜崖、小崖、蝕溝(斜向流)、側邊裂隙、分離塊體、遷急(緩)線、趾部隆起等特徵。而在主崩崖鄰近坡面，視地質構造與地文條件可能存在線狀凹地、多重山稜、山頂緩斜面或張力裂隙等特徵。另土石流之微地形判釋則以現地是否具古土石流特徵；惟考量地形圖精度

與蝕溝土石流規模較小，故本研究以下游堆積扇地形作為古土石流的判釋依據。2015 年蘇迪勒風災後，本研究區內之土石流災害案例的下游也常見溢淹道路的堆積扇地貌，顯示由遙測地形圖資確可提供判釋古土石流之重要根據。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 3.2)，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了重要料源，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。

表 3.1 山崩分類表

<table>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">移動方式</td><td colspan="3">移動物質</td></tr>
<tr><td rowspan="2">基岩
(bedrock)</td><td colspan="2">工程土壤</td></tr>
<tr><td>岩屑</td><td>土壤</td></tr>
<tr><td colspan="2">墜落(fall)</td><td rowspan="2">落石
(rockfall)</td><td rowspan="3" colspan="2">岩屑崩滑(debris slide)</td></tr>
<tr><td colspan="2">傾翻(topple)</td></tr>
<tr><td rowspan="2">滑動
(slide)</td><td>平滑
(translational)</td><td rowspan="2">岩體滑動
(rock slide)</td></tr>
<tr><td>旋滑
(rotational)</td><td colspan="2">土石流(debris flow)</td></tr>
<tr><td colspan="2">流動(flow)</td><td colspan="3"></td></tr>
</table>

資料來源: Varnes, 1978; 中央地質調查所，2006

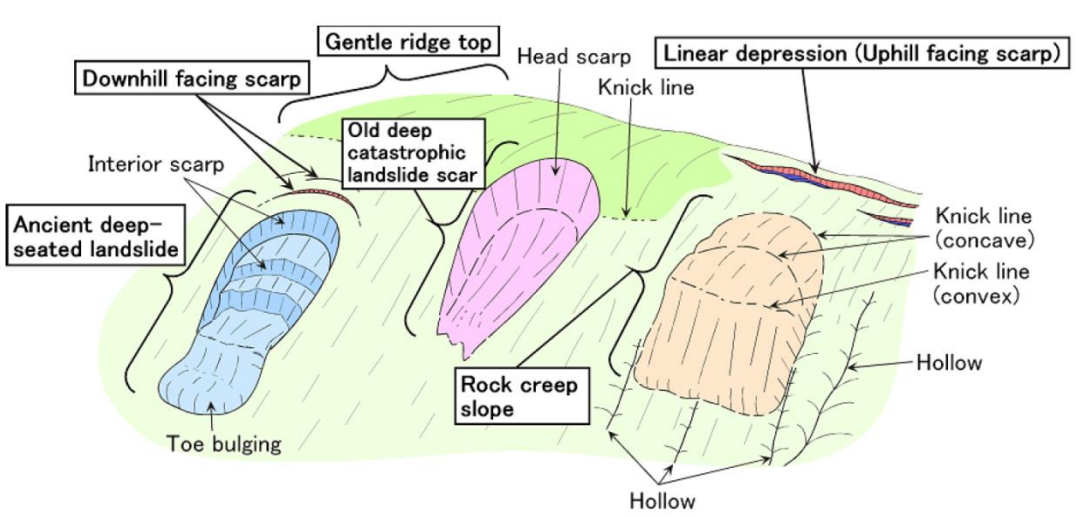


圖 3.1 岩體滑動(含地滑)地形貌特徵

資料來源:Uchida et al., (2012)

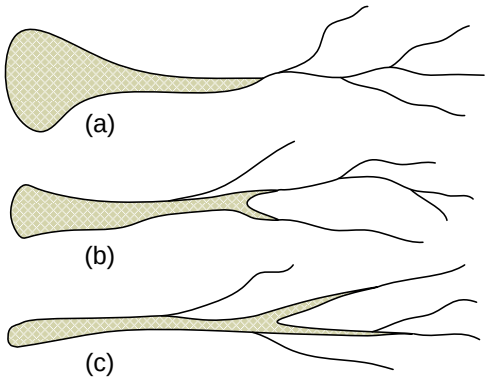


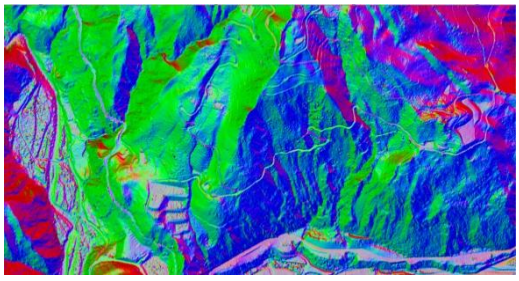
圖 3.2 古土石流堆積扇地形貌特徵

資料來源:今村遼平，2012

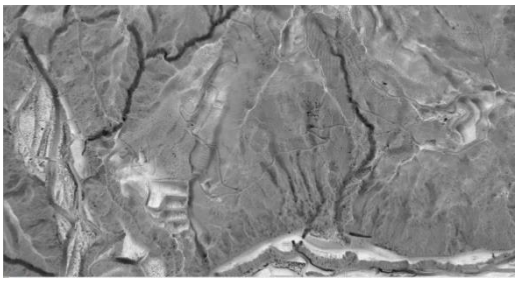
3-2 微地形

本研究除蒐集研究範圍內之 5 m 數值高程地形外，部分區域採 UAV 空拍後所產製之高精度地形(1 m)，以圈繪分析本區山崩與土石流微地形特徵，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)、地表高程模型(DSM)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(圖 3.3(a))、坡度圖、天空開闊度圖(sky relief visualization；圖 3.3(b)；Yokoyama et al.,(2002); Zakšek et al.,(2011))及等高線圖。本研究使用天空開闊度圖、坡度圖及 16 方位日照陰影圖套疊產製之天空開闊度立體圖，其優點為以單一圖資縮短傳統採用 8 張相異方位陰影圖進行地形貌判釋時間，並增揚山脊線與溪谷線地貌變化，以獲取更多地表上不利於坡體穩定之特徵。同時輔以航照(圖 3.3(c))及套疊後坡度圖之產製天空開闊度立體圖(圖 3.3(d))及相關地質圖與環境地質災害潛勢圖進行綜合研判。表 3.2 則為產製圖資於山崩與土石流堆積扇地形判釋上之地貌特徵。



(a)多方位陰影圖



(b)天空開闊度圖



(c)正射航拍影像

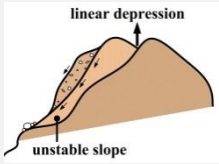
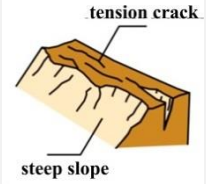
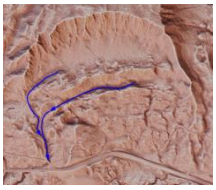
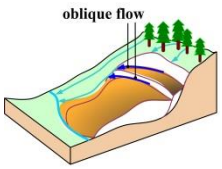


(d)天空開闊度立體圖

圖 3.3 研究蒐集與分析圖資產製類型

表 3.2 結合天空開闊度立體地圖於土石流微地形判釋

資料來源:黃韋凱等 2014；Lee et al., 2016

地貌	立體圖微地形	示意圖	特徵描述
線狀凹地 (linear depression)			線狀凹地特徵的形成可能為岩盤的潛移或不穩定坡體受重力作用所產之變形，可被視為大規模崩塌之前兆。線狀凹地之線型常沿與崩崖平行，且位於坡頂緩坡處，因其凹陷或滑移後地形使兩側具有較高之山脊線形地貌，稱為二(多)重山稜。
張力裂隙 (tension crack)			新鮮光亮裂縫特徵線型為坡體近期滑動中之跡象。表示此坡體正發生傾覆或滑動；而造成裂縫構造之發展，且通常此裂縫構造線型平行於崩崖。高精度數值地形上需深陷數米且具線型延伸較易判釋。
崩崖 (scarp)			坡體陷落後之陡崖，多為坡體頭部破壞後之崩崖。小崖則為邊坡上急傾之陷落陡坡，可評估坡體破壞歷程之應變率。
主崩體 (landslide body)、丘狀地形 (hummocky relief)			主崩體外觀呈畚箕狀凹陷地形，其上段呈現下陷地形，中段呈緩坡狀，下段則呈隆起地形(hummocky relief)。坡體倚靠滑動面傾斜特徵，表示滑動塊體正以旋轉崩滑狀態運移。此特徵形狀多為橢圓形或長形窪地，且排水不佳條件下發生。
趾部隆起 (bulge)			坡體於鄰近趾部呈隆起狀，此類特徵地貌通常為已擾動過之鬆散土丘或遭遇地形阻礙而凸起；其與主崩體或往崩崖方向傾倒之小規模崩滑體具有關聯性，部分擠壓現象可能導致河道斷面縮減。
斜流谷 (oblique flow)			常好發於崩崖下方之開裂地形，因鬆散土體透水性佳，於降雨或融雪後延平行崩塌方向發展，並沿側邊裂隙往下游坡趾處發育成蝕溝。斜流谷之發育表示水力作用仍持續切割地表，而主崩體上的微水系亦有助於提高舊崩塌地之復發活動性。
土石流堆積扇 (debris fan)			於河道堆積段或谷口擴散段(坡度：3-6^{o})，具有一扇型前緣之鬆散土石堆積。因其土砂堆積較為鬆散，

本研究透過歷年山崩目錄蒐集，區分歷史山崩目錄(2001-2014 年)與蘇迪勒颱風(2015 年)山崩目錄(圖 3.4)，得知本集水區內過去並無重大山崩事件，僅 2012 年受三巴颱風外圍環流影響，曾於平廣溪中游誘發較大規模之順向坡岩屑崩滑災害外(黃韋凱等，2016)，其餘多為零星之淺層破壞，空間分布以平廣溪主流、上游支流(右瀨)與平廣路二段分布數量較多。整體而言，本區之淺層山崩災害在平廣溪上游多好發於溪流或蝕溝兩側，下游則較常見於順向坡範圍內。2001-2014 年於本區之總山崩面積為 862,373 m^2，2015 年蘇迪勒颱風之山崩致災面積則約 92,994 m^2，屬單一降雨事件山崩面積最廣者(約佔歷史崩塌面積的 10.8%)。

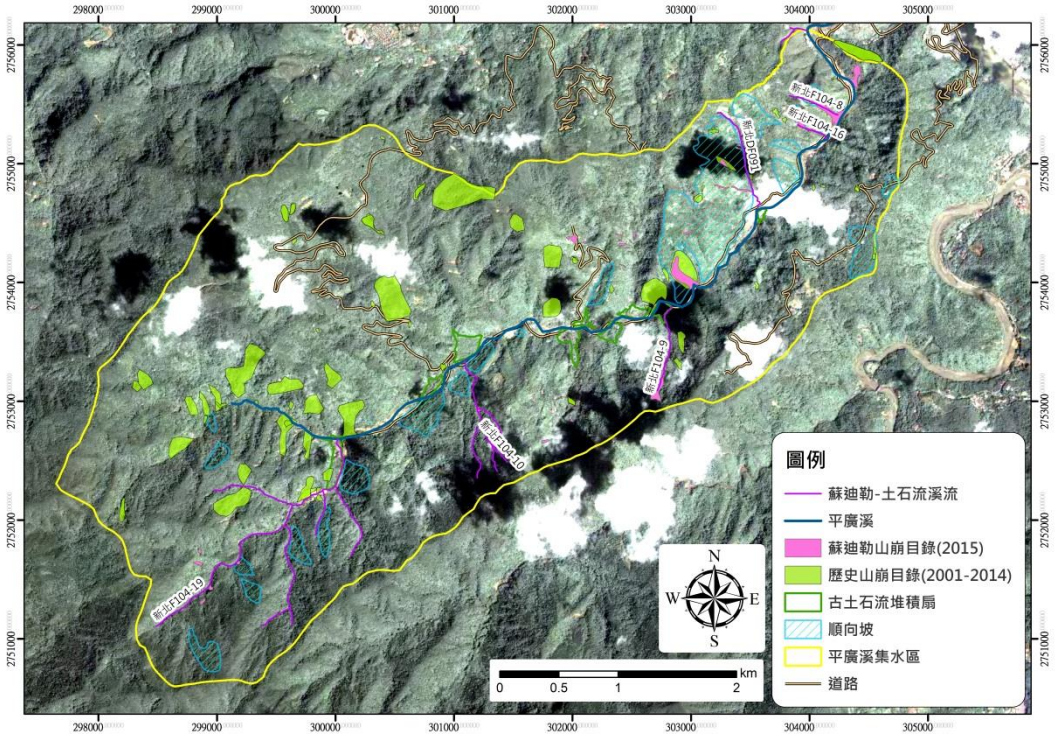


圖 3.4 平廣溪集水區歷年山崩目錄套疊

山崩與土石流堆積扇的微地形判釋成果如圖 3.5 所示，本研究所圈繪之特徵多為地形上具有顯著舊滑落崖及早期滑動塊體殘存之特徵，共計圈繪舊岩體滑動(或地滑)共 24 處，其中約 14 處位於集水區邊界之山頂陵線處，6 處位於平廣溪主流且多為順向坡上之平面型滑動，其餘則散布於各蝕溝坡面上。由套疊之地質構造線圖觀之，研究區內之岩體滑動與斷層線通過較無直接關聯，有 4 處位於向斜軸構造上(有木向斜 3 處、龜山向斜 1 處)，且滑動區面積相對較大，顯示地質構造及演育在本區仍有重要之影響。另從山崩目錄與岩體滑動圈繪之空間分布圖，亦可發現本區之淺層山崩與岩體滑動具有不同發生機制，前者主要受蝕溝或溪流河岸侵蝕所誘發(多座落於坡腹或坡趾)；反之，後者則多為於鄰近坡頂處，且多數未見大範圍裸露地，說明其多屬於集水區上游重力變形之破壞型態，經早期滑動後，可能已達穩定平衡狀態或仍緩慢變形之潛在災害。進一步套疊水系核密度分析圖(圖 3.6)，發現本節所判釋具岩體滑動特徵場址，多未落於蝕溝密集處，除了與局部區域的地層岩性有關(如膠結性較佳者較不易被水系切割)外，其分布位置也呈現了蝕溝對於坡趾淘刷導致失穩的潛在不利影響，意即岩體滑動下方多鄰接蝕溝線型或滑體側邊界為水系所包圍，若側邊界水系溯源侵蝕造成雙溝同源，則未來將具有較高之復發

潛勢。

平廣溪集水區內西北側亦有部分岩體滑動範圍位於水系核密度高值區(圖 3.6 綠色處)，顯示目前判釋之岩體滑動區內塊體尚未受強風化與水系發育所切割，故滑動塊體之完整性尚稱良好。以蘇迪勒風災於本區域所誘發之土石流災害而言，除新北 F104-8 崩塌地為岩體滑動災害所誘發外，其餘五條土石流潛勢溪流之料源(發生區)與岩體滑動無直接相關，故初步可確認本區域土石流土砂來源多為側壁沖刷或坡腳失穩所產生之淺層岩屑崩滑。另從圖 3.5 亦可發現，研究區內之本次發生土石流溪流或蝕溝，其上游區、溪流線匯集及河道轉折處皆與斷層線(信賢、屈尺與忠治斷層)通過有關。顯見區域地質構造線鄰近區位，其於地形上所產生的弱面與土石流料源區具正相關性，詳細之分析將於期末階段予以深入探究釐清。

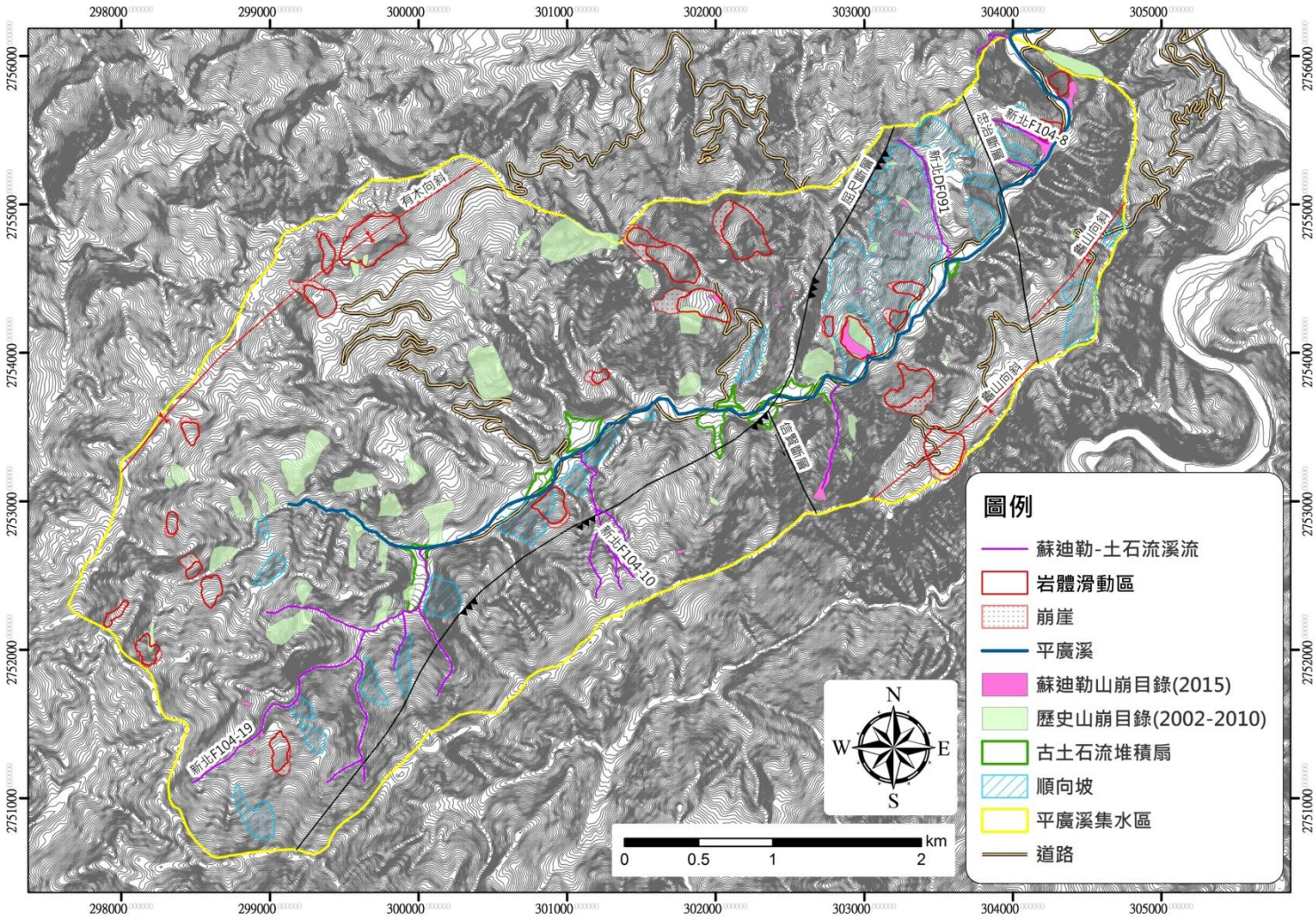


圖 3.5 平廣溪集水區古土石流與山崩微地形判釋成果

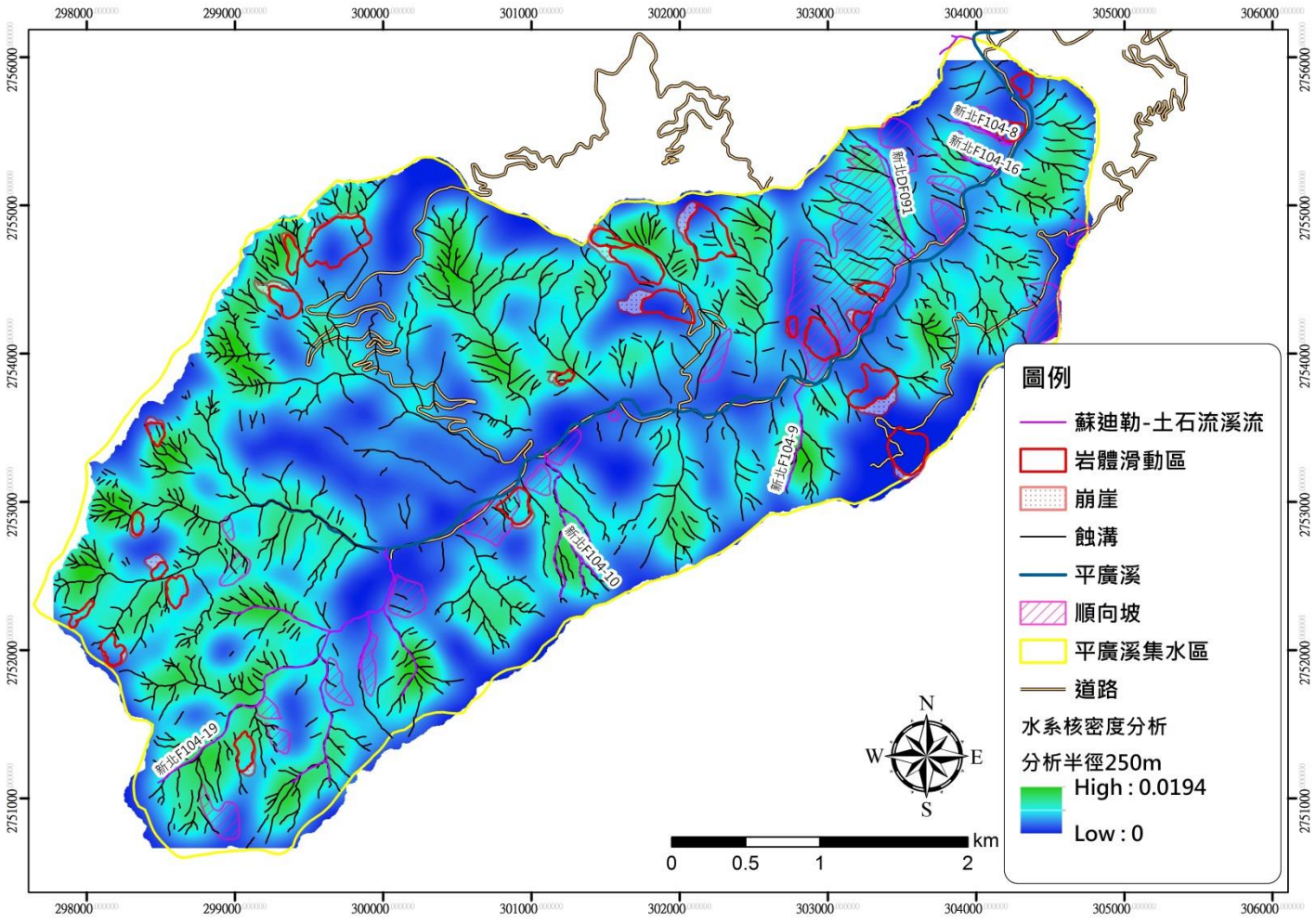
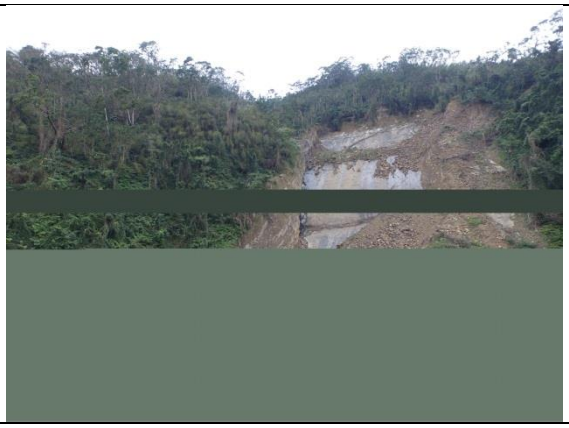
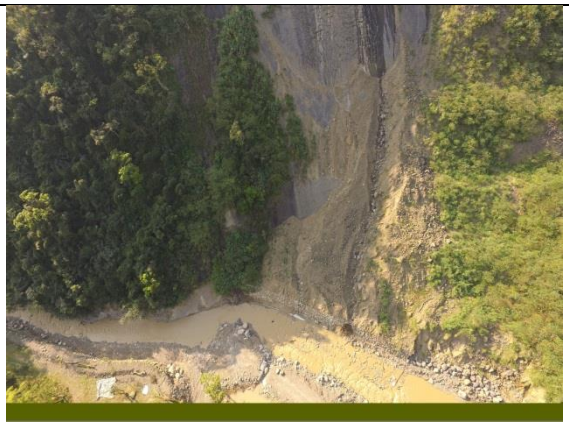


圖 3.6 平廣溪集水區岩體滑動區與水系核密度關係圖

3-3 山崩目錄與圈繪點驗證

為了進一步確認本研究圈繪之蘇迪勒颱風災後山崩目錄岩體滑動區，故以無人機(DJI Phantom 3 Advance)進行現地輔助查核，協助人員無法到達處之圈繪地形貌進行確認，瞭解圈繪塊體與邊界之合理性。如圖 3.7 與圖 3.8 所示，分別為平廣路 22 號(左岸)及 151 號對岸下游處(左岸)之岩體滑動圈繪區及蘇迪勒山崩目錄圈繪點位。根據 UAV 勘查結果顯示，本計畫圈繪之岩體滑動區若為坡面裸露者(圖 3.7)，因 2016 年度除梅姬颱風外，並無較大影響北部之颱風豪雨事件，故其滑落崖與主崩體邊界多仍清晰可辨。若圈繪處為密林區，則以人車可及處配合進行 UAV 影像進行林相植被變異確認(如崩崖下方及主崩體邊界側翼處是否有林相改變或枯萎)。初步驗證成果尚稱良好，說明光達數值地形確可反映山崩與土石流微特徵。另於平廣溪集水區之山崩目錄(岩屑崩滑為主)查核(圖 3.8)，因多數源頭裸露區尚未復育(部分為岩盤)，災後全面性邊坡整治區較少，故查核成果多與航照所圈繪點位相符，少數無法確認之點位已予以剔除。土石流沖積扇地形因多位於平廣溪兩側，圈繪後主要以地表勘查確認其邊界，並針對地貌不符處進行微調修正。

	
(a)平廣路 22 號岩體滑動區全貌	(b) 平廣路 22 號岩體滑動區崩崖
	
(c)平廣路 22 號岩體滑動區冠部	(d)平廣路 22 號岩體滑動區右側邊界
	
(e)平廣路 151 號對岸岩體滑動區全貌	(f) 平廣路 151 號岩體滑動區趾部

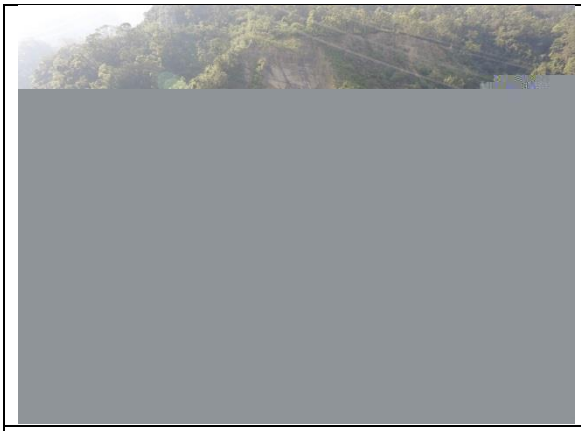
	
(g)平廣路 151 號岩體滑動區崩崖面	(h)平廣路 151 號岩體滑動坡趾堆積區

圖 3.7 岩體滑動圈繪點位 UAV 空拍驗證

	
(a)新北 DF091 潛勢溪流上游崩塌地	(b) 新北 DF091 溪流上游崩塌地裸岩
	
(c)平廣路 151 號蝕溝上游崩塌地	(d)平廣路二段岩屑崩滑

圖 3.8 蘇迪勒風災山崩目錄 UAV 空拍驗證

第四章 平廣溪土砂災害之地貌參數分析

本研究採用無因次地貌參數流域險峻值 Melton's ratio ($MR=H/(A)^{0.5}$；H 為集水區溢流點以上高程差，A 為溢流點以上集水區面積；Melton, 1965)與蝕溝(溪流)長度等關係等參數探討平廣溪集水區之潛在土砂災害類型，以期能研析適合應用於台灣之代表性地文參數因子與災害分類準則。

4-1 地形及地貌資料分析流程

本研究利用 Arc GIS軟體計測流域險峻值(MR)。各流域產生皆利用 Arc GIS 10.2 軟體外掛程式水系分析軟體(Arc Hydro)計算獲得。

本研究採用5M精度DEM(由中興社提供)，如圖4.1所示。

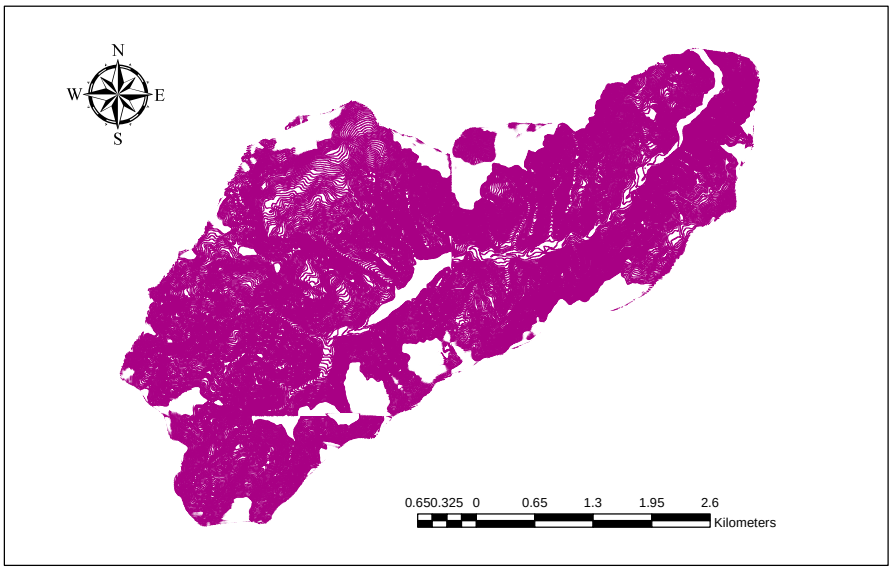


圖 4.1 平廣溪 5 米 DEM 圖層

資料來源:中興工程顧問社

地形分析流程如圖 4.2 所示,

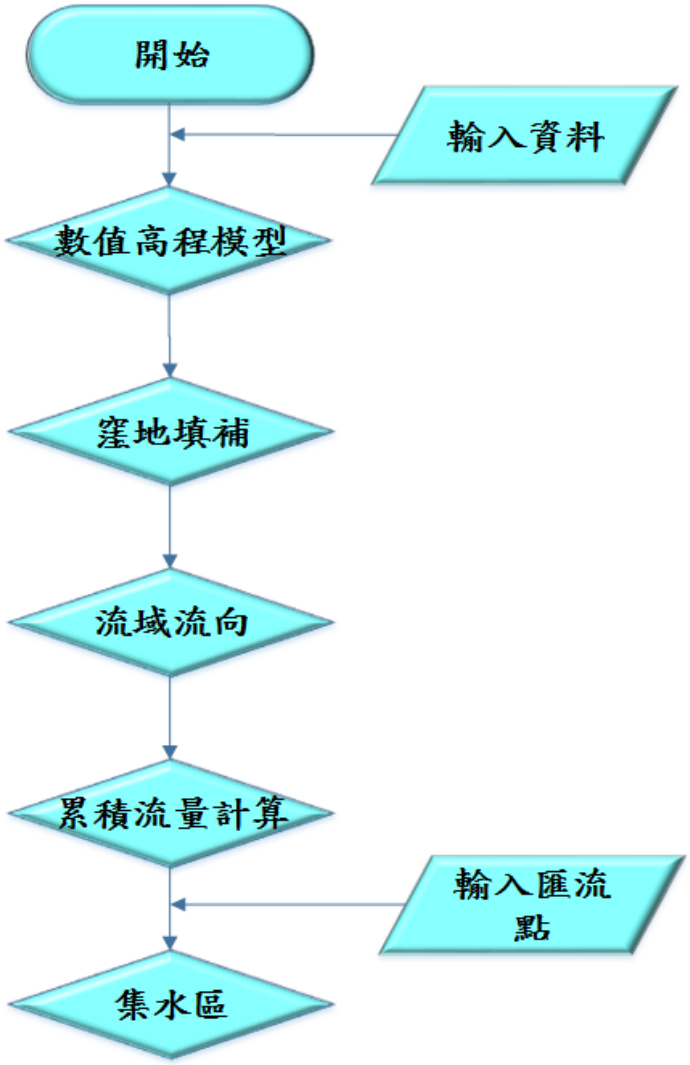


圖 4.2 地形分析流程圖

數值高程模型：

數值地形模型（DTM：Digital Terrain Model）所儲存的資料多屬於地形的高度，所以也稱之為數值高程模型（DEM：Digital Elevation Model）。DEM 一般儲取的方式分為三種：規則網格（regular raster）、不規則三角網（TIN：Triangulated Irregular Network）、與數值等高線（digital contours）。規則網格資料是一種將高度資料以二維陣列的方式儲存，用來描述地表上連續性的起伏變化，資料的精確性主要由所測量的間隔距離決定(網格大小)，如40×40 公尺見方為基準的規則網點資料。不規則三角網為對有限個離散點，每三個最鄰近點連結成三角形，每個三角形代表一個局部平面，再根據每個平面方程，可計算各網格點高度。數值等高線則是將等高線以數值方式呈現，紀錄等高線中高度資料。

由於DEM 描述的是地面高度訊息，它在測繪、水文、氣象、地貌、地質、土壤、工程建設、通訊、氣象、軍事等國民經濟和國防建設以及人文和自然科學領域有著廣泛的應用。如在工程建設上，可用於如土方量計算、視域分析等；在防洪減災方面，DEM可進行如地文分析、水文分析、水系網路分析、降雨分析、蓄洪計算、淹沒分析等的基礎; 在無線通訊上，可用於行動電話的基站分析等等。

窪地填補：

由於 DEM 是由測量所得，往往因誤差或是儀器而產生錯誤；主要可分為兩類：窪地和突起，窪地是該測量點所測的高度皆小於周圍；反之突起則是高度皆大於周圍。突起部分可於流向分析時解決，窪地因為流向分析時無法設定其方向，易破壞河段的完整性。

當河段遇到窪地產生破碎，又形成另一條新河段，使得原本河段

資訊被破壞，計算河川級序也會產生誤差。因此對地形所分析出之河段越完整，越能增加比對的正確性，也能避免因為窪地產生大量破碎河段，增加比對負擔。窪地填補（fill）在於找出窪地並作填補以修正因誤差產生而無法指定正確的方向。

判斷窪地的方法為：

（1）若經由流向分析後，該網格不為八個方向的的設定值（例如5，則表示由1 和4所累加），則該網格為窪地。

（2）若相鄰的兩個網格其流向互相指向對方，則此相鄰兩網格皆為窪地。

（3)若分析出的流向有迴圈的狀況,則該迴圈包含的網格皆為窪地。

窪地填補是以遞迴的方式利用DEM 與流向作為調整的依據，根據以上方法找出窪地後,則將該網格高度資料修改為與周圍最接近的高度，因為修改後有可能造成周圍網格產生窪地的現象，所以必須再作一次流向分析並作調整,直到整個網格的方向設定皆為八個方向的設定值。圖4.3 為由地形剖面觀察窪地。



圖 4.3 地形剖面觀察觀察窪地與突起

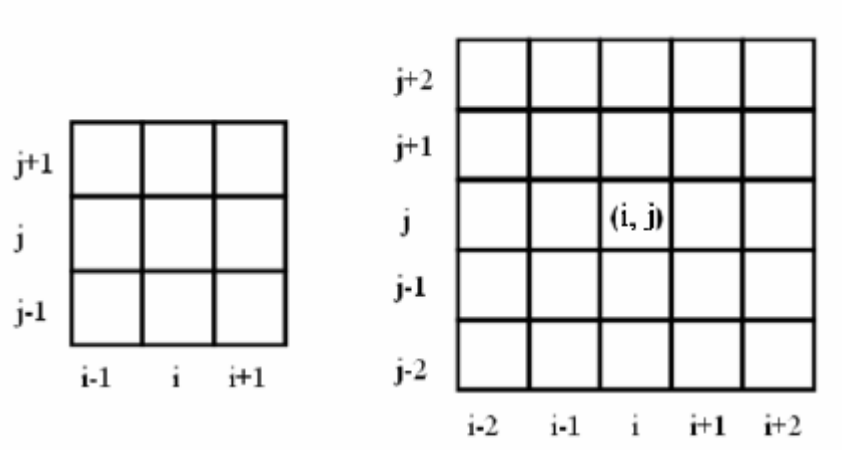
流域流向：

為了找出地表上的水系河段，地文分析的第一步驟需先將DEM作流向分析（flowdirection）。在進行此類分析之前，我們先對網格資料作一些輔助定義。首先定義的是鄰近網格索引標誌(neighborhood

index），NBI。以任一網格點為中心，我們可定義層次為l 的網格索引標誌，NBI（ I,j,l），如下：

$$\mathrm{NBI}(\mathrm{i,j,l}) = \{(x,y)|i-l \le x \le i+l, j-l \le y \le j+l, (x \ne i)\&(y \ne j)\} \quad (4\text{-}1)$$

如l =1，NBI（i,j,1）為一單純的網格索引標誌，表達3× 3的網格中，除中心網格（I,j），之外的其他8 個網格的索引標誌，參考圖4-4（a）。如l =2，NBI（I,j,2）為5x5的網格中，除中心網格之外的其他24 個網格的索引標誌，參考圖4.4（b）。



（a）l=1　　(b) l=2

圖4.4網格索引標誌

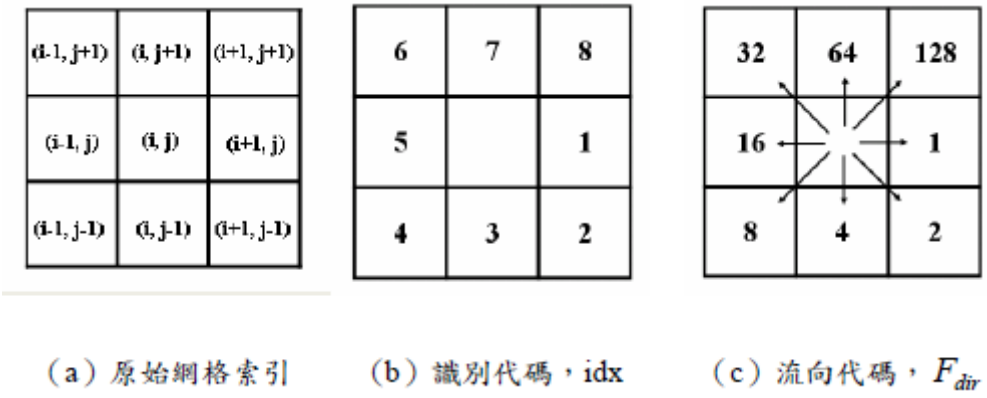
高度資料分析中，每個網格上水的流向，$F_{dir}(i,j)$,定義為單位距離中，網格高度下降落差最大的方向：

$F_{dir}(i,j) = \max_{(x,y)\in NBI(i,j,1)} \left[\frac{z(i,j)-z(x,y)}{distance[cell(i,j),cell(x,y)]}\right]$所代表之方向。

式中$distance[cell(i,j),cell(x,y)]$為兩網格間的距離，如(x,y)為(I,j)上下左右之網格，其距離為單位距離。如(x,y)為(I,j)之斜對角網格，其距離

即為單位距離之$\sqrt{2}$倍。

上述公式中，網格與網格之相對方向可透過下述方式來定義。以任意一個網格為中心點，我們可以定義其周圍的 8 個網格，由網格$(i+1, j)$開始，依順時針方向，依序以1，2，…，8 為其識別代碼，idx, 參考圖4.5（b）及原始網格索引，圖4.5（a）。（圖4.5（a）中，以網格(i, j)為中心，由網格$(i+1, j)$起，以順時針分向依序將網格$(i+1, j)$，$(i+1, j-1)$， $(i, j-1)$，$(i-1, j-1)$，$(i-1, j)$，$(i-1, j+1)$，$(i, j+1)$及$(i+1, j+1)$編為1，2，…，8 之識別代號。）同時，我們將流向之代號依序定義為1，2，4，…，128，參考圖4.5（c）。



（a）原始網格索引　　（b）識別代碼，idx　　（c）流向代碼，F_{dir}

圖 4.5 網格流向代碼及辨識代碼標示圖

如果單位落差最大方向的識別代碼為idx (i, j)，則流向$F_{dir}(i, j)$定義為

$$F_{dir}(i,j) = 2^{idx(i,j)-1} \tag{4-2}$$

其中 idx(I,j)指向，$\max_{(x,y)\in NBI(i,j,1)} \left[\frac{z(i,j)-z(x,y)}{distance[cell(i,j),cell(x,y)]}\right]$

流向分析時可能會產生幾種狀況：

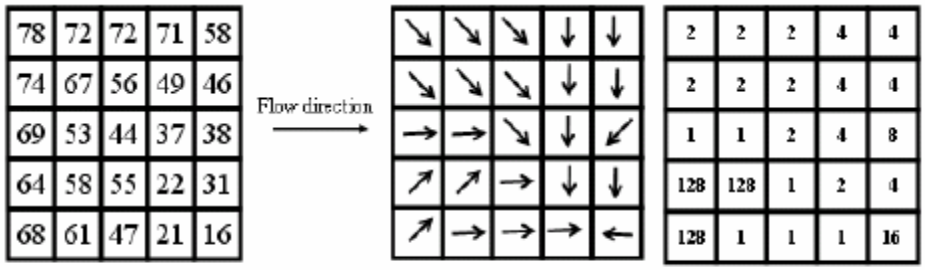
（1） 若網格的高度皆小於其周圍網格高度，則將網格的流向定義為與其他周圍網格高度落差最小的網格作為其流向，目的在解決可能因

為雜訊所造成的窪地，也可避免流向不連續的問題。

（2） 若其下降最大的方向包含一個以上（落差皆相同）且該網格為窪地，則將其所指的方向皆相加，例如：某網格的方向為5，則表示含有向東（流向為1）和向南（流向為4）的流向。

（3） 若其下降最大的方向包含一個以上（落差皆相同）但該網格不為窪地，則我們可擴大比較周圍的網格直到能決定該網格的流向。

（4）若該網格周圍只有一個網格高度與其相同，其他皆大於該網格，則將網格的流向定義為指向與其相同高度的網格。



（a）DEM　　（b）流向分析網格

圖 4.6 DEM 經過流向分析後的結果

累積流量計算：

流量累積（flow accumulation）在計算每個網格所接收到周圍的流量，以流向分析作為基礎，概念上假設在每個網格上倒入一盆水並根據流向，在較高地區的水會流向其相鄰中最低的位置，而將其水量累計至周圍網格，依此類推；最後計算每個網格該累積多少水量。流量累積的計算方式為了避免無法正確紀錄周圍所累積的流量，採用遞迴式的演算法：

（1）若周圍沒有任何網格流入自己，則將自己的流量設為0。

（2）若周圍有網格流入自己，則對於每個指向自己的網格，將“1”

加上該網格的流量。

簡而言之，累計流量可以下列公式表示之：

$$F_{acc}(i,j) = \begin{cases} 0 \; if \; no \; F_{dir}(x,y) points \; to \; cell(i,j), \forall (x,y) \in NBI(i,j,1) \\ \sum (F_{abc}(x,y)+1), \forall (x,y) \in NBI(i,j,1) \ni F_{dir}(x,y) points \; to \; cell(i,j) \end{cases} \quad (4\text{-}3)$$

其中，“1”代表該網格本身的流量。對於網格經過流向分析和填補窪地的動作後，可避免流向無限迴圈造成流量累積的結果為無限大。此演算法會先從上游區（高度較高區）的網格往下游區（高度較低區）開始累計流量。

經過流量累積的步驟，我們可以從整個網格看出水系大至的走勢，累積值較高的地區屬於地勢較低的地區，也是形成水流的可能區域；累積值較低的地區因為沒有任何流向指向自己，所以可能為山脊部分。圖4.7 為經由流向分析後產生的流量累積網格。

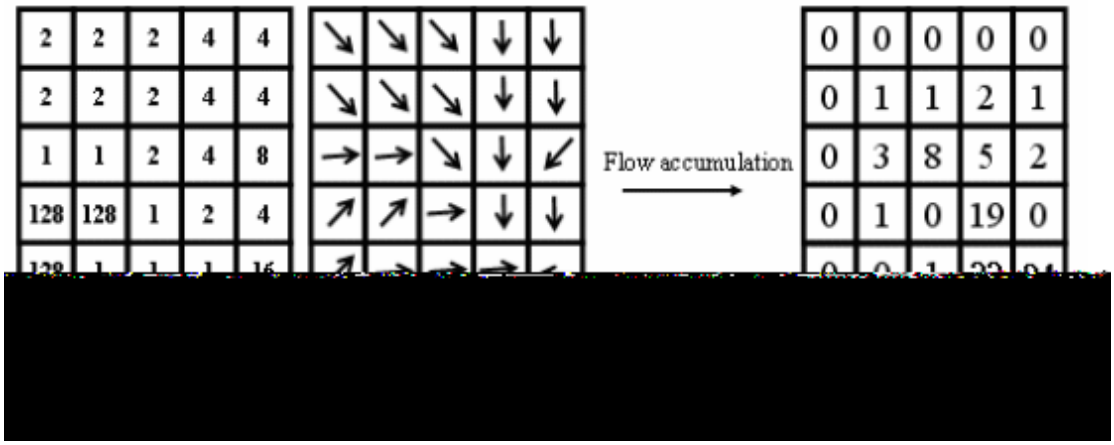


圖 4.7 流向分析後產生的流量累積網格

集水區溪流源頭之定義:

目前集水區自動劃分理論皆是 O,Callaghan 及 Mark(1984)為最早提出，係利用累積流量之概念，意即網格之累積流量為上游流入該網格之累積數量，且累積流量之差值係計算網格與其下游網格累積流量

之差，若網格之累積流量差值大於或等於使用者給定之門檻值，則指定該網格為集水區之出口，向上游進行追蹤則可得集水區之範圍，並進而萃取其水系網。

現階段以 DEM 結合 GIS 應用於集水區自動劃分以及水系網萃取，專家學者皆以單一門檻值萃取結果來代表，而水系網所代表的是地表逕流對地表侵蝕所形成的河槽系，其發展的方式是由層蝕發展到蝕溝、槽蝕至大小水流所勾繪的水系網（錢寧等，1987），又因水系分為常流水及非常流水，因此只利用單一水系門檻值難以表示地區之水系門檻值。而集水區地文水文因子可結合 DEM 及排水流向觀念進行自動化萃取（林昭遠等，2000）。

根據前人的研究經驗（詹仕堅等，2000），精度 5×5 m DTM 選取 200 作為水系門檻值(其面積為 0.5 公頃)。Williams et al.(1992) 觀測現地山坡及蝕溝坡度與面積關係圖(圖 4.8) ，該圖顯示在面積約大於 0.5 公頃時大多為蝕溝。鑒於上述，本研究採用 5×5 m DTM，水系門檻值為 200(其面積為 0.5 公頃)作為集水區溪流源頭。

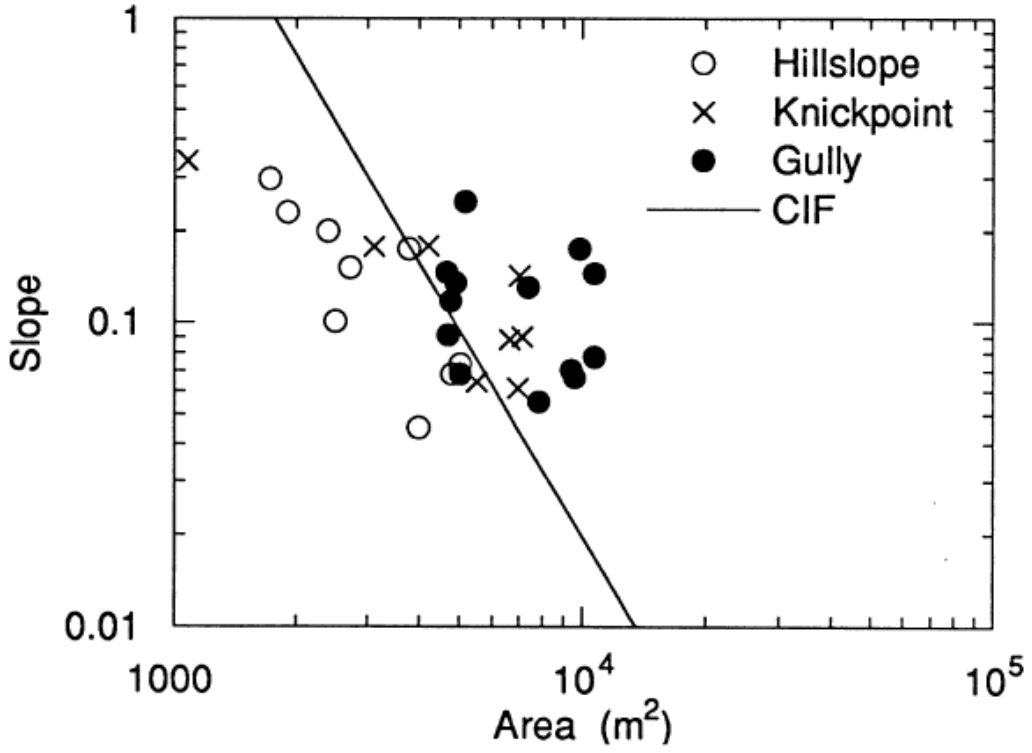


圖 4.8 觀測現地山坡及蝕溝坡度與面積關係圖

4-2 結果分析與討論

平廣溪流域可分為 50 個子集水區(圖 4.9)。 高程:最大高程:970m、最小高程:45m, 溪流長度：約 9.354 Km, 流域面積：約 17.89 Km^2, 平均坡度：約 9.85°。平廣溪流域的 50 個子集水區中: 0 個洪水子集水區, 3 個高含砂水流子集水區(No.18,22,23)，其餘 47 個為土石流子集水區(圖 4.10)。 詳細資料如表 4.1 所示。各子集水區 MR 與排水密度(或水系密度, drainage density)的關係如圖 4.11 及表 4.1 所示，排水密度與流域險峻值的關係並不明顯，且 1m 精度之排水密度明顯

高於 5m 精度之排水密度。

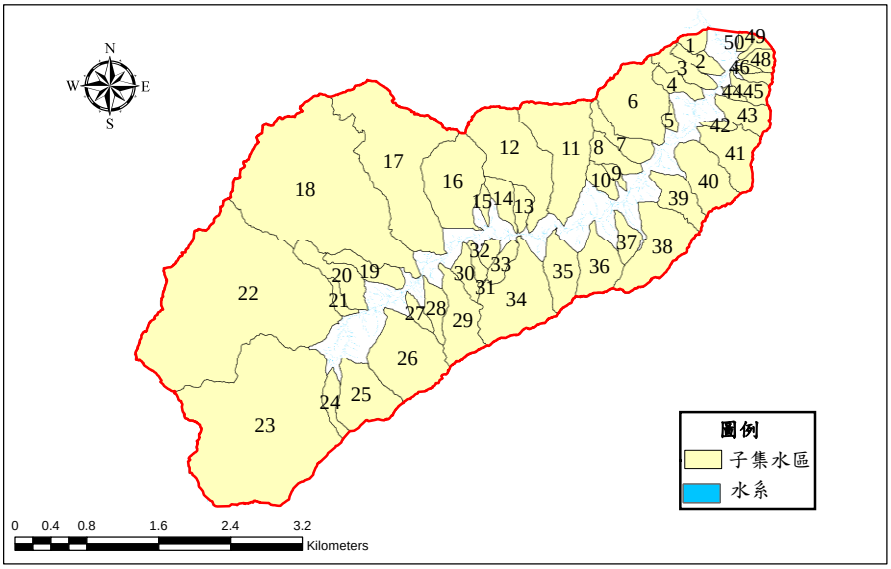


圖 4.9 平廣溪流域子集水區劃分圖

表 4.1 平廣溪子集水區地貌參數資料

NO.	高程差 (km)	集水面積(km^2)	集水區流域長度(km)	MR	1m 排水密度(km/km^2)	5m 排水密度(km/km^2)	備註 (土石流潛勢溪流)
1	0.27	0.06	0.34	1.11	6.55	6.64	
2	0.26	0.09	0.66	0.85	25.25	8.19	F104-8 (平廣 22 號)
3	0.30	0.14	0.81	0.82	16.77	14.19	F104-16
4	0.26	0.10	0.56	0.81	15.44	13.29	
5	0.17	0.06	0.42	0.72	15.06	4.97	
6	0.46	0.52	1.00	0.64	14.23	10.00	DF091
7	0.45	0.16	0.89	1.11	12.05	7.58	
8	0.33	0.13	0.69	0.91	15.60	9.49	
9	0.21	0.04	0.42	1.11	10.88	8.83	
10	0.24	0.08	0.54	0.85	16.20	10.75	
11	0.64	0.64	1.45	0.80	11.31	7.05	
12	0.63	0.65	1.47	0.77	10.99	8.91	
13	0.33	0.08	0.54	1.15	6.83	4.65	

14	0.41	0.12	0.74	1.19	9.24	9.09	
15	0.35	0.04	0.47	1.76	8.36	11.49	
16	0.61	0.54	1.11	0.83	8.25	6.93	
17	0.67	1.22	2.18	0.61	13.32	8.37	
18	0.66	2.22	2.42	0.44	12.05	8.85	
19	0.29	0.16	1.03	0.73	12.29	4.33	
20	0.42	0.22	1.09	0.88	13.56	7.98	
21	0.26	0.05	0.50	1.13	16.08	6.68	
22	0.68	2.67	2.34	0.42	13.90	2.75	
23	0.66	2.33	2.16	0.43	12.89	7.20	
24	0.38	0.10	0.80	1.23	13.83	9.51	F104-19 (DF 225)
25	0.41	0.37	0.87	0.68	15.96	7.60	
26	0.46	0.59	1.11	0.60	11.21	7.11	
27	0.31	0.05	0.54	1.42	13.45	2.42	
28	0.38	0.12	0.80	1.09	19.20	2.82	
29	0.44	0.33	1.22	0.76	16.38	4.56	F104-10 (DF226)
30	0.26	0.10	0.68	0.81	13.50	3.19	
31	0.22	0.06	0.53	0.88	10.19	6.78	
32	0.20	0.05	0.35	0.86	4.20	4.98	
33	0.26	0.09	1.06	0.87	17.56	1.25	
34	0.47	0.59	1.28	0.60	9.97	7.33	
35	0.49	0.24	0.96	1.00	12.67	6.73	
36	0.55	0.27	0.87	1.07	13.25	8.86	F104-9 (DF227)
37	0.45	0.10	0.62	1.40	16.77	8.53	
38	0.50	0.47	1.19	0.73	11.19	9.93	
39	0.37	0.20	0.88	0.83	9.45	8.94	
40	0.35	0.32	0.87	0.61	7.56	6.50	
41	0.38	0.29	0.89	0.70	4.32	2.71	
42	0.29	0.03	0.43	1.59	13.96	10.24	
43	0.38	0.16	0.70	0.92	10.19	6.94	
44	0.24	0.03	0.34	1.45	12.73	8.00	
45	0.37	0.08	0.56	1.27	7.20	8.55	
46	0.30	0.04	0.46	1.56	14.69	14.55	
47	0.23	0.02	0.34	1.67	13.94	4.76	

48	0.30	0.07	0.41	1.08	6.75	7.76	
49	0.28	0.03	0.40	1.58	8.06	8.24	
50	0.18	0.03	0.27	1.05	8.01	6.54	

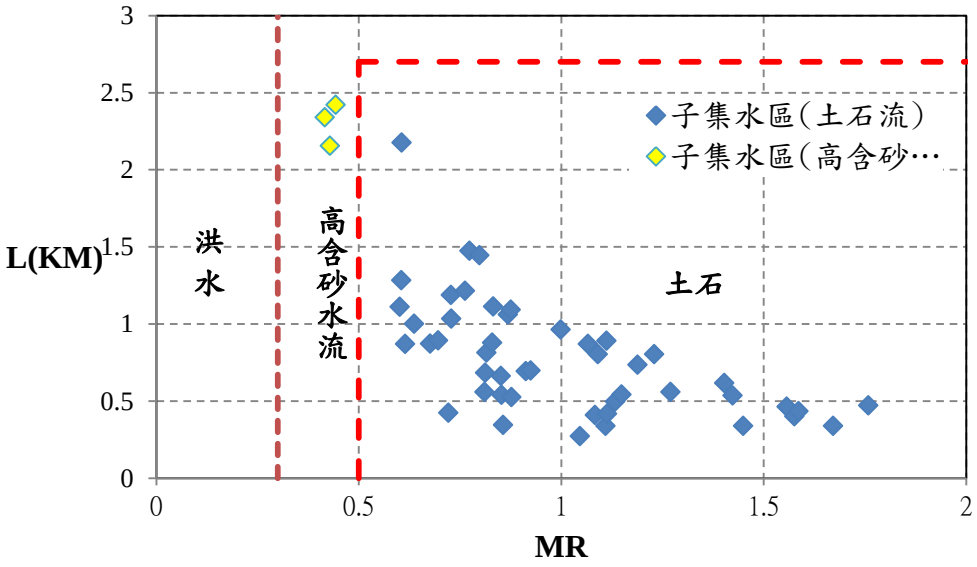


圖 4.10 子集水區的流域長(L)與流域險峻值(MR)之關係

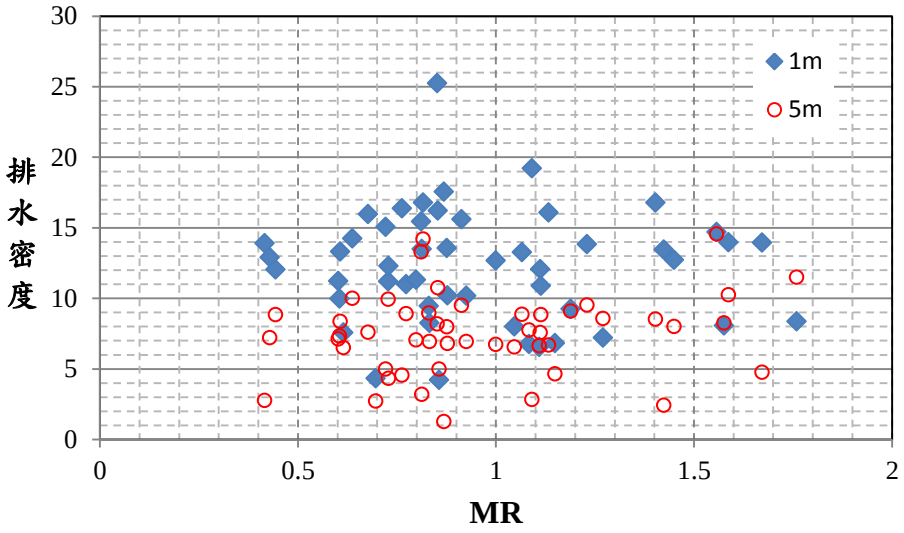
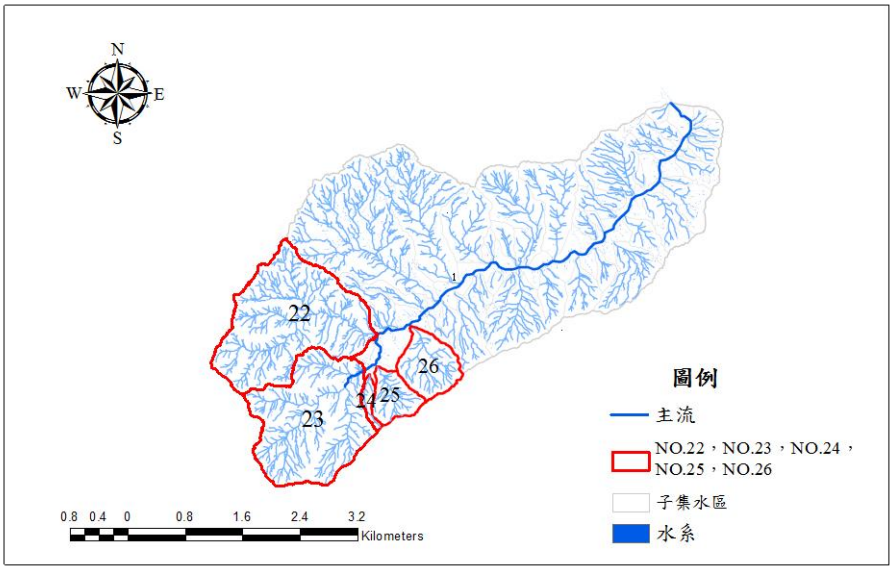


圖 4.11 子集水區的排水密度(D)與流域險峻值(MR)之關係

如表 4.1 所示，平廣溪六條土石流潛勢溪流皆符合 Wilford et al. 判釋為土石流集水區的準則(即 L<2.7 km, MR>0.6)。如圖 4.12 所示，其中水保局的圖資中原 F104-19 (DF225)包含子集水區 No.23,24,25。

經現勘可知子集水區 24 為土石流集水區(MR=1.22)，子集水區 23 則為屬高含砂水流(MR=0.43)。上述六條土石流集水區亦符合前述台灣土石流案例之地貌門檻值 (即 L<4.0 km, MR>0.5)。為探討平廣溪土石流之影響範圍，本研究將主流長度(Lm)與主流流域險峻值(以匯入主流之上游總面積及總高程差計算 MR)之關係整理如圖 4.13 所示。由圖可知平廣溪源頭子集水區(No. 24,25,26)為土石流潛勢溪流，但在匯入較平緩的子集水區(No. 22, 23)後的土砂運移型態便由土石流，迅速於開源大道院(集水區 22 出口處)轉化為高含砂水流，再往下游則主流漸以洪水災害為主，容易發生較大範圍之溢淹或河堤沖毀災情。

圖 4.12 平廣溪流域長度與土石流潛勢溪流示意圖



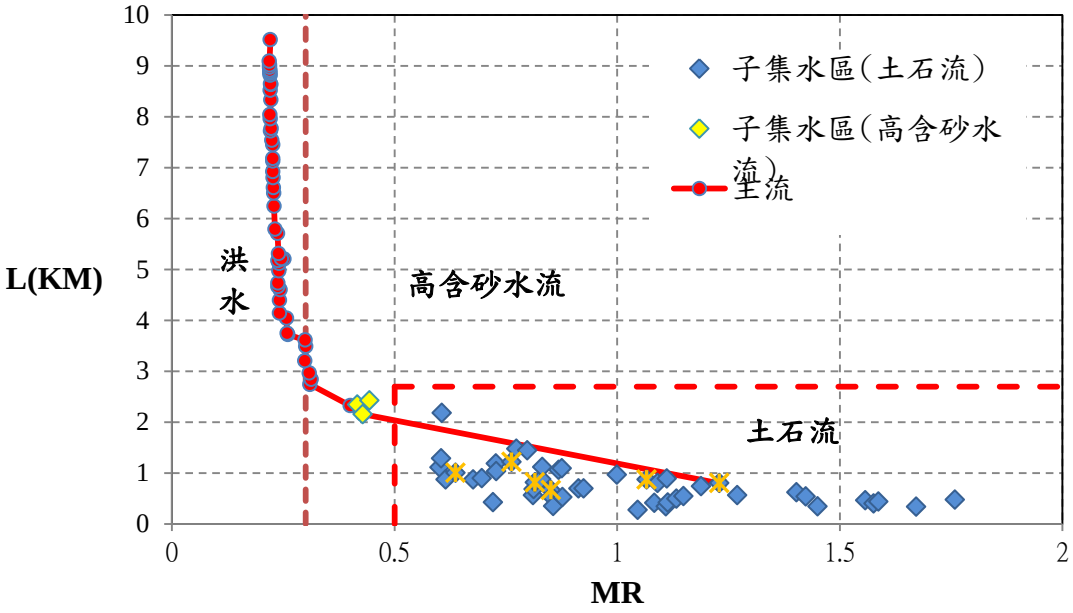


圖 4.13 流域主流長度(L)與流域險峻值(MR)之關係

第五章 平廣溪土石流潛勢溪流現勘

平廣溪集水區內有六條土石流潛勢溪流，分別為 F104-8 (No.2), F104-16 (No.3), DF091 (No.6), F104-19 or DF225 (No.23,24,25), F104-10 or DF226 (No.29) 及 F104-9 or DF227 (No. 36)(表 4.1)。 因限於人力及時間，本報告針對 DF091、DF226 及 DF225 進行現勘及驗證。

5-1 DF091 土石流潛勢溪流

5-1-1 DF091 土石流潛勢溪流概述

新北 DF091 約位於廣興里 14 鄰平廣路一段 88 巷，溪流與平廣路交會後注入平廣溪。新北 DF091 全長約 0.95 公里，溢流點以上高差 445m, 集水區面積約 52 公頃。 新北 DF091 之相關地理位置如圖 5.1 所示。蘇迪勒颱風時下游管涵遭土砂淤滿造成溢流，致使土石堆積於 14 鄰住戶週邊。蘇迪勒颱風時右岸之順向坡發生崩塌，其上之風化層厚約 5 公尺、坡度約 25 度，據住戶表示約 40 至 50 年前此順向坡便曾發生土石滑落，而稍上游另一處右岸邊坡亦於 103 年間發生順向坡崩塌。蘇迪勒颱風時發生崩塌之坡面其下移土石幾乎堵住河道，致使溪水溢流。



圖 5.1 新店區廣興里新北 DF091 地理位置圖

(改繪自內政部兩萬五千分之一比例尺基本地形圖)

5-1-2 DF091 區域地質概述

新北 DF091 集水區西北高、東南低，集水區內主要地層為大桶山層(Tt)及中游之粗窟層(Tu)。

1. 粗窟層岩性以細粒粉砂岩與硬頁岩互層為主，野外所見之砂岩常呈灰色或青灰色細粒砂岩為主;硬頁岩則多呈灰黑色,整體而言，其膠結程度佳。
2. 大桶山層以砂岩、硬頁岩互層岩組出現,其砂岩含量較粗窟層少，但比乾溝層多，另外層狀結構的比例也較粗窟層和乾溝層多。野外露頭之砂岩常以青灰色、灰色細粒砂岩出現,以地質鎚敲擊之，常鏗鏘有聲；硬頁岩常因風化而為植物覆蓋，且質地較軟弱。

新北 DF091 集水區內之主要地質構造為南北走向之屈尺斷層，約於集水區西側斜切而過。新北 DF091 之區域地質圖如圖 5.2 所示。

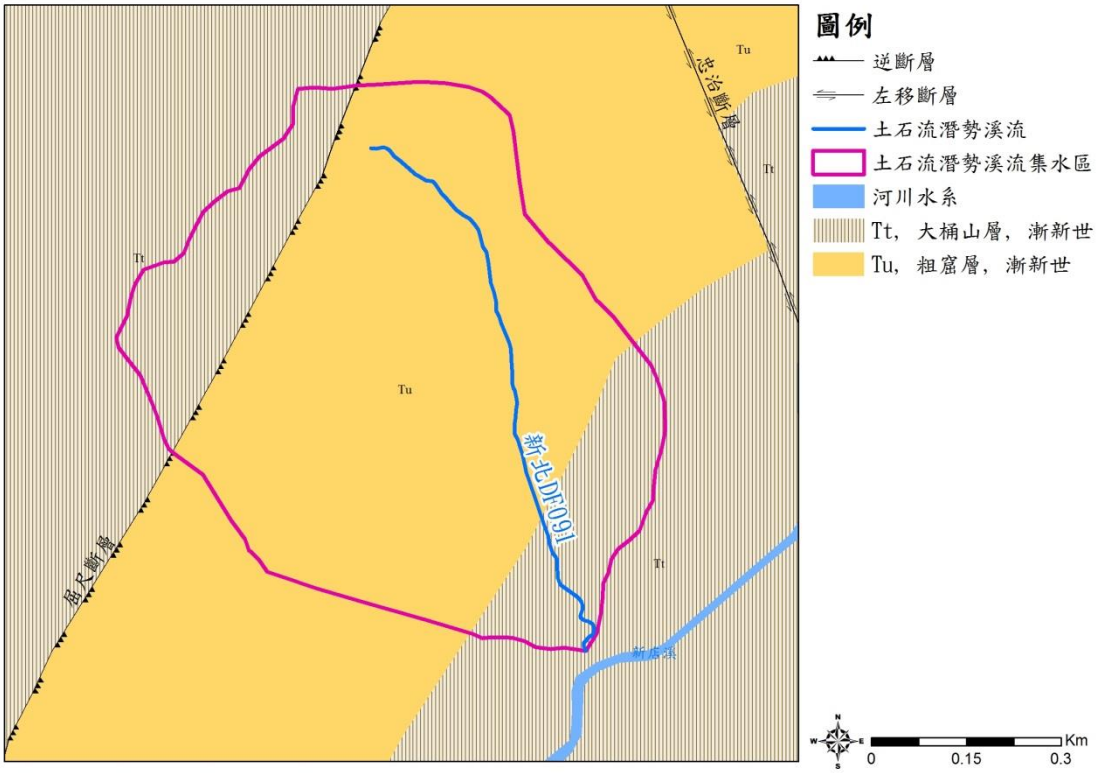


圖 5.2 新店區廣興里新北 DF091 地質圖

(改繪自地調所五萬分之一比例尺臺灣流域地質圖)



下游河道 2015/09/03



上游崩塌地 2016/07/04

圖 5.3 DF091 現勘之情形

5-1-3 DF091 現地勘查說明

新北 DF091 於 104 年 9 月 3 日及 105 年 7 月 4 日現勘(圖 5.3)，

於現地調查訪談公所及里民得知，新北 DF091 集水區之順向坡坡面於過去 40、50 年來陸續皆曾發生崩滑，於 104 年 8 月 8 日蘇迪勒颱風時豪雨誘發集水區順向坡崩塌，上午 5 時許崩塌土石下移幾乎阻斷溪流，並有泥流流動至平廣路一段 88 巷口住戶。現勘拍攝照片(編號)的位置如圖 5.4 所示，照片說明見圖 5.5)

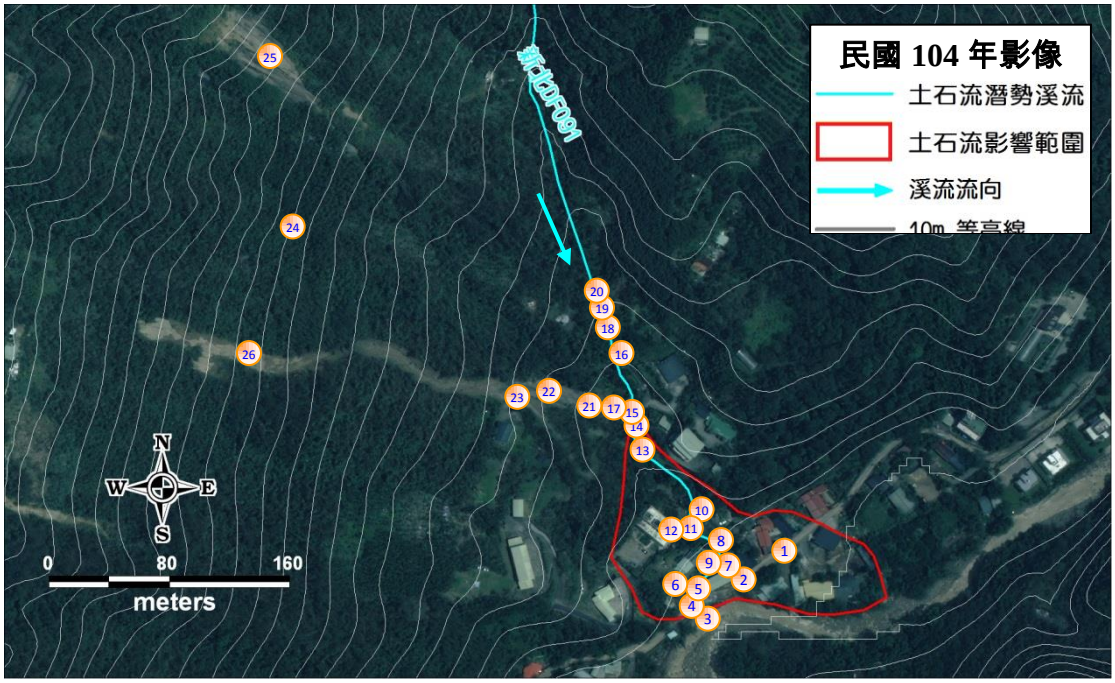


圖 5.4 新北 DF091 現場拍攝影像相對位置圖

新北 DF091 位於平廣路一段 88 巷附近，溪流以管涵（照片 4）通過平廣路後隨即注入平廣溪，由於渠道狹小於蘇迪勒颱風時遭土砂淤滿造成溢流，致使土石堆積於 14 鄰住戶週邊，故建議將下游 88 巷附近住戶納為保全住戶。平廣路旁可見土石流堆積扇的角礫基質支撐、粒徑逆篩選等特性，最大粒徑約 1 m。可見平廣路一段 88 巷是 DF091 古土石流的沖積扇(照片 6)。14 鄰後方之渠道蜿蜒窄小幅寬約 2 至 5 公尺（照片 10），溢流點即位於河道轉彎處（照片編號 12），由於附近溪床地形仍屬和緩（照片 13、14），在考量整體地形及集水區崩塌

地分布後，溢流點往上游調整至右岸順向坡崩塌之坡腳（照片 15）。

蘇迪勒颱風時右岸之順向坡發生崩塌，其上之風化層厚約 5 公尺、坡度約 25 度，據住戶表示約 40 至 50 年前此順向坡便曾發生土石滑落（照片 22、25、26），而稍上游另一處右岸邊坡亦於 103 年間發生順向坡崩塌（照片 25）。蘇迪勒颱風時發生崩塌之坡面其下移土石幾乎堵住河道，致使溪水溢流（照片 21），所幸土砂未大量下移，故擇此障礙物處作為溢流點。主流左岸產業道路(小坑一路)下側的 97 號民宅旁下邊坡有弧形崩塌(照片 27)，而產業道路(小坑一路)轉彎處的上方疑似舊崩塌地形。

綜觀現勘結果：新北 DF091 集水區有數處順向坡崩塌，蘇迪勒颱風時土砂仍未大量下移，但下游保全住戶皆鄰近河道，故建議依地形調整影響範圍，將地形上可能受災之住戶納為保全住戶。

	
4.以直徑 1m 管涵穿越平廣路，蘇迪勒下移土石將其淤滿(303566,2754648)(191 度)	10.渠道於 14 鄰住戶後方幅寬約 4 至 5m，溪水將渠底刷深(303569,2754703)(222 度)

	
15.右岸順向坡崩塌之坡腳，土石幾乎阻斷河道，此障礙物處可能成為溢流點(303529,2754767)(256 度)	16.溢流點上游溪流幅寬僅數公尺(303512,2754813)(167 度)
	
21.右岸崩塌地坡腳，崩塌約於上午 5 時發生，堵住河道後往兩側溢流(303537,2754783)(248 度)	22.集水區右岸之崩塌，為順向坡地形，其上之風化層厚約 5m，40 至 50 年前即曾裸露過(303534,2754786)(264 度)
	
25.集水區右岸之順向坡地形崩塌，為 103 年時崩落(303536,2754786)(310 度)	26.集水區右岸之崩塌，為順向坡地形(303534,2754787)(274 度)

	
6.平廣路旁可見土石流堆積扇的角礫基質支撐、粒徑逆篩選等特性。最大粒徑約 1 m	27.產業道路(小坑一路)下側 97 號民宅旁坡體崩塌，產業道路上方則仍有舊崩塌地形

圖 5.5 現勘 DF091 照片說明(照片編號之位置見圖 5.4)

5-2 DF226 土石流潛勢溪流

5-2-1 DF226 土石流潛勢溪流概述

新北 DF226 土石流潛勢溪流(以下簡稱新北 DF226)位於新北市新店區廣興里平廣路一段 273 號旁，可由省道台 9 甲線於廣興橋前往新店溪左岸廣興路，再銜接平廣路前往溪流下游，於平廣路一段 273 號旁即可見新北 DF226 注入平廣溪，新北 DF226 之地理位置如圖 5.6 所示。新北 DF226 溪流長度 1.06km， 集水區面積 33 公頃，溢流點以上高程差約 390 m。 根據水保局「104 年蘇迪勒颱風重大土砂災例最速報」之資訊，新北 DF226 於民國 104 年蘇迪勒颱風期間，新北市新店地區降下超大豪雨，8 月 8 日 上午 8 時造成平廣路一段 273 號旁野溪發生土石流，沖毀該戶民宅一處倉庫，並間接波及下方之 270 號民宅，土砂堆積區域長約 100 公尺，寬約 20 公尺，面積約 2,000 平方公尺，堆積土方量約 3,000 立方公尺。

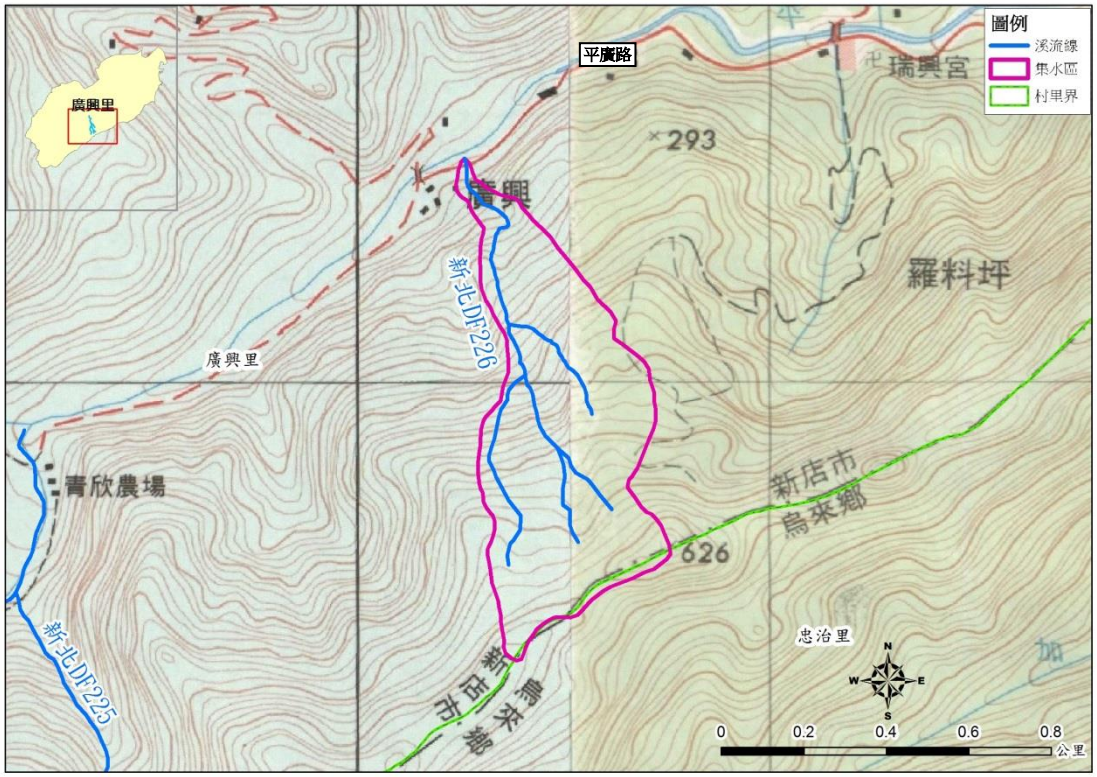


圖 5.6 新北 DF226 地理位置圖

(改繪自內政部兩萬五千分之一比例尺基本地形圖)

5-2-2 DF266 區域地質概述

參考內政部經建版兩萬五千分之一地形圖，新北 DF226 集水區地勢南高北低，集水區由海拔 630 公尺降至 190 公尺，流域高低差約為 440 公尺，另依據經濟部中央地質調查所五萬分之一比例尺臺灣流域地質圖資，新北 DF226 集水區內主要地層由上至下游依序為粗窟層(Tu)、大桶山層(Tt)及木山層(Ms)，各層岩性概述如下：

1. 粗窟層(Tu)岩性以細粒粉砂岩與硬頁岩互層為主，野外所見之砂岩常呈灰色或青灰色細粒砂岩為主；硬頁岩則多呈灰黑色，整體而言，其膠結程度佳。
2. 大桶山層(Tt)以砂岩、硬頁岩互層岩組出現，其砂岩含量較粗窟層少，但比乾溝層多，另外層狀結構的比例也較粗窟層和乾溝層多。

野外露頭之砂岩常以青灰色、灰色細粒砂岩出現，以地質鎚敲擊之，常鏗鏘有聲；硬頁岩常因風化而為植物覆蓋，且質地較軟弱。

3. 木山層(Ms)主要岩性以白色中至細粒正石英砂岩或原石英砂岩為主，多呈厚層或塊狀，有時具有明顯之交錯層構造及含有暗紅色氧化鐵結核。新北 DF226 集水區內主要之地質構造為東北、西南走向之屈尺斷層，約自集水區中央地帶橫切而過，地質圖如圖 5.7 所示。

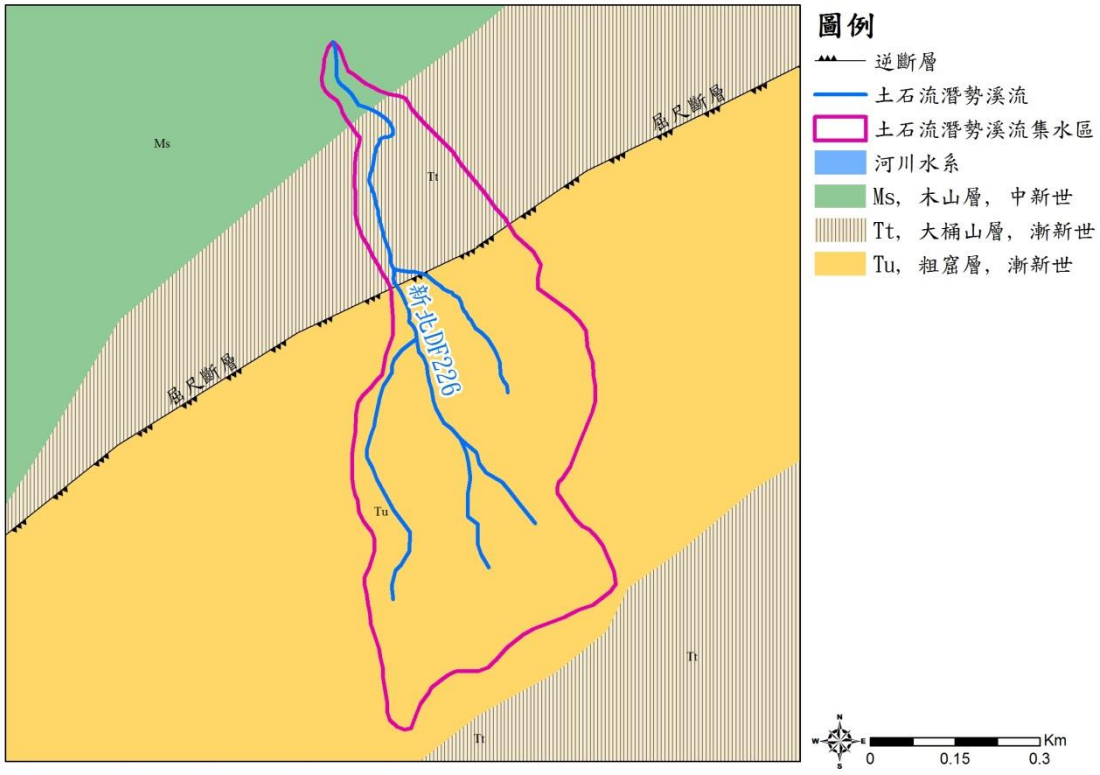


圖 5.7 新北 DF226 地質圖

(改繪自地調所五萬分之一比例尺臺灣流域地質圖)

5-2-3 DF266 現地勘查說明

新北 DF226 之現調日期為民國 105 年 2 月 3 日及 5 月 4 日，現地調查之 GPS 定位系統係使用 TWD97 二度分帶坐標系統。現地調查

照片說明如下：

(一)發生潛勢與保全對象現況

將新北DF226集水區套疊104年影像於室內判釋及現勘調查後，總崩塌面積約 0.08 公頃，總崩塌率 0.24%，屬無明顯崩塌，詳如圖5.8所示。

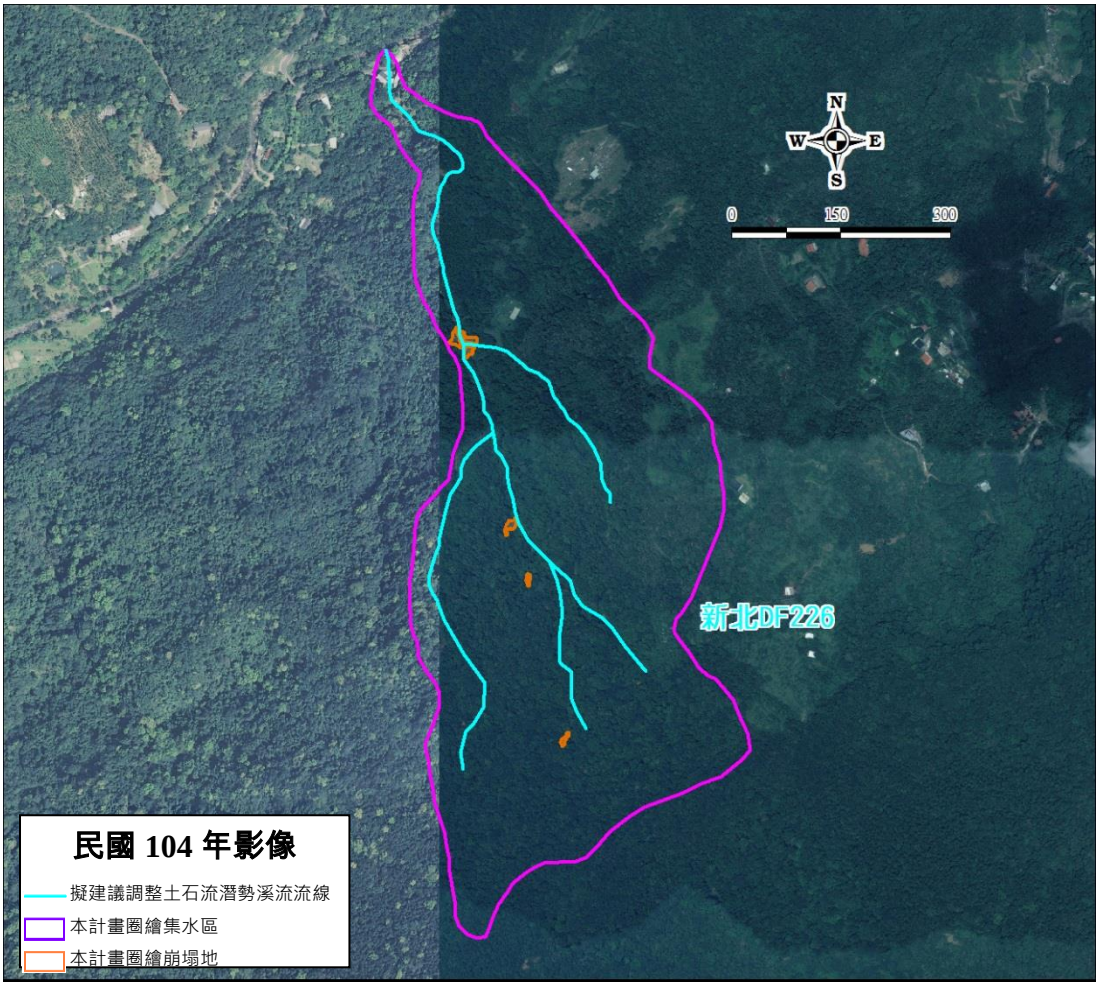


圖 5.8 新北 DF226 土石流潛勢溪流集水區崩塌地分布圖

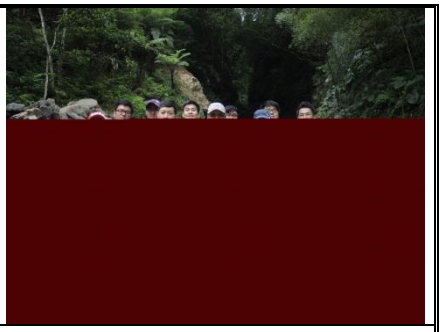
新北 DF226 土石流潛勢溪流經由現地調查後，將拍攝物位置標示於圖 5.9 之配置圖，而照片說明中另可見拍攝者 GPS 定位坐標及拍攝方位角。圖 5.10 為 新北 DF226 土石流潛勢溪流之現地勘查照片，

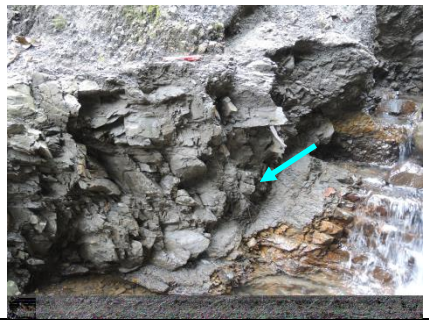
拍攝物位置標示於圖 5.9 之配置圖，而照片說明中含 GPS 定位坐標及拍攝方位角則為 2016/02/03 之現勘紀錄。

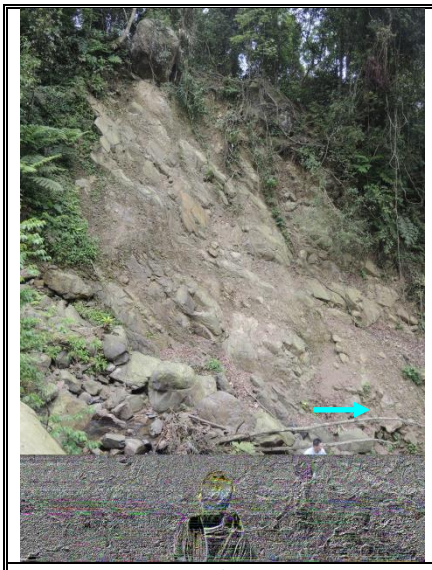
整體而言，由航照及現勘(圖 5.9-5.10)可知新北 DF226 於 104 年蘇迪勒颱風後，集水區內並無明顯新增崩塌，集水區整體植生多以自然林為主，植生狀況屬密集，然河道於下游出谷口處堆積大量土石(照片 1,2,4,5)，轉彎時可見超高約 1.5 m(照片 7)及樹幹石頭刮痕約 3 m 高(照片 8)。現勘時可見下游及中游河岸崩塌狀況，河道上有多個高度 3-10m 岩床跌水 (照片 9-12),另河床上可見斷層泥(照片 13)，斷層泥上游(即屈尺斷層之上盤) 崩塌土方多在斷層的上層並有一處高約 10m 的天然堰塞壩(照片 14)。堰塞壩上游左岸崩塌上方仍有巨石堆積(高於河床約 15 m)，蘇迪勒颱風的土砂料源應主要即為此崩塌體所提供(照片 15)。未來在暴雨期間可能再次崩落或土石持續向下流動，進而影響下游保全住戶，故建議持續觀察集水區內是否新增崩塌坡面與溪床土石變化情形。



圖 5.9 新北 DF226 土石流潛勢溪流現勘照片位置圖

		
1.平廣路一段上游右岸之貨櫃屋遭土石流堆擠至 270 號住戶附近 (301101,2753319)(22 度)	2.下游與平廣路一段下方箱涵交會，通水斷面高 1m、寬 2.5m、長 3m，遭土砂堵塞 (301094,2753311)(18 度)	7. 20160504 現勘攔砂壩址

		
4.下游與平廣路一段交會處上游已進行初步整治，河道坡度約 15 度 (301102,2753297)(315 度)	5.下游左岸為保全住戶平廣路一段 273 號，右岸為 270 號 (301099,2753286)(330 度)	6.保全住戶平廣路一段 273 號位於下游左岸，1 樓磚造 2 樓鐵皮，曾遭土石流穿越房舍 (301067,2753314)(117 度)
		
7.土石於下游於出谷口處流出後形成平均坡度約 15 度之堆積扇 (301101,2753252)(8 度)	8.下游左岸受土石淘刷高差約 6m，右岸已進行整地 (301143,2753248)(274 度)	9.溢流點為河道谷口，上游為狹窄溝谷地形，可見土砂堆積堵塞(301123,2753246)(143 度)
		
12.溢流點左岸為硬頁岩岩盤 (301141,2753248)(201 度)	13. 中游溪床上之斷層泥 (屈尺斷層經過處)	14.中上游有二處跌水及天然壩(高約 10 m)



15. 上游左岸崩塌上方仍有巨石堆積(高於河床 15 m)

圖 5.10 DF226 現地勘查照片說明

5-3 DF225 土石流潛勢溪流

5-3-1 DF225 土石流潛勢溪流概述

行政院農業委員會民國 105 年公開新增之土石流潛勢溪流─新北 DF225(以下簡稱新北 DF225) 位於新店區廣興里幼獅地區，由省道台 9 甲線於廣興橋前往新店溪~~右~~左岸廣興路，再銜接平廣路一段前往溪流下游，於平廣路一段 361 巷口即可見新北 DF225 注入平廣溪。新北 DF225 之地理位置如圖 5.11 所示，集水面積 318 公頃，溪流長度 2.57 公里，高程差 744 公尺， 平均溪流坡度 11^{o}。 2013 年八月蘇迪勒及杜鵑颱風期間，此處皆有土砂堰塞民宅及淤滿河道的災情傳出。

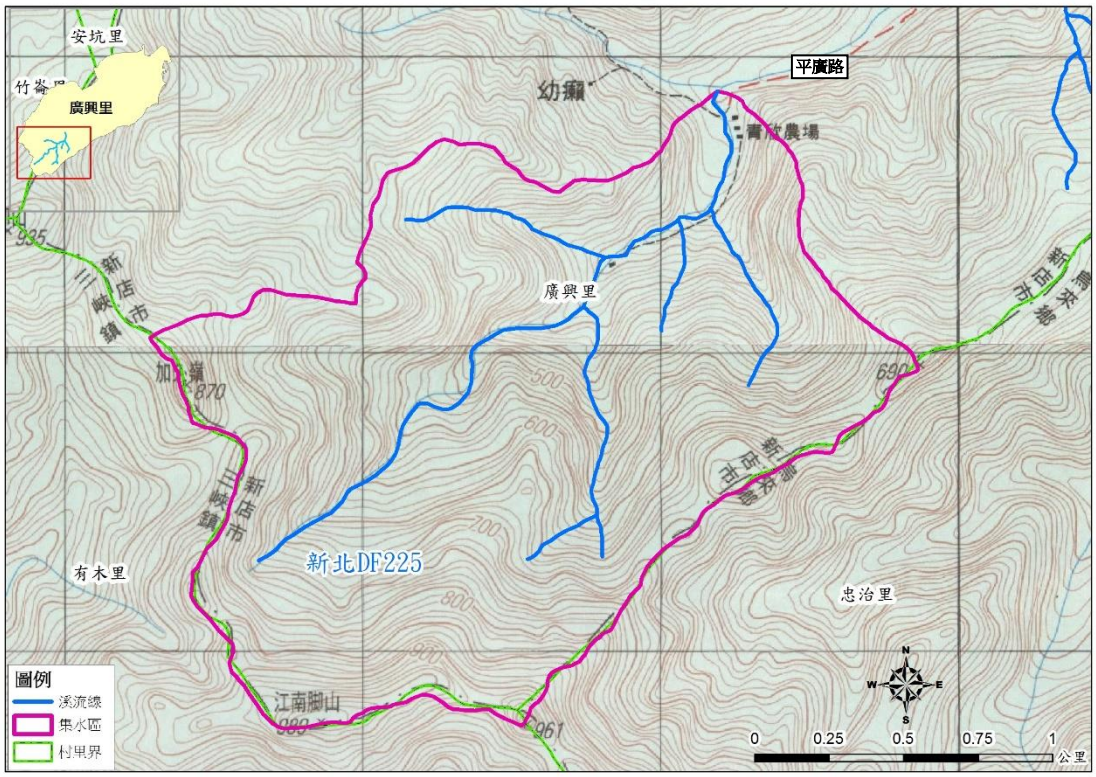


圖 5. 11 新北 DF225 地理位置圖

5-3-2 DF225 區域地質概述

根據內政部經建版兩萬五千分之一地形圖，新北 DF225 集水區地勢西南高東北低，由江南腳山降至平廣溪河道，高度約介於海拔 989 公尺至 245 公尺之間，高差約 744 公尺。另依據經濟部中央地質調查所五萬分之一比例尺臺灣流域地質圖資，新北 DF225 地質圖如圖 5.12 所示。新北 DF225 集水區地層主要位於木山層(Ms)、粗窟層(Tu)、大寮層(Tl)，各層岩性概述請參見第二章說明。

新北 DF225 集水區內有一條東北-西南走向之屈尺斷層通過，本斷層為新店丘陵地區主要的逆斷層構造之一，斷層下盤地層以中新世為主，漸新世大桶山層僅分布於極有限的區域；斷層上盤的地層則以漸新世地層為主，中新世地層僅有木山層分布於各主要向斜的軸部。由於斷層斜切上、下盤的褶皺構造，斷層兩側的地層變化甚大，且層

位落差時有變化。

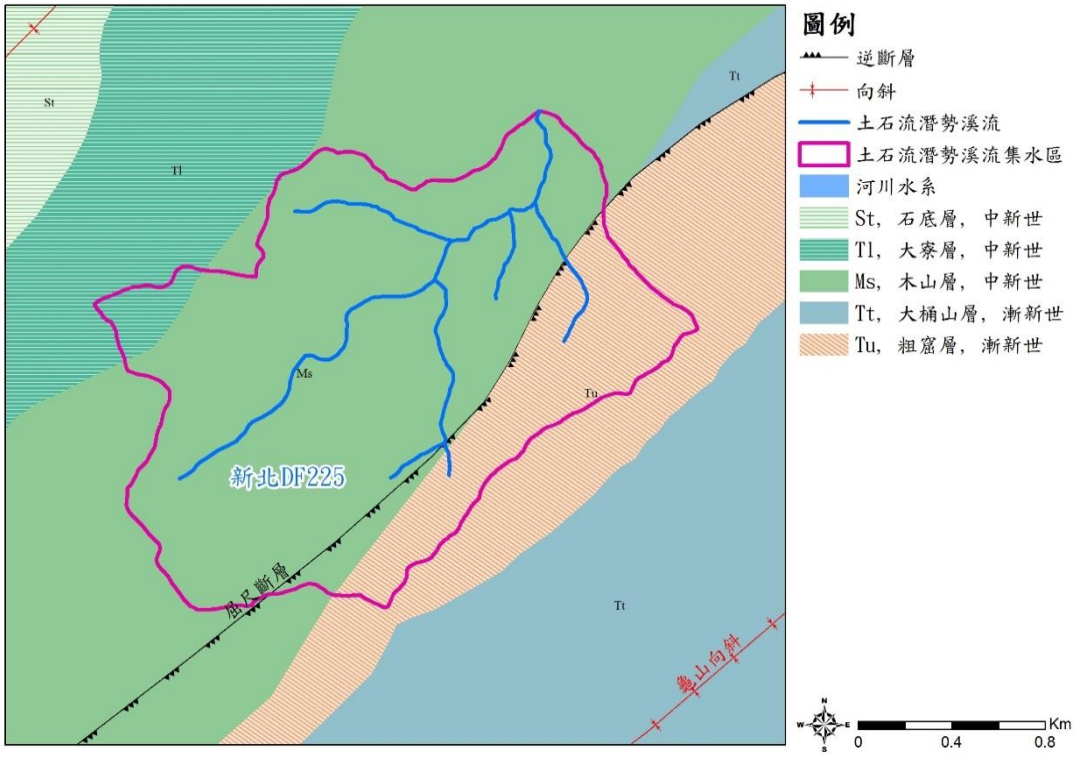


圖 5. 12 新北 DF225 地質圖

(改繪自地調所五萬分之一比例尺臺灣流域地質圖)

5-3-3 DF225 現地勘查說明

新北 DF225 之現場勘查調日期為民國 105 年 02 月 03 日，現地調查可知上游植被茂密、崩塌量不明顯，上游發生區坡度約 30^{o}-50^{o}。新北 DF225 集水區套疊 103 年影像於室內判釋及現勘調查後，總崩塌面積約 0.7 公頃，總崩塌率約為 0.22%，屬無明顯崩塌，詳如圖 5.13 所示。

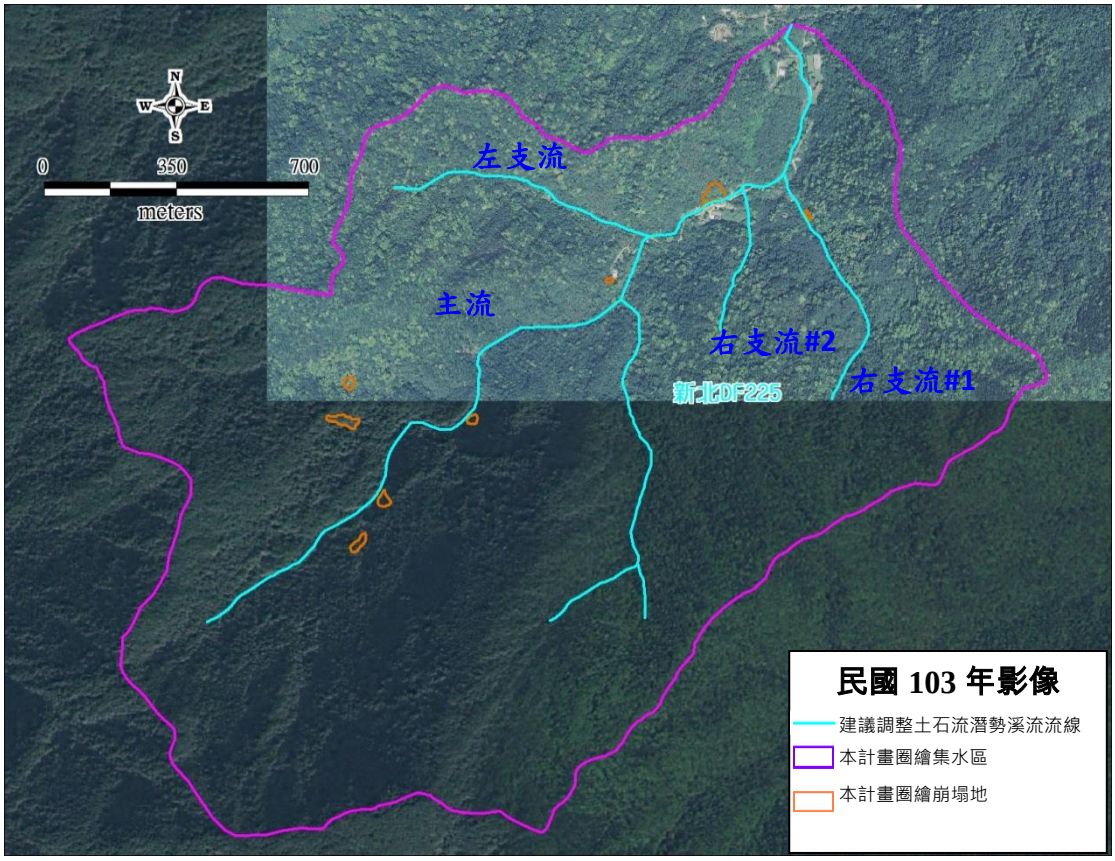


圖 5. 13 新北 DF225 土石流潛勢溪流集水區崩塌地分布圖

新北 DF225 土石流潛勢溪流經由現地調查後，將拍攝物位置標示於圖 5.14-5.15 之位置圖，照片說明並註明拍攝者 GPS 定位坐標及拍攝方位角。

整體而言，新北 DF225 於 104 年蘇迪勒颱風後，集水區內崩塌裸露並無明顯復育情形，溪床仍見豐富堆積土石材料，另從集水區崩塌率及現地勘查研判溪床堆積土石材料多為洪水引致河岸崩塌後下移。下游右支流#2(集水區 24)溢流點位於地形開闊處起點、主流下游溢流點則位障礙物與地形開闊處起點，且影響範圍終點止於實際災害範圍末端，二者皆符合其溢流特性。

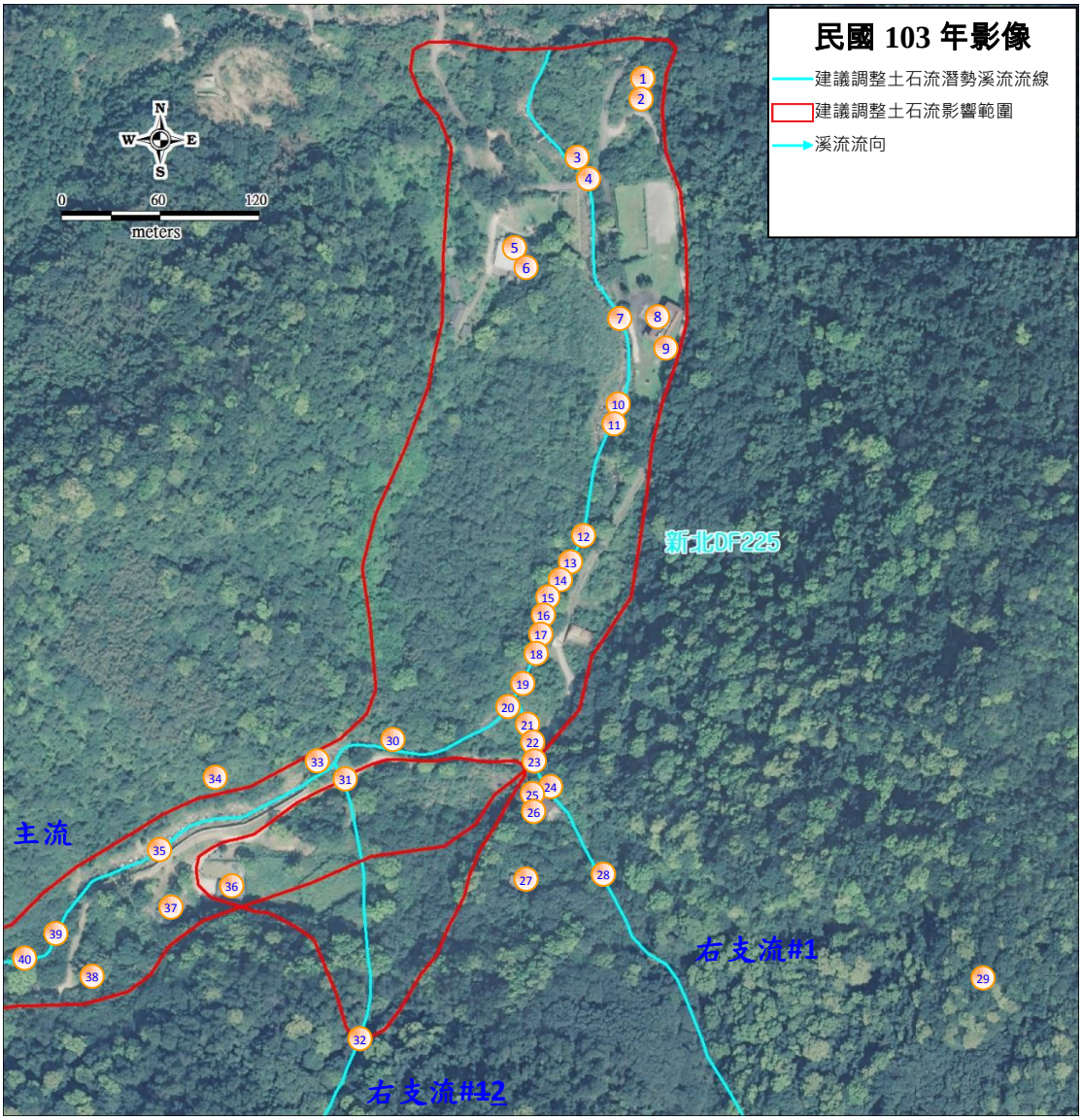


圖 5. 14 新北 DF225 土石流潛勢溪流發生潛勢因子與保全對象位置圖(1/2)

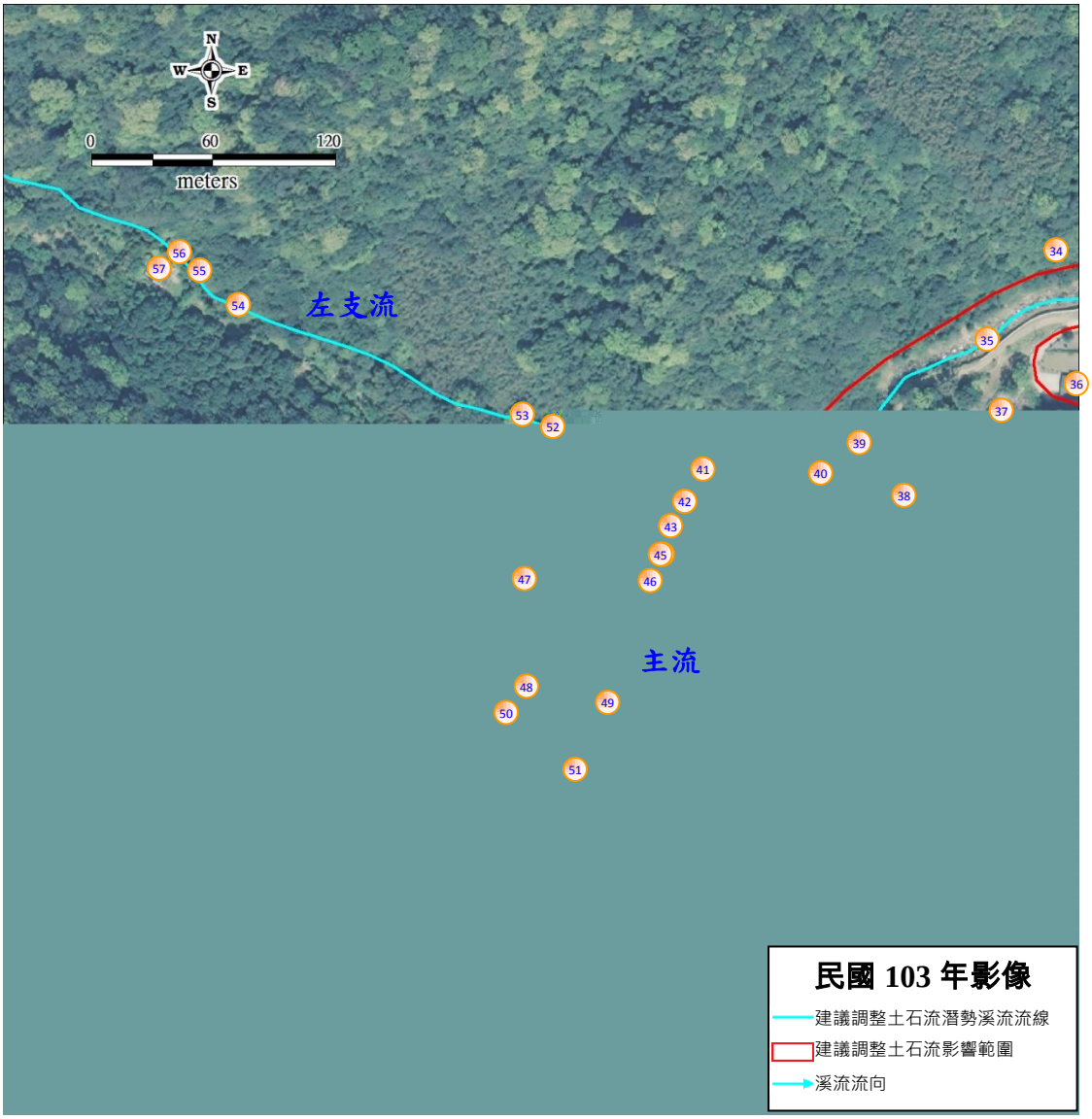
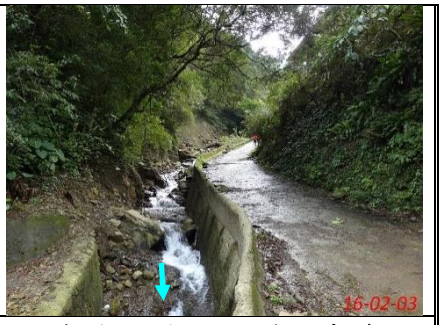
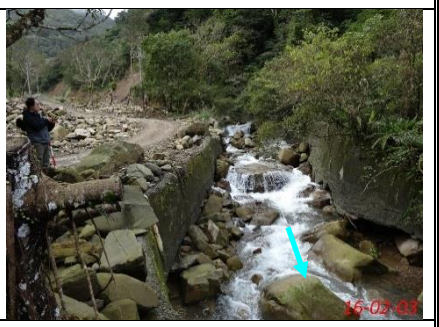


圖 5. 15 新北 DF225 土石流潛勢溪流發生潛勢因子與保全對象位置圖(2/2)

		
1.無名橋#1 下游右岸平廣路一段 359 號保全住戶 (300067,2752644)(27 度)	2.無名橋#1 下游右岸平廣路一段 359 號保全住戶 (300044,2752604)(29 度)	3.104 年蘇迪勒颱風時無名橋#1 下游兩側推估為洪水沖刷岸壁引致下移之土石 (300039,2752603)(351 度)

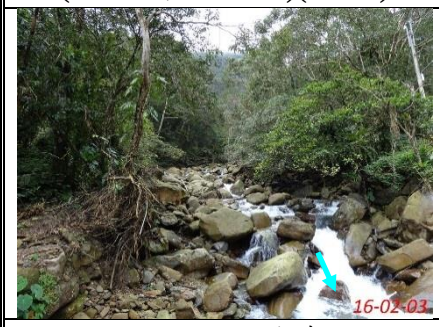
		
4.新北 DF225 下游與無名橋#1 交會處通水斷面 W=4.5m、H=2.5m (300039,2752594)(29 度)	5.無名橋#1 上游左岸平廣路一段 365 號保全住戶於蘇迪勒颱風時土砂淤積約 30 cm (299994,2752596)(172 度)	6.平廣路一段 365 號保全住戶圍牆於蘇迪勒颱風時損毀 (300059,2752536)(284 度)
		
7.開元大道院旁溪床大量堆積土石為洪水造成岸壁沖刷引致，土砂堆積寬度約 40 公尺，溪床坡度約為 6 度 (300060,2752543)(173 度)	8.平廣路一段 365 號(開元大道院)保全住戶聯外道路於蘇迪勒颱風時遭漫流土石阻斷 (300063,2752536)(126 度)	9.開元大道院於蘇迪勒颱風時，外側土砂流深高約 1m (300089,2752485)(8 度)
		
10.下游河道於蘇迪勒颱風後河道展寬，寬度約 30m (300085,2752451)(303 度)	11.開源大道院旁溪床岸壁沖刷引致溪床拓寬與局部加深 (300008,2752248)(14 度)	12.下游河道於蘇迪勒颱風後刷深，渠道深槽偏左側 (300061,2752391)(256 度)

		
13.下游河道於蘇迪勒颱風刷深，深度約 2-2.5m (300066,2752403)(225 度)	14.下游左岸道路遭洪流沖毀，岸壁塊石隨洪水下移 (300064,2752373)(253 度)	15.道路護欄#1 遭破壞 (300062,2752362)(243 度)
		
16.下游左岸原道路遭洪流沖毀後岸壁塊石隨洪水下移 (向下拍) (300036,2752301)(330 度)	17.道路護欄#2 遭破壞 (300039,2752306)(310 度)	18.道路護欄#3 遭破壞 (300035,2752302)(315 度)
		
19.下游左岸原道路遭洪流沖毀，岸壁土石下移 (300039,2752305)(256 度)	20.下游河道束縮段寬約 2.5m，整流工基礎被洪水淘空 (299945,2752256)(63 度)	21.右支流通過無名版橋#2 後注入主流 (300027,2752279)(236 度)

		
22.右支流通過無名版橋#2 後注入主流 (300020,2752270)(222 度)	23.無名版橋#2 通水斷面 W=1.5m、H=2m (300016,2752252)(239 度)	24.無名版橋#2 上游右支流#1 溪床平均坡度約 10 度，支流整流工未見明顯毀壞 (300011,2752252)(159 度)
		
25.右支流#1 下游左岸平廣路一段 361 巷 21 號廢棄民宅 (300006,2752242)(155 度)	26.右支流#1 下游左岸平廣路一段 361 巷 21 號民宅外側 (300029,2752216)(304 度)	27.右支流#1 左岸建物(廟) (300009,2752196)(189 度)
		
28.右支流#1 右岸崩塌土石堆積於溪床 (300052,2752202)(177 度)	29.右支流#1 集水區未見明顯崩塌裸露 (299896,2752238)(107 度)	30.下游河道束縮段，溪寬約 2.5m，整流工基礎裸露 (299951,2752257)(281 度)

		
31.右支流#2 注入主流處未有明顯渠道(299937,2752253)(250 度)	32.右支流#2 溢流點位於土石流堆積扇頂點，屬地形開闊處起點(299907,2752247)(181 度)	33.右支流#2 注入主流處溪床坡度約 3-5 度，土石可能有淤塞河道(299876,2752241)(21 度)
		
34.右支流#2 左岸崩塌地 L=130m、H=33m(299882,2752233)(275 度)	35.平廣路一段 361 巷 51 之 1、之 2 號旁溪床平均坡度介 3-6 度，保全住戶房舍並未被土石淤塞(299800,2752201)(251 度)	36.下游右岸平廣路一段 361 巷 51 之 2 號保全住戶(299834,2752215)(189 度)
		
37.下游右岸平廣路一段 361 巷 51 之 1 號保全住戶(299784,2752177)(161 度)	38.下游無門牌保全住戶(299756,2752147)(206 度)	39.河道匯流下游轉彎處，河道的塊石及浮木形成堰塞壩(299753,2752135)(285 度)

		
40.下游河道部分堆積土石料源為兩側岸壁遭淘刷後提	41.左支流匯入主流處左岸崩塌(299638,2752123)(32 度)	42.無名版橋#3 交會處下游左岸可見左側岸壁遭沖刷毀壞

供，平均粒徑介於 8-30 公分 (299733,2752116)(292 度)		跡象(299617,2752091)(35 度)
		
43.無名版橋#3 交會處左岸道路可通往左支流 (299608,2752078)(37 度)	44.主流與無名版橋#3 交會處通水斷面 W=3.5m、H=1.2m (299639,2752124)(205 度)	45.主流溢流點位於下游障礙物與地形開闊處起點 (299638,2752123)(205 度)
		
46.無名版橋#3 交會處上游土石堆積材料平均粒徑介於 8-30cm，最大約 0.5m (299621,2752086)(202 度)	47.集水區下游兩側坡面可見數處發展中蝕溝 (299564,2752065)(323 度)	48.左岸平廣路一段 361 巷 51 號住戶與溪床已有高差，研判應不受土石流影響 (299561,2752035)(204 度)

		
49.平廣路一段 361 巷 51 號與河道高差逾 10m(向下拍攝)(299574,2752007)(68 度)	50.平廣路一段 361 巷 51 號於蘇迪勒颱風時遭後方岩屑崩滑淤埋約 0.3m(299557,2752013)(260 度)	51.平廣路一段 361 巷 51 號與河道高差約 9m(向上拍攝)(299571,2752002)(155 度)
		
52.左支流下游溪床堆積平均坡度約 6-10 度(299559,2752145)(55 度)	53.左支流下游溪床堆積土石材料平均粒徑介於 8-30cm(299559,2752145)(339 度)	54.左支流下游溪床堆積平均坡度約 6-10 度(299422,2752203)(318 度)
		
55.左支流左岸崩塌裸露提供土石料源(299393,2752227)(45 度)	56.平廣路一段 361 巷 60 號旁溪床平均坡度約 10 度(299360,2752257)(127 度)	57.平廣路一段 361 巷 60 號房舍可能受岩屑崩滑波及(299389,2752233)(258 度)

圖 5. 16 新北 DF225 土石流潛勢溪現勘照片

由上述現勘可知新北 DF225 土石流潛勢溪流的土砂運移情形，除右支流#2(集水區 24, 圖 5.13) 有明顯古土石流沖積扇被沖出外(圖 5.17)，全區並無其他明顯土石流的運動或堆積型態，且河道中並無側積堤或粒徑逆分層現象。 下游土砂來源主要為左側岸壁崩塌堵塞原有河道(圖 5.18 圖 5.16 照片 34)，致使河流改道並造成右側土石流沖積扇趾部遭洪流刷深。河道匯流點處可見枯樹及巨石形成堰塞壩，可能抬高水位及潰流時之洪峰流量(圖 5.19, 參見圖 5.15 照片 39 位置)。



圖 5. 17 支流#2 土石流沖積扇趾部遭洪流刷深



圖 5. 18 左側岸壁崩塌堵塞原有河道造成河流改道及右側沖積扇趾刷深



圖 5. 19 河道匯流點處可見枯樹及巨石形成堰塞壩

由圖 5.14(照片點 31 到 1)及圖 5.20(點 D 到 D')可知，從右側土石流沖積扇趾部(D, 圖 5.20)到平廣溪主流點(D', 圖 5.20)之間的下游河谷長約 460m，坡度則約 6 ^{o}。下游原河道在匯入主流時偏向左岸(圖 5.14)，蘇迪勒及杜鵑颱風時洪流挾帶大量土石致河道淤塞，並沖毀左側民宅圍牆(圖

5.21)；水流則改向右岸道路及開元大道院。左岸可見細泥淤積約 0.3 m(圖 5.22)，右岸開元大道院外牆之泥水痕約高於地面約 1.2 m, 室內泥水痕約 0.3 m(圖 5.23)，此一河段並未見土石流在此坡度下(6-10^{o})應有明顯沖積扇淤積型態或撞擊破壞。另外，右岸開元大道院前方的濟公雕像未破損(原位於房舍上游處，圖 5.16 照片 9 處)及廣場旁南洋杉樹幹的枯樹枝纏繞(圖 5.24，圖 5.16 照片 8 處左側)顯示是上游壅水波所造成，而非土石流所致。故此段河谷(由集水區 22,23,24,25 之合併影響) 之土砂運移型態應以高含砂水流或洪水為主。

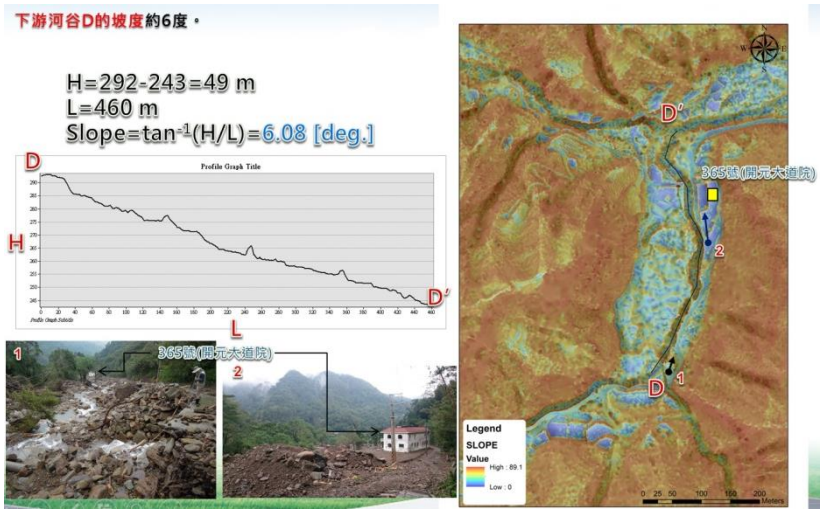


圖 5. 20 新北 DF225 下游河谷地文特性分析



圖 5. 21 下游匯入主流時原河道淤塞並沖毀左側民宅圍牆



圖 5. 22 下游匯入主流左岸細粒料淤積約 30 cm



圖 5. 23 蘇迪勒颱風開元大道院內外土砂災情



圖 5. 24 開元大道院前廣場旁南洋杉樹幹的枯枝纏繞

5-4 現勘小結

根據修正之子集水區的流域長(L<4.0 km)與流域險峻值(MR>0.5)的關係，平廣溪六條土石流潛勢溪流皆符合土石流集水區 (Wilford et al., 2004; 沈淑敏 2007; Welsh et al., 2010)。 DF091 ，DF225 及 DF226 土石流潛勢溪流具土石流流動型態， 其特徵為土石流沖積扇的逆分層(大顆粒在上方)及基質支撐，及輸送段河道旁樹幹上的塊石撞擊(DF226)。平廣溪六條土石流潛勢溪流的子集水區皆有屈尺、信賢、或忠治等斷層經過(圖 2.33)，其中 DF091,DF225,DF226 三條土石流潛勢溪流的上游源頭區皆在屈尺斷層上盤，且河岸崩塌主要位於斷層

泥上游(圖 5.10 照片 13)。由現勘調查可知斷層位置對於脆弱地質及崩塌區位及提供土石流的土砂料源有重大效應。

第六章 結論與建議

本研究整合高精度數值地形並萃取新北市平廣溪集水區誘發崩塌及土石流的重要地文參數，與歷史災害之微地形判釋成果及崩塌目錄套疊及進行現勘，了解山區集水區內過去土砂災害發生之料源、型態、溢流點、致災規模及影響範圍等關係。最後以蘇迪勒風災所引起之平廣溪實際土砂災害調查資料進行驗證。 初步成果彙整如下:

1. 平廣溪之河流級序大多以一級與二級河流等級為主(佔總數比例 81.2%)。集水區內的構造線型走向顯示，平廣溪早期因受西北-東南向之大地應力擠壓，以致發展出東北-西南向之褶皺構造，並於應力最大集中區域-屈尺斷層線上，發展平廣溪之主流線型。微水系流向統計方位，為大地應力擠壓後之剪切節理發育走向(N15°~70°W)，而五級河流則近似大地應力擠壓後之伸張節理走向，地質構造與節理發育對於本集水區內微水系發展息息相關。

2. 水系密度最高區域集中於集水區之西北與西方山稜線側，與地質構造及地層交界線型分佈距離有其關聯性，愈靠近地質構造則其節理發達程度越高，水系發育則相對密集。淺層崩塌目錄

範圍坐落位置亦多處水系密集處，坡度介於 30~40 度為主，以降雨引致崩塌的機制為主。

3. 平廣溪集水區內西北側有部分岩體滑動範圍位於水系核密度高值區，顯示目前判釋之岩體滑動區內塊體尚未受強風化與水系發育所切割，故滑動塊體之完整性尚稱良好。以蘇迪勒風災於本區域所誘發之土石流災害而言，除新北 F104-8 崩塌地為岩體滑動災害所誘發外，其餘五條之料源(發生區)與岩體滑動無直接相關，故初步可確認本區域土石流土砂來源多為側壁沖刷或坡腳失穩所產生之淺層岩屑崩滑。研究區內之本次發生土石流溪流或蝕溝，其上游區、溪流線匯集及河道轉折處皆與斷層線(信賢、屈尺與忠治斷層)通過有關。顯見區域地質構造線鄰近區位，其於地形上所產生的弱面與土石流料源區具正相關性。

4. 平廣溪所有子集水區的地貌參數以修正流域長(L<4.0km)與流域險峻值(MR>0.5) 來判定土石流溪流具有可行性。主流長度(Lm)與主流流域險峻值(以匯入主流之上游總面積及總高程差計算 MR)之關係可知平廣溪源頭子集水區(No. 24)為土石流潛勢溪流，但在匯入較平緩的子集水區(No. 22, 23)後的土砂

運移型態便由土石流，迅速轉化為高含砂水流，並在開源大道院的匯流點處(No.26)以下轉為洪水災害。即平廣溪源各子集水區容易發生土石流災害，造成下游道路涵管淤塞；主流則以洪水災害為主，容易發生較大範圍之溢淹或河堤沖毀災情。

5. DF091，D225F 及 DF226 等三條潛勢溪流經現勘調查後確定流動型態為土石流, 其特徵為土石流堆積的逆分層(大顆粒在上方)及沖積扇的基質支撐，及輸送段兩側樹幹上之塊石撞擊。屈尺、信賢及忠治等斷層經過平廣溪六條土石流潛勢溪流的子集水區，且屈尺斷層上盤皆在 DF091, DF225,DF226 上游源頭區；DF226 中游河床亦可見斷層泥(圖 5.10 照片 13)，河岸崩塌區位主要在斷層泥上游。由現勘調查可知斷層對於崩塌區位及提供土砂料源有重大效應。

6. 本集水區多處崩塌位於公路之上、下邊坡，且公路及聚落亦經過古土石流沖積扇，故土地開發與利用對崩塌與土石流之發生及災害規模具有正相關性。日後對集水區之土地開發利用，道路上、下邊坡排水設施及橋梁淨空之監測與維護應進行定期勘查及管理以降低各類土砂災害的風險。

參考文獻

1. 中華水土保持學會，「水土保持手冊工程篇」，10-14 頁，1992。
2. 今村遼平，地形工學入門-地形の見方・考え方，鹿島出版會，158 頁，2012。
3. 吳佐川，「台灣地區崩塌地區域特性之研究」，國立台灣大學森林研究所碩士論文，台北，1993。
4. 李璟芳、黃韋凱、冀樹勇，遙測新利器-立體彩繪明暗圖，地工技術，第 143 期，113-115 頁，2015。
5. 沈哲緯、蕭震洋、辜炳寰、曹鼎志、鄭錦桐、羅文俊， 運用隨機森林探討莫拉克颱風災區土石流發生因子關聯性， 災害防救科技與管理學刊，第 3 卷第 1 期，41-67 頁，2014。
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，第 7 卷第 2 期，96-105 頁，2012。
7. 沈淑敏、葉懿嫻、 黃健政、 張瑞津、 劉盈劭，花東縱谷北段的土石流扇和土石流溪溝的認定，中華水土保持學報,第 38 卷第 4 期， 311-324 頁，2007。
8. 周憲德、廖偉民，「孔隙水壓對溪床土石流發生機制之影響」，中華水土保持學報，第二十九卷，第三期，211-217 頁，1998。
9. 林佳萱、黃品綸、張耀文、徐子淳、周品均、莊庭瑄，大漢溪曲

流地形探索之旅，第 51 屆全國中小學科展作品，2011。

10. 林昭遠、林文賜，集水區地文水文因子自動萃取之研究，中華水土保持學報，第 31 卷，第 3 期，247-256 頁，2000。
11. 林森榮，「土石流發生之水文及地文條件應用於土石流預警之研究」，國立台灣大學農業工程研究所碩士論文，台北，1996。
12. 洪如江，「初等工程地質學大綱」，財團法人地工技術研究發展基金會，1991。
13. 張東炯、謝正倫，「中部地區土石流現場調查與分析」，農業工程學報，第 43 卷，第 3 期，31-46 頁，1997。
14. 張家豪，旗山溪河道幾何及水理特性變遷之研究，碩士論文，國立成功大學水利及海洋工程學系，台南，2012。
15. 梁文盛，水域生態及水利工程規劃設計原則與個案探討，京華工程顧問股份有限公司，2007。
16. 陳文福，集水區地文因子與土石流發生相關性之研究，農委會水土保持局專題研究報告，2003。
17. 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，180-189 頁，1999。
18. 游繁結，「土石流之基礎研究(一)土石流發生機制之研究」，中華水土保持學報，第 18 卷，第 2 期，28-45 頁，1987。

19. 黃韋凱、李璟芳、魏倫瑋、張玉莽、冀樹勇，公路邊坡易致災 LiDAR 微地形判釋與影響範圍數值模擬-以台 9 線大坑橋集水區為例，2014 岩盤工程研討會，台中市，台灣，2014。

20. 黃韋凱、魏倫瑋、李璟芳、林錫宏、紀宗吉，崩塌地調查與三維數值模擬-以平廣溪崩塌為例，中興季刊，130 期，45-54 頁，2016。

21. 新店區公所，新店區地區災害防救計畫，新店區公所，2015。

22. 經濟部中央地質調查所，環境地質與地質災害敏感區測繪作業準則，經濟部中央地質調查所，2006。

23. 經濟部中央地質調查所，五萬分之一臺灣地質圖說明書-新店圖幅，經濟部中央地質調查所，2000。

24. 詹仕堅、 孫志鴻，網格式數值高程模型擷取河系集流閾值之探討，國立台灣大學地理學報，第 28 卷，1-14 頁，2000。

25. 潘國樑，應用地質學，五南圖書出版有限公司，2015。

26. 蕭謙麗，蘭嶼火山島之地形演育，國立中央大學地球物理研究所碩士論文，1999。

27. 錢寧、張仁、周志德，河床演變學，科學出版社，1987。

28. 謝正倫、張東炯，「東部蘭陽地區土石流現場調查與分析」，第二屆海峽兩岸水利科技交流研討會，487-497 頁，1996。

29. 簡佐伊，應用降雨地文綜合指標評估土石流發生可能性之研究－

以高屏溪流域為例，成功大學水利及海洋工程學系碩士學位論文，2011。

30. 魏倫瑋、黃韋凱、黃春銘、李璟芳、林聖琪、紀宗吉，蘇迪勒颱風於臺灣北部之崩塌致災機制初探，中華水土保持學報，第 46 卷第 4 期，223-232 頁，2015。
31. Berti M and Simoni A. Prediction of debris-flow inundation areas using empirical mobility relationships. Geomorphology 90: 144– 161, 2007.
32. Bertrand, M., Liebault, F., Piegay, H. Debris-flow susceptibility of upland catchment. Nat. Hazards, Vol.67, pp.497-511, 2013.
33. Costa, JE Physical geomorphology of debris flows: in Costa,J. E., and Fleisher, P. J., eds., Developments and Applications of Geomorphology, Berlin, Springer-Verlag, p. 268-317,1984.
34. De Scally FA and Owens IF Morphometric controls and ge responses on fans in the Southern Alps, New Zealand, Earth Surf. Process. Landforms 29, 311–322, 2004.
35. Horton, R.E. Erosional development of streams and theirdrainage basins, Hydrophysical approach to quantitative morphology, Bull. G. S. A., 56, pp.275-370, 1945.
36. Hungr O, Evans SG, Bovis MJ, Hutchinson JN A review of the classification of landslides of the flow type. Environ Eng Geosci 7(3):221–238, 2001.
37. Jackson LE Jr, Kostaschuk RA, MacDonald GM Identification of debris-flow hazard on alluvial fans in the Canadian Rocky

Mountains. Rev Eng Geol 7:115–124, 1987.

38. Kostaschuk, R.A., G.M. Macdonald, and P.E. Putnam “Depositional process and alluvial fan- drainage basin morphometrics relationships near Banff, Alberta, Canada,” Earth Surface Processes and Landforms, 11:471-484. 22,1986.
39. Kostaschuk, R.A., G.M. Macdonald, “Rocky Mountain alluvial fans,” The Canadian Geographer, 31(4): 366-368,1987.
40. Lee, C.F., Lo, C.M., Chou, H.T., Chi, S.Y. Landscape evolution analysis of deep-seated landslides at Donao Peak, Taiwan, Environmental Earth Sciences. 75(1):29, 2016.
41. Melton, M.A. The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in southern Arizona, The Journal of Geology, Vol. 73, pp. 1-38,1965.
42. O’Brien JS, Julien PY, Fullerton WT Two-dimensional water flood and mudflow simulation. Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, 119(2):244–261,1993.
43. O’Callaghan, J.F. and D.M. Mark , The Extraction of Drainage Networks from Digital levation Data, Computer Graphics and Image Processing, 28:323-344,1984.
44. Pierson,T.C., Eosion and deposition by debris flow at Mount Thomas, North Canterbury, New Zealand, Earth Surface Process, 5, 227-247,1980.
45. Scheidl, C . and Rickenmann, D. Empirical prediction of debris-flow mobility and deposition on fans, Earth Surf. Process. Landforms 35, 157–173 , 2010.

46. Shi, X. Selection of bandwidth type and adjustment side in kernel density estimation over inhomogeneous backgrounds, Geographical Information Science, 24(5), pp.643-660, 2010.
47. Strahler, A.N. Hypsometric analysis of erosional topography, Bull. Geol. Soc. Am., 63, pp.1117-1142, 1952.
48. Stark, C.P. and Barbour, J.R. and Hayakawa, Y.S. and Hattanji, T. and Hovius, N. and Chen, H. and Lin, C.-W. Horng, M.-J. Xu, K.-Q. and Fukahata, Y., The climatic signature of incised river meanders, Science, 327(5972), pp.1497-1501 , 2010.
49. 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, Vol. 1, pp.61-66, 2004.
50. Yokoyama, R., Shirasawa, M. and Pike, R.J. Visualizing topography by Openness: A new application of image processing to digital elevation models. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, Vol. 68, pp. 257-265, 2002.
51. Yokoyama, R., Shirasawa, M. and Pike, R.J., Visualizing topography by Openness: A new application of image processing to digital elevation models, Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 68, pp.257-265, 2002.
52. Zakšek, K., Oštir, K. and Kokalj Ž. Sky-View factor as a relief visualization technique. Remote Sensing, Vol. 3, pp. 398-415, 2011.

附錄 一

期中審查會議紀錄暨回覆辦理情形

「105 年坡地土砂災害之地文因子綜整判定及現地判釋(以平廣溪為例)」創新研究計畫期中簡報

一、 會議時間:105 年 9 月 6 日(星期二)上午 10 時 0 分

二、 會議地點:水土保持局第三會議室

期中簡報會議紀錄及辦理情形

意見或建議	處理說明
一、UAV 拍攝之數值地形是否包含樹高(DSM)?因此宜再考量是否可用以做為河溪級序分級之用。且河溪級序之篩選其閥值攸關水系之劃設,建議須針對採用之閥值須加以說明。(不同地質條件會有不同之閥值)	本計畫採用光達(Linda)產製的 DTM(1m 及 5 m 精度), 故已濾除植被及樹高的影響，UAV 拍攝之數值地形僅作為裸地前後變化之參考。河溪級序之篩選經測試後，取 200 網格或 0.5 公頃做為溪流之閥值(CIF, Channel Initiation Function)，此一門檻值與前人研究成果相近。
二、微水序之級序劃分以 1M 精度之 UVA 影像為之，實地之比例尺多大?	實地比例尺精度約為 1/5000 左右。
三、P.28，謂節理發達程度與地質構造有關，此一敘述不嚴謹。	報告陳述上已改為“水系密度高之區位多緊鄰於地質構造線形旁”，節理發達程度與地質構造之關係將於期末報告中進行探討釐清。

意見或建議	處理說明
四、P.13，子集水區為 72 個，P.49 則為 83 個，集水區面積亦不一致，請說明?	遵照辦理，扣除小於 0.5 公頃之小集水區，已統一修正為 50 個集水區。
五、現況有 5 條土石流潛勢溪流之 MP 值>0.5，但全集水區內子集水區之 MR 值大於 0.5 有多達 81 條，是否均屬土石流潛勢溪流，請說明。	MR 值大於 0.5 是判識土石流地形條件的必要條件之一，而非充分條件。土石流潛勢溪流應有足夠的土砂料源(崩塌或溪床堆積)，故仍須就其區域地質特性進行分析及現地勘查方能確定。
六、MR 值之計算宜掌握地文之特徵及圖幅之比例尺關係，以避免誤導。	遵照辦理，建議以 1/25000 進行判識。且以谷口溢流點為集水區終點。
七、建請補充說明本計畫採用無因次地貌參數流域險峻值 Melton's ratio(MR)探討平廣溪集水區土砂災害之理由。利用 MR 判定集水區土砂災害由無限制?	遵照辦理，補充於 1.3。
八、研究計畫流程圖中之「土石流與其他類型土砂災害分類」在期中報告中少著墨，建請補充。	遵照辦理，補充於 1.3。
九、本研究以地文中，土石流沖積扇的特性來看土砂災害特性，可有助於將來防災工作推動。	謝謝肯定。

意見或建議	處理說明
十、研究中可加強土地利用納入考量,研究區原有土地利用多為沖積地形,應為古土石流造成,河階地的評估有其必要。	遵照辦理。補充於第三章及結論。
十一、 報告中「崩塌」與山崩互用，容易混淆。崩積土與土石流堆積在現地亦不易分辨，可持續努力。	遵照辦理。內容說明皆以崩塌為主；惟提及地調所資料庫名稱採山崩故仍沿用以避免混淆。
十二、 本計畫採用流域長度及險峻值做為鑑別土石流、高含砂水流及洪水之流態,惟建議宜先提出台灣本島適用性的基本論述和驗證；此外，土石流、高含砂水流及洪水等流態如何劃分?	遵照辦理，補充於 1.3。
十三、 以 P40 圖 3.5 為例，如何應用天空開闊度立體地圖進行微地形判釋?	感謝委員意見，本研究主要利用表 3.2、圖 3.1、圖 3.2 之山崩及土石流於地形上所顯現或遺留之特徵,圈繪數值地形上俱備上述條件者予以數化，並至現場(道路可即處)或以 UAV 無人機驗證。
十四、 P50 表中之溢流點為何?宜於圖中標註。	溢流點為扇狀地頂點，如圖 4.9 所示。

<table>
<tr><td>意見或建議</td><td>處理說明</td></tr>
<tr><td>十五、 崩塌地判釋結果是否經現場驗證?</td><td>感謝委員意見,本研究所採用之歷史山崩目錄乃地調所易淹水計畫產製之歷年山崩目錄。僅蘇迪勒山崩目錄(2015)為本計畫圈繪判釋，數化後亦經現地查核確認。</td></tr>
<tr><td>十六、 建議詳述研究所使用之各基本資料之蒐集方式,尤其是否有更詳細之地質資訊及地表資訊?對 DEM、DTM、DSM 之製作方式及年代亦應有較完整交待,或許有部分資訊可對此計畫之限制條件。(報告書中有列 1mDT、5mDEM 及 UAVDSM，各不同資訊)</td><td>感謝委員意見，本計畫將於期末報告中(1.2節)，詳細補充說明如下表之各圖資出處來源及製作年代與方式。
<table>
<tr><th>圖資名稱</th><th>比例尺(空間解析度)</th><th>產製年代</th><th>產製來源或方式</th></tr>
<tr><td>地質圖</td><td>1/50,000</td><td>2015</td><td>地質調查所</td></tr>
<tr><td>環境地質圖</td><td>1/25,000</td><td>2010</td><td>地質調查所</td></tr>
<tr><td>土石流潛勢溪流</td><td></td><td>2015</td><td>水土保持局</td></tr>
<tr><td>DEM</td><td>5 m</td><td>2004</td><td>內政部</td></tr>
<tr><td>DEM</td><td>1 m</td><td>2014</td><td>水土保持局</td></tr>
<tr><td>DSM</td><td>1 m</td><td>2016</td><td>本計畫 UAV 產製</td></tr>
</table></td></tr>
</table>

意見或建議	處理說明
十七、 建議可考慮縮小實證子集水區數量，若能以較小範圍，較精準資訊判釋或許即可符合創新研究計畫之主旨。	謝謝建議，遵照辦理。
十八、 本計畫提出有關土石流及崩塌之判釋方法，包含地文因子現場判釋、地貌參數...等，其和現行水土保持局土石流潛勢溪流及地調所山崩地滑地質敏感區之判釋方法有何異同點?	依「土石流潛勢溪流劃設作業手冊」(水保局，2013)中所述，土石流潛勢溪流初步判定之先決條件包括「保全對象」及「溪谷地形」兩項，與溪流集水區特性有關者為「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」，惟僅依此特性操作時，滿足此條件可被劃入之野溪、坑溝數量相當多，可評估以地文因子作進一步之篩選。本研究提出之方法係考量土石流具再發性特性，故其集水區地文因子在學理上應具相當之特性。 地調所山崩地滑地質敏感區目前主要以「近期山崩與地滑區」代表曾經發生土石崩塌的區域；以「順向坡」代表有山崩或地滑發生條件的區域。至於周圍受山崩或地滑影響範圍，則以前述兩類區域外擴 5 公尺環域範圍，做為現階段通則性的統一作業標準。其主要之參據資料以近二十年來之遙測影像為主，針對地文特徵未進行量化計算與比較。

意見或建議	處理說明
十九、 另對目前官方判釋方法能否提出具體改進之建議?	目前「土石流潛勢溪流劃設作業手冊」僅以「溪床坡度大於10度以上之集水面積大於3公頃」作為判釋集水區是否具土石流特徵之唯一條件，倘本研究持續蒐集之樣本數量足夠，所歸納出之地文因子特徵可作為進一步篩除非土石流特徵集水區之野溪、坑溝，因此可考慮將本研究所提之地文因子等條件與現行「溪谷地形」條件並列考量，以增加判釋之參據資料。本判釋方法可輔助土石流潛勢溪流地文因子之判釋，惟其門檻值(L≤4km; MR≥0.5)仍需更多案例驗證。

行政院農業委員會水土保持局

與您一起打拼

行政院農業委員會水土保持局

54044 南投市中興新村光華路 6 號

http://www.swcb.gov.tw