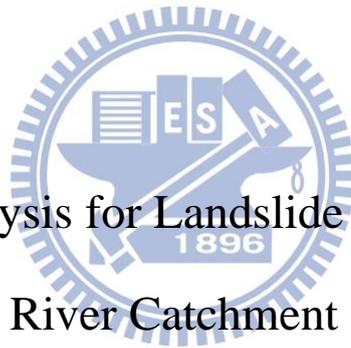


國立交通大學

土木工程學系

碩士論文

堰塞湖形成潛感及潛勢圖-以旗山溪流域為例



Susceptibility Analysis for Landslide Dam Development -  
the Chi-Shan River Catchment as an Example

研究生：林俊廷

指導教授：廖志中 博士

中華民國一〇三年九月

堰塞湖形成潛感及潛勢圖-以旗山溪流域為例

Susceptibility Analysis for Landslide Dam Development -  
the Chi-Shan River Catchment as an Example

研 究 生：林俊廷

Student : Chun-Ting Lin

指導教授：廖志中 博士

Advisor : Dr. Jyh-Jong Liao

國 立 交 通 大 學  
土 木 工 程 學 系  
碩 士 論 文

A Thesis

Submitted to Department of Civil Engineering

College of Engineering

National Chiao Tung University

In Partial Fulfillment of the Requirements

for the Degree of

Master

in

Civil Engineering

September 2014

Hsinchu, Taiwan, Republic of China

中華民國一〇三年九月

# 堰塞湖形成潛感及潛勢圖-以旗山溪流域為例

學生：林俊廷

指導教授：廖志中 博士

國立交通大學土木工程學系碩士班

## 摘要

近年來由於國內發生地震或颱風豪雨於山區河流導致許多堰塞湖形成，若是堰塞湖的天然壩壩體潰決，壩體土石與堰塞湖湖水一起往下游流動則會對下游造成嚴重的災害。以防災角度而言，若能了解堰塞湖形成之潛感(機率)與形成之位置將有助於未來可能形成堰塞湖地區加強相關的防災工作。

本研究目的為引用鄭伊婷(2013)建立的”山崩後堰塞湖形成潛感模式”，修正其採用的山崩形態及崩塌類形成堰塞湖的路徑，以旗山溪為例採用較高精度的數值地形計算河道形成堰塞湖的潛勢，並繪製形成潛勢圖。數值地形由原先的 30m 精度提升為 5m 精度；山崩型態將土石流、岩屑崩滑、岩體滑動三種調整為土石流、落石、岩屑崩落、岩屑滑動及岩體滑動共五種，而在分析山崩潛感時簡化合併為土石流、崩落及滑動共三種型態；此外本研究亦改善岩屑崩落堰塞湖形成潛勢圖；透過崩塌後之運移路徑計算，挑選斜坡單元發生崩塌後會直接運移至河道者作為崩落潛感的分析單元；將其餘未直接運移至河道的斜坡單元

合併成為聚積型土石流的分析單元，而其聚積型土石流分析單元結果與原先直接型土石流(集水區單元)不同。

本研究以旗山溪流域上游為例進行堰塞湖形成潛感運算及堰塞湖形成潛勢圖繪製，提出適當的三種山崩型態之堰塞湖形成潛感模式並且繪製出合理的堰塞湖形成潛勢圖，其成果與鄭伊婷(2013)之潛勢圖進行比較，比較結果顯示本研究之改善方法能有效提升堰塞湖形成潛勢圖精度，以決定可能的堰塞湖形成位置。

關鍵字：堰塞湖、山崩型態、山崩後堰塞湖形成潛感、堰塞湖形成潛勢圖、羅吉斯迴歸



# Susceptibility Analysis for Landslide Dam Development - the Chi-Shan River Catchment as an Example

Student : Chun-Ting Lin

Advisor : Dr. Jyh-Jong Liao

Department of Civil Engineering  
National Chiao Tung University

## ABSTRACT

In Taiwan, earthquakes or rainfalls caused many natural dam lakes. If these dams break, the debris will flow to downstream and become terrible disasters. Susceptibility analysis for landslide dam formation may be helpful for the disaster prevention. This study aims to improve the susceptibility model of landslide dam formation proposed by Cheng(2013). The improvements include the increase of the DTM resolution from 30×30m to 5×5m, the change of landslide types based on the real environment, and the modification of the location of landslide dam caused by rock/debris falls.

Based on the proposed modified susceptibility model, the susceptibility of landslide dam development and its map along the Chi-Shan river were presented. Compared with the Cheng's(2013) results, the proposed modified model Effectively enhance the susceptibility analysis and mapping.

**Keywords:** landslide dam, landslide dam inventory, susceptibility analysis for landslide dam development, logistic regression

## 誌謝

萬分感激廖志中 老師在這兩年的時間不厭其煩的教導，從在課業上耐心的講解到研究上詳細的指正，我才有辦法完成這本論文；也感謝潘以文 老師每當我碰到研究上的瓶頸時都給予關鍵的建議；多謝口試委員蔡光榮 老師、壽克堅 老師、董家鈞 老師及王泰典 老師費心詳讀我的論文並給予重要的意見，使我的研究成果能更加完善，相當感激所有老師們在研究上直接的幫助。

還有在學期間交大土木大地組的老師們。方永壽 老師、林志平 老師、單信瑜 老師、謝旭昇 老師不論在課業上及 seminar 時都給予詳細的指導。不忘中原土木的何仲明 老師及李宏徽 老師在升學上及知識上所給予協助。

謝謝在學習過程中所幫助我的學長姐，明萬學長、慧蓉學姐、國維學長、耿豪學長、舜行學長、孟雄學長不只給予研究上的建議以及經驗上的傳承；最感謝阿村學姐，在我的研究上給我的幫助勝過所有人，不僅幫我解決 ArcGis 的 bug 還每天幫我打氣加油，還有伊婷學姐、婉容學姐、暉凱學長、王靖學長、柏諭學長及翊桓學長也謝謝你們；同門的孝存、建文、浚偉、翊文及宥達在課業、作業、咪挺、出差、吃飯、電動、運動、八卦、給我一個建議...等生活大小事都給予關照及陪伴，以及大地組的同學們震紘、慶祐、侑頤、麒滄、怡中、

柏穎、泊翰、承劭、政信、同心及書銘也給予前述的幫助，最後也謝謝潘廖的學弟妹們景洲、耕白、廣培及雅如在言語上的舒壓。

謝謝家人在我作研究其間給予的支持與鼓勵，謝謝爸爸、媽媽、大姐、二姐給予我最好最溫暖的家，最後把論文的成就獻給無法看到我畢業的爺爺。



# 目 錄

摘要.....	I
ABSTRACT.....	III
誌謝.....	IV
目 錄.....	VI
表目錄.....	IX
圖目錄.....	XI
第一章 緒論.....	1
1.1 研究動機.....	1
1.2 研究目的.....	3
1.3 研究流程.....	4
第二章 文獻回顧.....	7
2.1 堰塞湖的形成原因.....	7
2.1.1 坡面崩塌.....	8
2.1.2 河道堵塞.....	17
2.2 堰塞湖形成潛感相關研究.....	21
2.2.1 天然壩形成性指標.....	21
2.2.2 天然壩穩定性指標.....	22
2.2.3 天然壩形成預測.....	25
2.3 羅吉斯迴歸方法相關應用.....	37
第三章 研究方法.....	39
3.1 ArcGIS 軟體介紹.....	39
3.2 條件式機率.....	44
3.3 羅吉斯迴歸方法.....	48
3.3.1 線性迴歸模型.....	48
3.3.2 羅吉斯迴歸模型.....	53
3.4 堰塞湖形成潛勢圖繪製方法.....	59

3.4.1	斜坡單元 .....	59
3.4.2	堰塞湖潛感分析單元 .....	65
3.4.3	堰塞湖形成潛勢圖繪製 .....	73
第四章	堰塞湖形成潛感分析 .....	76
4.1	山崩型態分類 .....	76
4.2	山崩後堰塞湖形成的潛感分析之案例選取 .....	78
4.3	山崩後堰塞湖潛感形成之分析因子 .....	79
4.4	山崩後堰塞湖形成潛感分析(羅吉斯迴歸) .....	79
4.4.1	分析模型建立 .....	80
4.4.2	迴歸因子正規化 .....	82
4.4.3	羅吉斯迴歸結果 .....	83
4.4.4	羅吉斯迴歸結果討論 .....	87
4.5	堰塞湖形成潛感-旗山溪流域為例 .....	88
4.5.1	山崩潛感 .....	89
4.5.2	土石流形成潛感 .....	96
4.5.3	崩落潛感 .....	100
4.5.4	滑動潛感 .....	102
4.6	堰塞湖形成潛感計算 .....	104
4.7	堰塞湖形成潛勢圖 .....	107
4.7.1	土石流堰塞湖形成潛勢圖-以旗山溪流域為例 .....	110
4.7.2	崩落堰塞湖形成潛勢圖-以旗山溪流域為例 .....	118
4.7.3	滑動堰塞湖形成潛勢圖-以旗山溪流域為例 .....	124
4.7.4	堰塞湖形成潛勢圖-以旗山溪流域為例 .....	130
第五章	結論與建議 .....	131
5.1	結論 .....	131
5.2	建議 .....	133
參考文獻	.....	134
附錄 1	.....	141
附 1.1	山崩因子 .....	143

附 1.2 運移因子.....	146
附 1.3 水文因子.....	152
附錄 2.....	157
附錄 3.....	158
附錄 4.....	163
附錄 5.....	164



## 表目錄

表 2-1 邊坡崩塌(Landslide)型態分類(鄭伊婷(2013)翻譯自 Varnes, 1978) .....	10
表 2-2 山崩土石流分類(中央地質調查所, 2009) .....	11
表 2-3 水土保持局山崩分類方法(楊樹榮等人, 2011) .....	12
表 2-4 楊樹榮分類方法(楊樹榮等人, 2011).....	12
表 2-5 山崩土石流分類 .....	13
表 2-6 整理自 Nakamura et al.(2000)之河道堵塞過程描述...	20
表 2-7 深層崩塌類型分類表(林務局, 2012) .....	36
表 4-1 山崩型態分類 .....	77
表 4-2 羅吉斯迴歸模型案例資料表(鄭伊婷, 2013) .....	81
表 4-3 迴歸因子正規化列表(鄭伊婷, 2013) .....	82
表 4-4 山崩後堰塞湖形成潛感因子係數表(鄭伊婷, 2013) .	84
表 4-5 莫拉克之後預測資料誤差分類矩陣(鄭伊婷, 2013) .	85
表 4-6 訓練資料與預測資料誤差分類矩陣(鄭伊婷, 2013) .	85
表 4-7 高屏河流域山崩潛感分析因子係數(蔡雨澄, 2012) .	92
表 4-8 高屏溪、東港溪及知本河流域土石流潛感分析因子係 數.....	99
表 4-9 山崩潛感與堰塞湖潛感之相關資料列表 .....	108
表 4-10 滑動引發堰塞湖案例數住對照表 .....	129

附表 1-1 堰塞湖形成潛感分析因子(鄭伊婷, 2013) ..... 142

附表 1-2 鄭伊婷(2013)使用之相關影像(瑞峻科技)..... 144

附表 1-3 山崩體積資料(陳毅青, 2012) ..... 145



## 圖目錄

圖 1-1 研究流程圖 .....	6
圖 2-1 堰塞湖形成誘因分佈長條圖(經濟部水利署, 2004) ...	7
圖 2-2 邊坡崩塌(Landslide)移動型態示意圖(Varnes, 1978)....	9
圖 2-3 產生堰塞湖之山崩機制統計(Ermini & Casagli, 2003) .....	14
圖 2-4 台灣 68 筆堰塞湖之山崩型態統計(鄭伊婷, 2013) ...	15
圖 2-5 堰塞湖案例影像(擷取自堰塞湖地理資訊系統) .....	16
圖 2-6 台灣 72 筆堰塞湖之山崩型態統計 .....	16
圖 2-7 士文溪堰塞湖航空相片圖(陳昆廷等人, 2010) .....	17
圖 2-8 各種崩塌及其運移過程所經歷的步驟示意圖 .....	19
圖 2-9 以 $I_b$ 判斷堰塞湖的穩定性(Casagli & Ermini, 1999)....	23
圖 2-10 以 $I_i$ 判斷堰塞湖的穩定性(Casagli & Ermini, 1999).	23
圖 2-11 無因次堵塞指標(DBI)定義圖(Ermini & Casagli,2003) .....	24
圖 2-12 堰塞湖形成位置預測建議評估流程圖(經濟部水利 署,2004) .....	26
圖 2-13 高屏河流域土石流潛勢圖(鄭伊婷, 2013) .....	28
圖 2-14 高屏河流域土石流堰塞湖形成潛勢圖(鄭伊婷, 2013) .....	29
圖 2-15 高屏河流域岩屑崩滑潛勢圖(鄭伊婷, 2013) .....	30

圖 2-16 高屏溪流域岩屑崩滑堰塞湖形成潛勢圖(鄭伊婷， 2013) .....	31
圖 2-17 高屏溪流域岩體滑動潛勢圖(鄭伊婷，2013) .....	32
圖 2-18 高屏溪流域岩體滑動堰塞湖形成潛勢圖(鄭伊婷， 2013) .....	33
圖 2-19 深層崩塌潛勢區發生度等級分布圖(林務局，2012)	36
圖 3-1 ArcMap 進行影像地圖套疊作業流程圖 .....	40
圖 3-2 ArcMap 建立堰塞湖形成因子流程圖(鄭伊婷，2013)	42
圖 3-3 ArcMap 繪製堰塞湖潛勢圖流程圖(鄭伊婷，2013) ...	42
圖 3-4 條件式機率運算圖 .....	44
圖 3-5 以條件機率方式呈現出堰塞湖下游致災的機(Korup， 2005) .....	45
圖 3-6 災害事件中崩塌機率(H)與堰塞湖機率(B)之關係圖改 圖 .....	46
圖 3-7 羅吉斯函數曲線示意圖(王濟川、郭志剛，2003) .....	54
圖 3-8 斜坡縱剖面之變坡點示意圖(Giles & Franklin, 1998)	60
圖 3-9 以一級河集水區為例之斜坡單元示意圖(簡瑋延， 2011).....	61
圖 3-10 集水區重疊法示意圖(Xie et al., 2004).....	62
圖 3-11 以手動延伸所做的斜坡單元劃分範例 .....	63

圖 3-12 高屏河流域岩屑崩滑潛勢圖(中央地質調查所，2009)	66
圖 3-13 高屏溪、東港溪及知本溪等流域 100 年重現期距降雨量	68
圖 3-14 土石流潛感分析單元與斜坡單元關係示意圖(鄭伊婷，2013)	69
圖 3-15 高屏河流域岩體滑動潛勢圖	70
圖 3-16 各類型之深層崩塌潛感區位判釋流程圖(林務局，2012)	71
圖 3-17 堰塞湖形成潛勢圖繪製流程圖(土石流型態)	73
圖 3-18 堰塞湖形成潛勢圖繪製流程圖(落石及岩屑崩滑型態)	73
圖 3-19 堰塞湖形成潛勢圖繪製流程圖(岩屑、岩體滑動型態)	74
圖 4-1 羅吉斯迴歸模型案例資料流域分布(鄭伊婷，2013)	81
圖 4-2 訓練資料與預測資料之 ROC 曲線(鄭伊婷，2013)	86
圖 4-3 堰塞湖形成潛感運算流程圖	88
圖 4-4 高屏河流域分區示意圖(蔡雨澄，2012)	91
圖 4-5 莫拉克颱風山崩潛感值與崩壞比關係圖(蔡雨澄，2012)	93
圖 4-6 高屏河流域莫拉克颱風事件山崩潛感機率圖(蔡雨澄，2012)	95

圖 4-7 高屏溪流域土石流發生比擬合曲線(中央地質調查所，2009) .....	98
圖 4-8 崩落潛勢圖繪製流程 .....	101
圖 4-9 土石流堰塞湖形成潛勢圖繪製流程 .....	110
圖 4-10 直接型土石流堰塞湖形成潛勢比較圖(左：本研究；右：鄭伊婷，2013).....	114
圖 4-11 直接型土石流堰塞湖形成潛勢套集水區單元比較圖(左：本研究；右：鄭伊婷，2013) .....	115
圖 4-12 土石流堰塞湖形成潛勢圖(左：直接型；右：聚積型).....	116
圖 4-13 土石流形成潛勢圖(左：直接型；右：聚積型).....	117
圖 4-14 岩屑崩滑堰塞湖形成潛勢圖繪製流程 .....	118
圖 4-15 崩落形成潛勢比較圖(左：本研究；右：鄭伊婷，2013) .....	121
圖 4-16 崩落堰塞湖形成潛勢比較圖(左：本研究；右：鄭伊婷，2013).....	122
圖 4-17 崩落堰塞湖形成潛勢套繪分析單元比較圖(左：本研究，斜坡單元；右：鄭伊婷，集水區單元) .....	123
圖 4-18 滑動堰塞湖形成潛勢圖繪製流程 .....	124

圖 4-19 滑動堰塞湖形成潛勢圖 .....	127
圖 4-20 滑動堰塞湖形成潛勢圖套分析單元 .....	128
圖 4-21 整體堰塞湖形成潛勢圖 .....	130
附圖 1-1 運移因子運算步驟(鄭伊婷, 2013) .....	146
附圖 1-2 高屏河流域谿線圖(鄭伊婷, 2013) .....	147
附圖 1-3 運移路徑、溪線、堵塞點位置示意圖(鄭伊婷, 2013) .....	148
附圖 1-4 運移相對坡高運算示意圖(鄭伊婷, 2013) .....	149
附圖 1-5 以 3×3 環域網格進行坡度運算示意圖 .....	150
附圖 1-6 以 3×3 環域網格進行曲率運算示意圖 .....	150
附圖 1-7 以 3×3 圓形環域網格進行地形粗糙度運算示意圖 .....	151
附圖 1-8 水系級序分級示意圖(鄭伊婷, 2013) .....	152
附圖 1-9 Strahler 水系分級示意圖 .....	153
附圖 1-10 河道寬度判釋示意圖(鄭伊婷, 2013) .....	153
附圖 1-11 以堵塞點方圓 500m 提取河道坡度示意圖(鄭伊 婷, 2013) .....	155
附圖 1-12 八方流向代表碼示意圖(Arc GIS Resources) .....	156
附圖 1-13 八種入流坡向示意圖(鄭伊婷, 2013) .....	156

# 第一章 緒論

## 1.1 研究動機

堰塞湖(Barrier Lake)指在既有河道因堵塞物堵塞，水流往上游地區累積，形成天然壩(Landslide Dam)。堵塞物的來源包括地震造成的崩塌堆積物、降雨造成的土石流、火山爆發的熔岩碎屑、冰川堆積物等，台灣最常見的堵塞物為坡面崩塌(山崩)的土石。堰塞湖常見於世界各國的山區，多沿著板塊邊界分布，推測可能和板塊活動所引發的地震及火山活動相關。

我國最早在 35 萬年前陽明山竹子湖地區曾因七星山爆發所噴發之岩漿堵住山坳口，阻隔溪水形成長 750 公尺，寬 320 公尺，深 15 公尺之堰塞湖，後續期間因為湖水侵蝕造成缺口後水逐漸流出，乾涸的湖底地現今成為人們生活的聚落(經濟部水利署，2002-2004；鄧屬予等，2004；台灣大百科全書)。近幾年在國內發生較大型之堰塞湖為集集地震時的草嶺潭堰塞湖與九份二山堰塞湖，還有 2009 年莫拉克颱風造成台灣南部旗山溪、荖濃溪等多條河川形成十多處堰塞湖。

從古至今這些堰塞湖天然壩若有潰決將會對下游地區帶來洪水氾濫及土石災害，其後果都非常嚴重，例如小林村的滅絕係為堰塞湖潰決所造成。

目前國內對於堰塞湖相關研究越來越多，從集集地震後開始對於

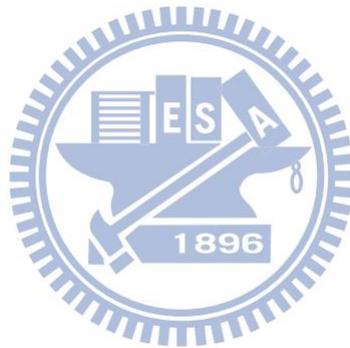
堰塞湖進行許多災害調查與研究(陳樹群, 1999; 蔡光榮等人, 2000)、交通大學執行經濟部水利署於 2002 年之研究計畫『草嶺堰塞湖斷層追蹤與地震調查評估研究』及 2002-2004 年之研究計畫『堰塞湖引致災害防治對策之研究』。而莫拉克颱風之後對於類似小林村堰塞湖這種快速潰壩致災害之堰塞湖亦成為各界學者的研究對象(李錫堤等人, 2009; 李昀珊等人, 2010; 臧運忠等人, 2012), 近年來也有推算堰塞湖天然壩穩定性之相關研究(童煜翔, 2008; Dong et al., 2009; Dong et al., 2011)。

目前亦有許多堰塞湖形成區域的水文條件、地質條件與地形條件等的相關研究(Schuster & Costa, 1986; Schuster, 1993; Korup, 2002; Ermini & Casagli, 2003; 蔡義誌等人, 2011)以及山崩後土石運移是否導致天然壩形成之數值模擬分析研究(行政院農委會林務局, 2011), 以及關於堰塞湖形成狀況之相關研究(經濟部水利署, 2002-2004), 因為堰塞湖形成與否乃河道之水文特性與坡面塊體移動系統性之互制作用(Ermini & Casagli, 2003), 與水文條件、地質(包含岩性與構造)條件與地形條件有關(Casagli & Ermini, 1999; Clerici & Perego, 2000; 廖志中等人, 2003)。

有關堰塞湖形成機率量化之相關研究目前僅有鄭伊婷(2013)透過羅吉斯迴歸模型來預測堰塞湖形成之機率的效果較佳。但鄭伊婷(2013)所完成之堰塞湖形成潛勢圖尚有改善空間, 若能改善鄭伊婷(2013)的堰塞湖形成潛勢圖將有助於之後堰塞湖的相關防災工作。

## 1.2 研究目的

本研究目的係依鄭伊婷(2013)所建立的堰塞湖分析資料庫(包含山崩目錄、堰塞湖目錄)及堰塞湖形成潛感模型，計算堰塞湖形成潛感機率並繪製堰塞湖形成潛勢圖，堰塞湖形成潛勢圖易詮釋堰塞湖形成之位置。此外並提升鄭伊婷(2013)之山崩型態的分類和岩屑崩滑及岩體滑動之堰塞湖形成潛感。



## 1.3 研究流程

本研究之研究流程如圖 1-1 所示，主要係沿用鄭伊婷(2013)之研究方法及步驟，其步驟包含蒐集資料、山崩與堰塞湖目錄、山崩與堰塞湖因子建立、堰塞湖形成潛感分析及堰塞湖形成潛勢圖繪製，每一步驟都有各自細項詳細工作，各步驟包含之工作內容如下所述：

### 1. 蒐集資料

本研究購置解析度約 1~2m 之福衛二號衛星影像、捷鳥衛星影像及 WorldView 影像並蒐集林務局農林航空測量所之 40m 數值地形模型、Aster 所提供之 30m 數值地形模型、由航空照片所產製之 5m 數值地形模型、中央地質調查所之 1/50000 流域地質圖、水利署及中央氣象局之雨量與流量資料、水利署之河川資料及各種山崩與堰塞湖之相關文獻與圖資。

### 2. 山崩與堰塞湖目錄

本研究沿用鄭伊婷(2013)所建立山崩與堰塞湖目錄，此目錄係蒐集相關文獻與圖資輸入地理資訊系統進行整理並建檔儲存，以山崩後是否形成堰塞湖為標準將資料分為堰塞湖目錄(山崩後有形成堰塞湖者)與山崩目錄(山崩後未形成堰塞湖者)。

### 3. 山崩與堰塞湖因子建立

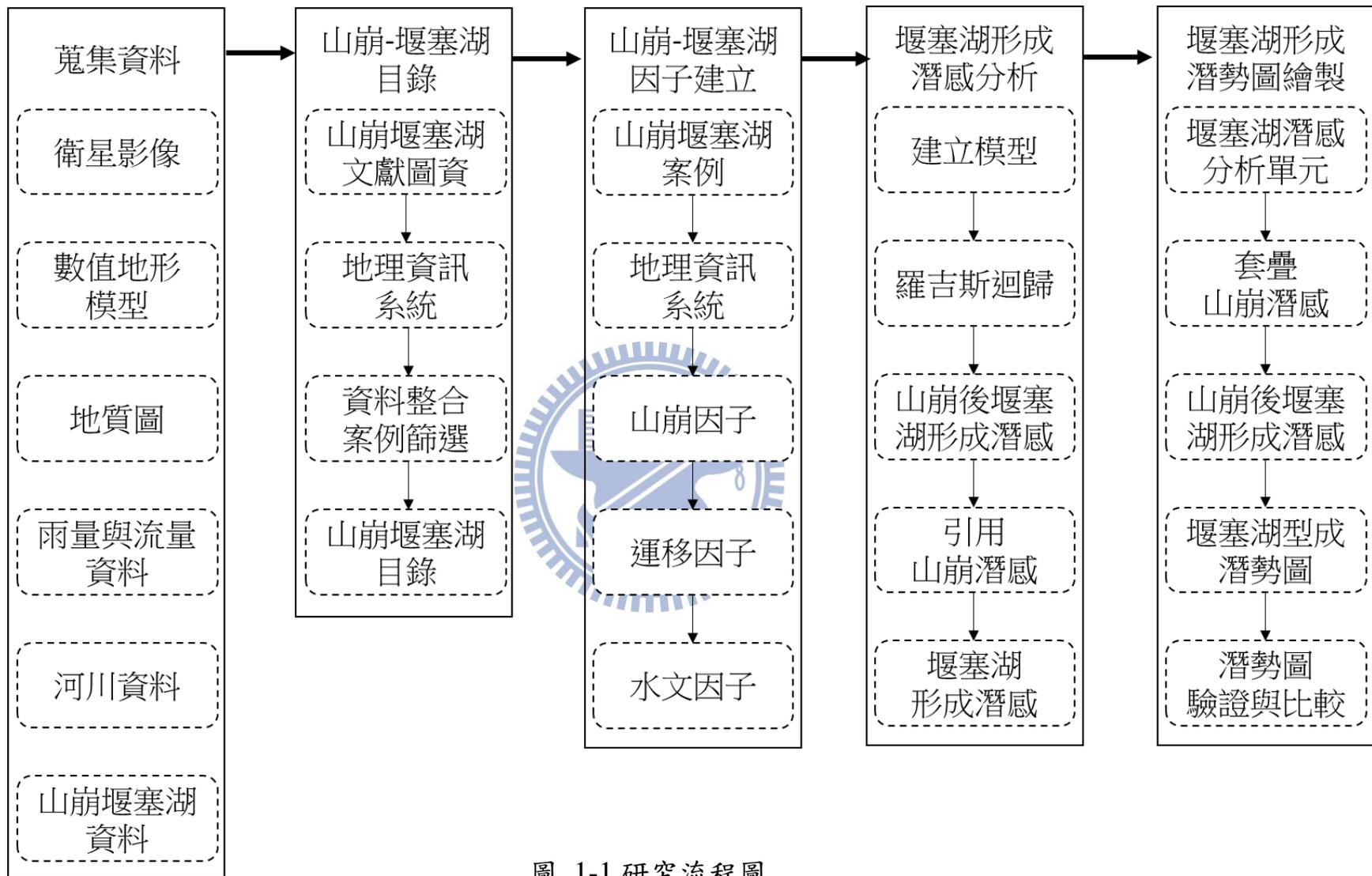
本研究沿用鄭伊婷(2013)由山崩與堰塞湖目錄當中挑選適當山崩與堰塞湖案例，以地理資訊系統(Geographic Information System, GIS)之地形運算及水文運算建立山崩後堰塞湖形成相關因子，依照對於山崩後堰塞湖形成過程其因子共分為三類——山崩因子、運移因子與水文因子。

### 4. 堰塞湖形成潛感分析

本研究沿用鄭伊婷(2013)所完成山崩後堰塞湖形成潛感模式，形成潛感模式係透過相關因子建立羅吉斯迴歸模型，並以統計分析軟體進行羅吉斯迴歸所得到之山崩後堰塞湖形成潛感，再引用蔡雨澄(2012)之山崩潛感模式及中央地質調查所(2009)之土石流、岩屑崩滑(崩落)及岩體滑動(滑動)潛感模式，兩者結合即可得到堰塞湖形成潛感。

### 5. 堰塞湖形成潛勢圖繪製

建立適當的堰塞湖形成潛勢單元，以此單元為基礎套疊不同山崩型態之山崩潛感與以此單元之山崩後堰塞湖形成潛感兩者結合，可得到堰塞湖形成潛勢單元所對應之下游河道之堰塞湖形成潛勢，並以此繪製堰塞湖形成潛勢圖。



## 第二章 文獻回顧

為探討堰塞湖形成和相關特性，本研究蒐集國、內外堰塞湖形成等相關文獻，下列章節就與堰塞湖的形成原因、形成潛感及羅吉斯迴歸等既有相關研究成果敘述如下：

### 2.1 堰塞湖的形成原因

交通大學執行經濟部水利署(以下簡稱經濟部水利署)於 2004 年之研究計畫『堰塞湖引致災害防治對策之研究』根據世界堰塞湖案例統計其誘因，結果如圖 2-1 所示，其中以降雨誘發山崩形成堰塞湖數量最多，約佔 46%，其次為地震所引致，約佔 36%。

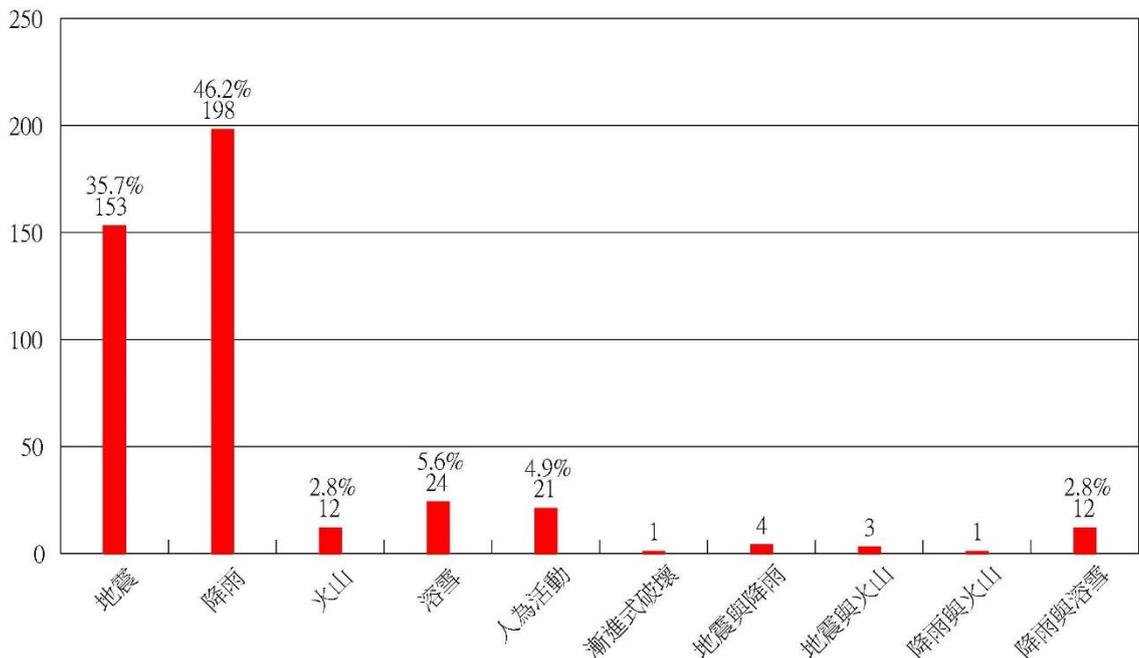


圖 2-1 堰塞湖形成誘因分佈長條圖(經濟部水利署，2004)

由此可知降雨所觸發之堰塞湖佔有很高的比例，推測降雨導致的坡面崩塌是堰塞湖形成最重要的條件之一。

匡尚富(1994)亦指出堰塞湖的形成條件：發生坡面崩塌然後其崩塌土能到達河床及對岸，到達河床之崩塌土體不會因河流來水作用而流動化形成泥石流而被帶走，也就是當時河流的挾沙能力與沖刷能力較小，不能將崩塌土體瞬間沖失。而當中坡面崩塌的崩落土石是堰塞湖形成條件中最首要之條件。

### 2.1.1 坡面崩塌

延續前章節所述，坡面崩塌的崩落土石為堰塞湖形成的首要條件。若能了解山崩發生的原因、型態及崩落土石的特性將有助於了解堰塞湖形成的相關條件。台灣的山崩大多發生於颱風豪雨期間，受到地形、地質構造、地質材料、地下水等不同條件影響導致坡面崩塌。Varnes(1978)根據沿斜坡向下移動的方式及地質材料種類，將山崩分為墜落(Falls)、傾翻(Topples)、滑動(Slides)、側滑(Spreads)與流動(Flows)等五大基本類型，兩種以上基本類型組合而成的斜坡運動則稱為複合型山崩(如圖 2-2)。發生移動的物質可分為岩盤(Bedrock)和工程土壤(Engineering Soils)兩種，其中工程土壤又可細分為顆粒較粗(20%~80%尺寸大於 2mm)的土石(Debris)和顆粒較細(80%以上為尺寸小於 2mm)的土壤(Earth)(如表 2-1)。

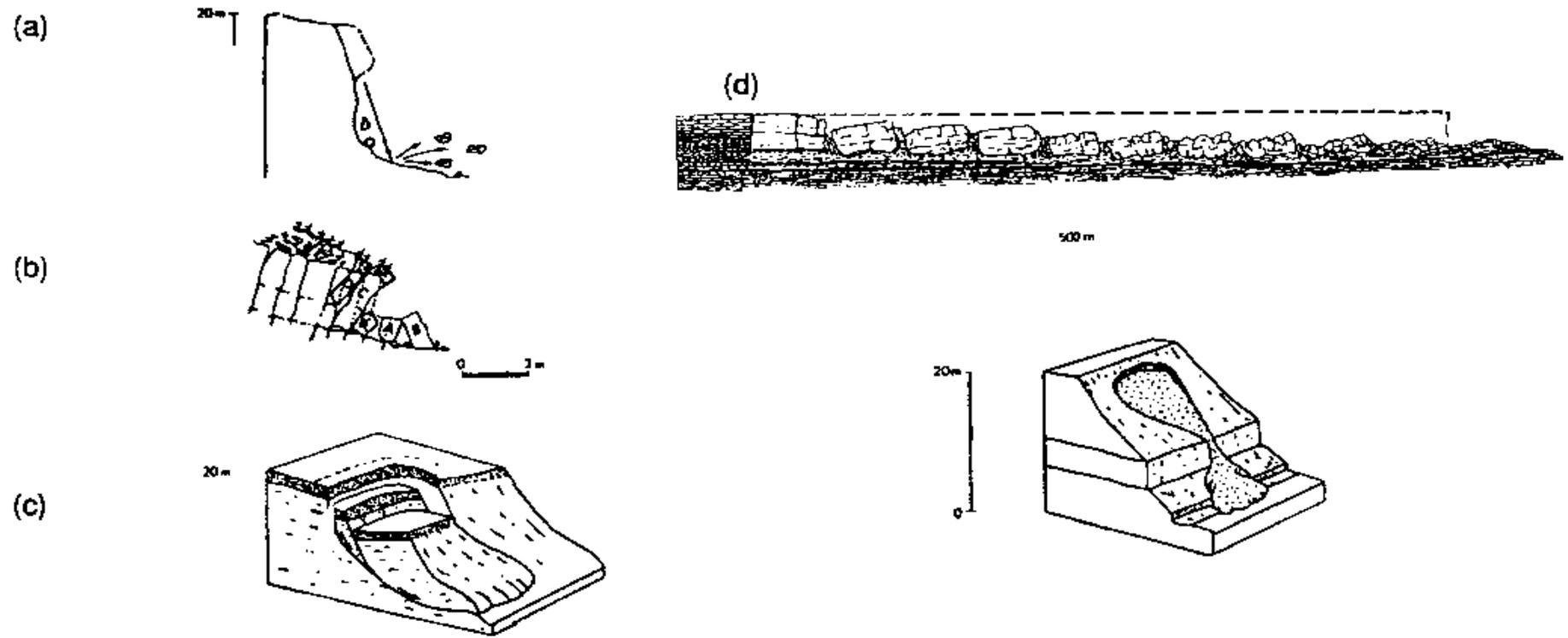


圖 2-2 邊坡崩塌(Landslide)移動型態示意圖(Varnes, 1978)

其中(a)為墜落(Falls)，(b)為傾覆(Topples)，(c)為滑動(Slides)，(d)為側落(Spreads)，(e)為流動(Flows)

表 2-1 邊坡崩塌(Landslide)型態分類(鄭伊婷(2013)翻譯自 Varnes, 1978)

移動型態 Type of Movement		塊體種類 Type of Material		
		岩盤 Bedrock	工程土壤 Engineering Soils	
			粗粒為主	細粒為主
墜落 Falls		岩石墜落 Rock fall	土石墜落 Debris Fall	土壤墜落 Earth Fall
傾覆 Topples		岩石傾覆 Rock Topple	土石傾覆 Debris Topple	土壤傾覆 Earth Topple
滑動 Slides	轉動 Rotational	岩石坍落 Rock Slump	土石坍落 Debris Slump	土壤坍落 Earth Slump
	移動 Translational	岩塊滑動 Rock Block Slide 岩石滑動 Rock Slide	土石塊滑動 Debris Block Slide 土石滑動 Debris Slide	土塊滑動 Earth Block Slide 土壤滑動 Earth Slide
側落 Lateral Spreads		岩石側落 Rock Spread	土石側落 Debris Spread	土壤側落 Earth Spread
流動 Flows		岩石流動 Rock Flow (深蠕動 Deep Creep)	土石流動 Debris Flow	土壤流動 Earth Flow
複合運動 Complex		複合兩種或兩種以上之運動方式		

中央地質調查所(以下簡稱地調所，於 2003-2005 年；2007-2010 年)運用航照影像、遙測攝影及衛星影像(Landsat、SPOT1~SPOT5 衛星)等判釋台灣河流流域內各主要颱風及地震歷史事件前後之崩塌地變化情形，建置國內北部、中部及南部地區之山崩目錄時，依照前述 Varnes(1978)山崩型態簡化為四大類：落石、岩屑崩滑、岩體滑動、土石流等(如表 2-2)。

表 2-2 山崩土石流分類(中央地質調查所，2009)

山崩土石流分類表			
移動方式 (Type of Movement)		移動物質(Type of Material)	
		基岩 (Bedrock)	工程土壤(Engineering Soils) 岩屑(Debris)   土壤(Earth)
墜落(Fall)		落石 (Rock fall)	岩屑崩滑 (Debris Slide)
傾翻(Topple)		岩體滑動 (Rock Slide)	
滑動(Slide)	平滑(Translational)		
	旋轉(Rotational)		
流動(Flow)			土石流(Debris Flow)

楊樹榮等人(2011)於「台灣常用山崩分類系統」評述“水土保持局則慣用山崩、地滑、潛移、土石流與沖蝕等分類，其中山崩一名詞非廣義用法，係特定針對岩石、岩屑及土之墜落與傾覆”，“水保局則視地滑為深層滑動”。楊樹榮等人將水土保持局之分類整理成表 2-3。

表 2-3 水土保持局山崩分類方法(楊樹榮等人，2011)

運動型態		材料種類	
		岩石	工程土壤
			岩屑   土
墜落		山崩	
傾覆			
滑動	圓弧形	地滑	
	平面形		
流動		土石流	

楊樹榮等人(2011)歸納 Varnes(1978)及台灣常用山崩分類，認為 Varnes(1978)的分類過於複雜，地調所及水保局之分類法在大規模崩積層之破壞上分類有瑕疵，故考慮了破壞深度整理成表 2-4。

表 2-4 楊樹榮分類方法(楊樹榮等人，2011)

運動型態		材料種類	
		岩石	工程土壤
			岩屑   土
墜落		落石	陡坡崩落
傾覆			
滑動	圓弧形	弧形滑動	弧形崩塌
	平面形	平面形滑動	平面形崩塌
流動		土石流	

而中央地質調查所(2009)所定義的大規模崩塌是由災後的衛星影像所判釋的，結果比較屬淺層的岩屑崩滑(Debris Slide)及表土沖刷等。鄭伊婷(2013)為了使用中央地質調查所(2009)之分類做些許修正，例如淺層的大規模崩塌依照地調所分類應是岩屑崩滑(Debris Slide)而鄭伊

婷(2013)將此歸到岩體滑動(Rock Slide)(如表 2-2)。

本研究統整上述文獻之分類，以中央地質調查所(2009)分類為架構，原先的淺層岩屑崩滑(Debris Slide)應屬於岩屑崩落(Debris Fall)，破壞深度應有所區分，不該混為一談；深層的岩屑崩滑(Debris Slide)為避免混淆而翻譯改稱為岩屑滑動(Debris Slide)，土石流(Debris Flow)分類則是沿用，分類結果統整如表 2-5。

表 2-5 山崩土石流分類

山崩土石流分類表					
移動方式 (Type of Movement)		移動物質(Type of Material)			深度
		基岩 (Bedrock)	工程土壤 (Engineering Soils)		
			岩屑 (Debris)	土壤 (Earth)	
墜落(Fall)		落石 (Rock Fall)	岩屑崩落 (Debris Fall)		淺層
傾翻(Topple)					
滑動 (Slide)	平滑 (Translational)	岩體滑動 (Rock Slide)	岩屑滑動 (Debris Slide)		深層
	旋轉 (Rotational)				
流動(Flow)			土石流(Debris Flow)		

本文為沿用鄭伊婷(2013)之山崩後堰塞湖形成迴歸模型，將山崩型態在此釐清，如岩屑崩落(Debris Fall)與落石(Rock Fall)雖材料不同但在山崩後形成堰塞湖對下游造成災害同樣的較小，所以在分析堰塞湖形成潛感時簡化一起分析；而岩屑滑動(Debris Slide)和岩體滑動(Rock

Slide)就型態上應分開分析，但是考量到滑動潛感的案例數量故將兩者合併分析堰塞湖形成滑動潛感模式，本研究深層滑動案例係採用林務局(2012)的大規模崩塌(類型 C)案例，其中包含岩體滑動及老崩積層深層滑動(老崩積層滑動應屬於岩屑滑動)。

Ermini & Casagli(2003)對形成堰塞湖的山崩型態做統計(如圖 2-3)，其中以平移滑動(Translational Slide)山崩型態造成之堰塞湖比例最高，其次為岩崩(Rock Avalanche)，第三高則為土石流(Debris Flow)型態。

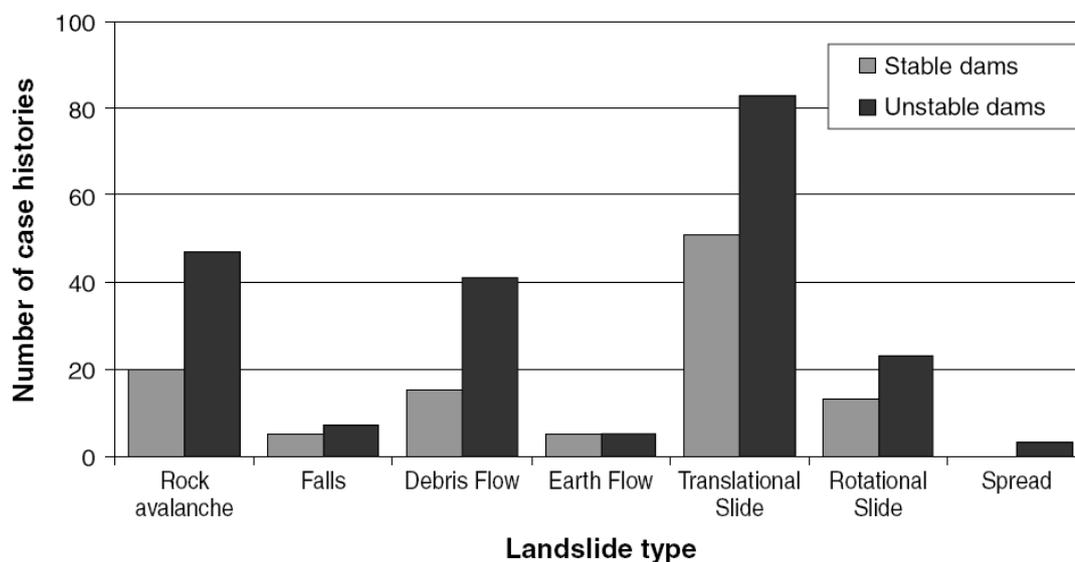


圖 2-3 產生堰塞湖之山崩機制統計(Ermini & Casagli, 2003)

鄭伊婷(2013)為了解台灣觸發堰塞湖之山崩型態，蒐集 68 筆台灣堰塞湖案例(1862~2013)山崩型態按照上述中央地質調查所(2009)之山崩型態分類進行統計，其結果如圖 2-4 所示。其中岩屑崩滑佔全部已知山崩型態之堰塞湖裏面比例最高，其次為岩體滑動再來是混合類型及土石流型態，而混合型為兩種以上山崩型態同時發生導致堰塞湖形

成。

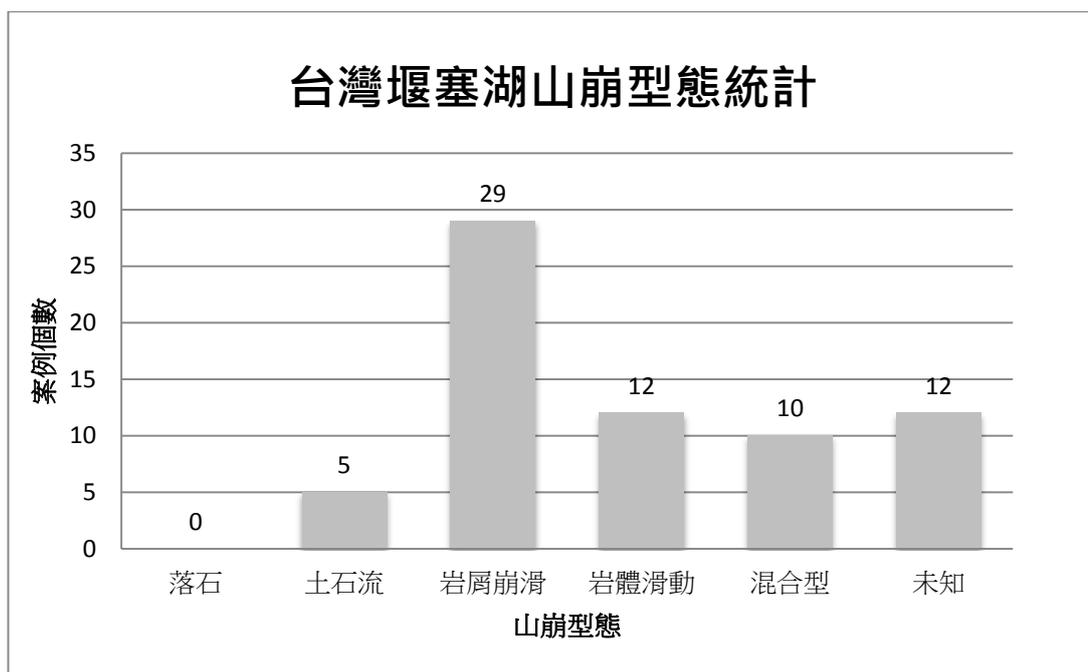
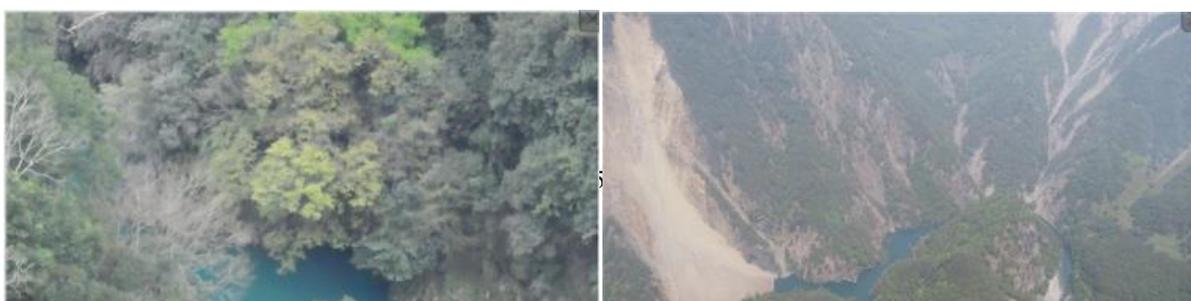


圖 2-4 台灣 68 筆堰塞湖之山崩型態統計(鄭伊婷，2013)

本研究新增 2009 年一筆、2012 年一筆及 2014 年兩筆，共四筆堰塞湖案例，2014 年發生於花蓮縣秀林鄉太魯閣及南投縣信義鄉巒大事業區國有林班地之兩處堰塞湖。由現地影像判釋山崩型態應是岩屑崩落。2012 年蘇拉颱風因暴雨導致南投縣信義鄉形成堰塞湖，由影像判釋山崩型態為岩屑崩落；2009 年莫拉克颱風因暴雨導致高雄縣甲仙鄉形成堰塞湖(面積僅為 0.05 公頃，係因野溪部分堆積土石，加上該地點有低窪處，形成地面水塘，林務局已清除，故此案例無現地影像)，其餘三筆案例現地影像如圖 2-5。





左上: 花蓮縣秀林鄉太魯閣(2014)

右上: 南投縣信義鄉巒大事業區國  
有林班地(2014)

左下: 南投縣信義鄉(2012)

圖 2-5 堰塞湖案例影像(擷取自堰塞湖地理資訊系統)

本研究重新分類台灣堰塞湖山崩型態統計，如下圖所示。

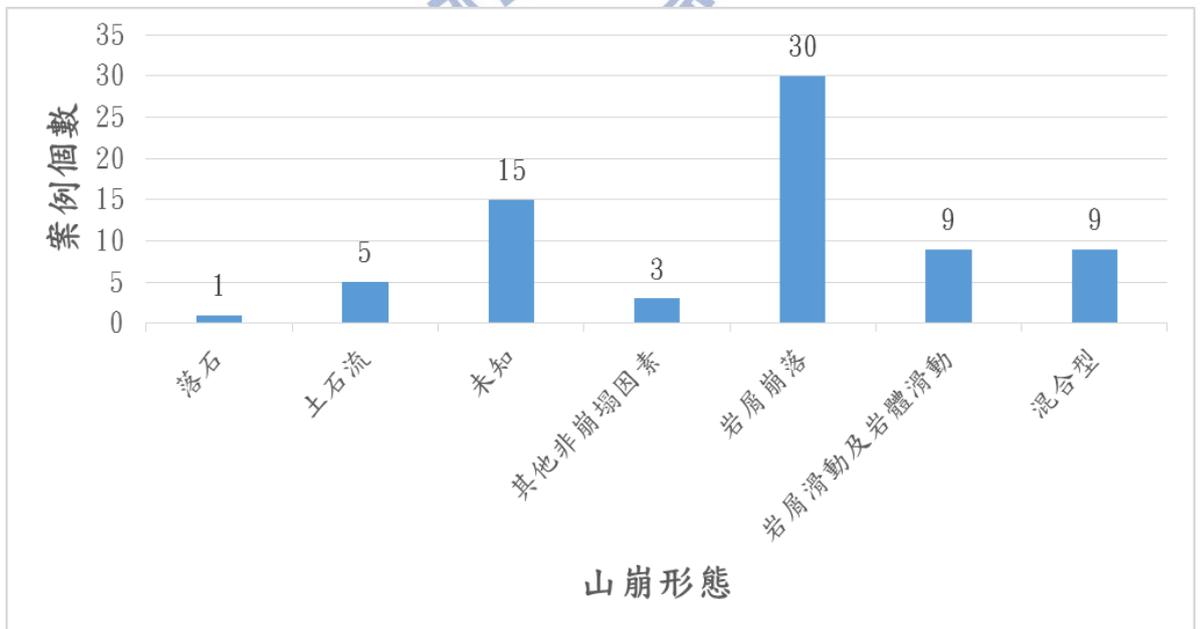


圖 2-6 台灣 72 筆堰塞湖之山崩型態統計

### 2.1.2 河道堵塞

降雨引致之坡面崩塌若堵塞(block)於峽谷、河道就會形成天然壩，並在壩體後方產生大量迴水(backwater)，圖 2-7 為屏東縣春日鄉潮州事業區 20 林班與原住民保留地交接處之士文溪，河岸邊坡因降雨誘發大規模地滑(圖 2-7 中黃色圈選之崩塌地範圍)，其崩落土石阻斷士文溪河道形成堰塞湖，該堰塞湖湖面約 6.7 公頃。若是壩體破壞，下游地區將會受到洪水淹沒造成巨大災害，例如 2009 年莫拉克小林村災害。

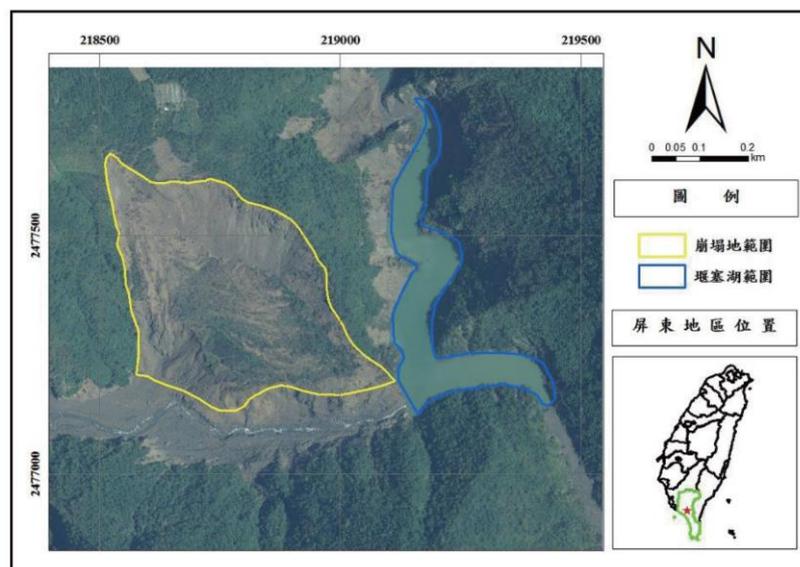


圖 2-7 士文溪堰塞湖航空相片圖(陳昆廷等人，2010)

因此若能進一步分析山崩後崩落土石運移最終是否會停留於河道，再搭配河道水文機制對於崩落土石的影響，對於天然壩形成與否就可以有初步的推測。

Nakamura et al. (2000) 蒐集許多日本和美國山崩資料，探討山崩與各種水文條件之間的互制作用，他們將山崩分成土壤流動(Earth Flow)及岩屑滑動(Debris Slide)兩大類，就其運移過程所經歷的步驟整理出概念模型(圖 2-8)，即當山崩屬於岩屑滑動(Debris Slide)時(①a或①b)，可能於小級序溪流(1~3)直接堵塞河道於①，亦可能於小或中、大級序(4~5)河道形成②土石流(Debris Flow)而堵塞河道於②A或②C，②A與②C的差別在於②C堵塞係當河道坡度變緩處，②A係堵塞於主、支流交會處，兩者最後都有可能因洪水產生潰決向下游運移③。當有足夠的土方且坡址具有滑動潛感，則在發生土壤流動(Earth Flow)時(④a或④b)，④a發生崩塌堵塞於②B，但壩體易潰決而向下游運移③造成災害，④b屬於無足夠土方量且未處於具有滑動潛感之坡址，故不發生堰塞湖。鄭伊婷(2013)亦參考 Nakamura et al. (2000)將崩落土石堵塞河道(Dam Jam)與水係級序之關係加以整理(如 表 2-6)。

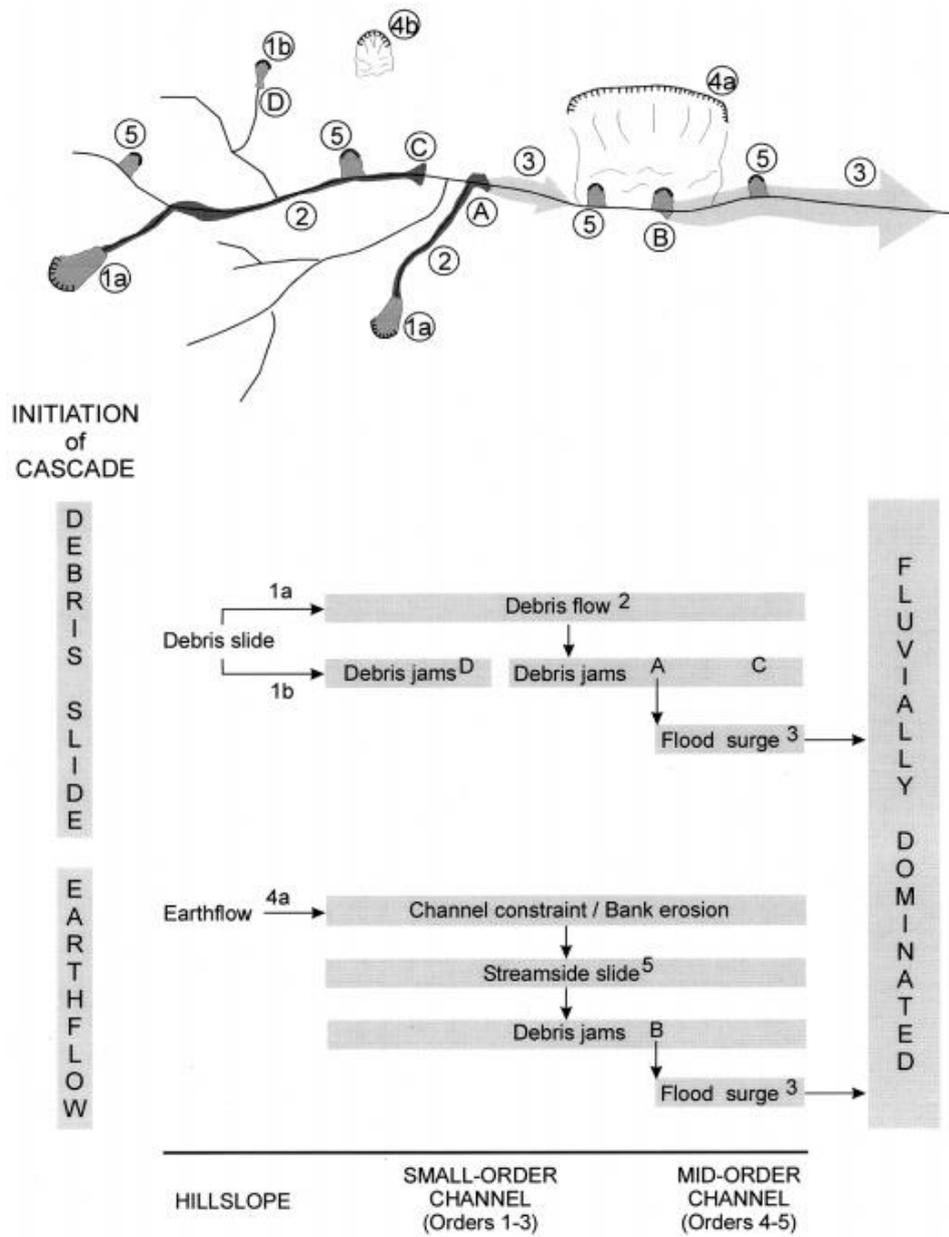


圖 2-8 各種崩塌及其運移過程所經歷的步驟示意圖  
(Nakamura et al, 2000)

表 2-6 整理自 Nakamura et al.(2000)之河道堵塞過程描述

初始崩塌類型	堵塞處(可見)	堵塞過程描述	水系級序
土石滑動 (debris slide)	接觸河道處(D)	崩落土石一接觸河道後便停留	1~3
	由支流與主流 交匯約成 90 度 處(A)	崩落土石順支流而下遇到交匯處直接衝擊 對面山坡形成天然壩,其崩落的土石並不會 順著主流的河水往下游流動,但之後天然壩 會因為洪水而被破壞	3~5
	河道坡度變化 臨界點(C)	當堆積處之原河道坡度改變過大(大於 70 度 <sup>o</sup> )或變緩,崩落土石將會停留在坡度改 變之臨界點附近	4, 5
土壤流動 (earth flow)	坡趾接近河道 處(B)	當流動土方>1000 m <sup>3</sup> 且具有坡趾滑動潛能 時,會在河道處形成臨時天然壩,形成後壩 體易遭沖毀,將會對下游造成巨大災害	1~5

由表 2-6 可得知堵塞位置會影響崩落土石是否堵塞於河道上之重要條件，而 Clerici & Perego 於 2000 年也整理崩落土石於河道堵塞之相關因素包括：崩落土石移動速度、河寬、流量、崩積材料、天然壩幾何形狀及堰塞湖大小與水深。根據經濟部水利署(2004)蒐集堰塞湖形成有關自然條件當中即包含與河道水文相關之門檻條件(當河床坡度緩於 1/500 者不易形成堰塞湖、堰塞湖所在溪流平均流量大多在 5CMS 以下)都代表了河道特性對於堰塞湖形成之重要性。

## 2.2 堰塞湖形成潛感相關研究

國內外有許多堰塞湖形成潛感的相關文獻，本節將敘述堰塞湖形成性及穩定性的相關指標，從天然壩壩體性質以瞭解堰塞湖形成因子。

### 2.2.1 天然壩形成性指標

Swanson et al. (1985)提出滑動體坡趾(toe)滑動速度與河道寬之比值(ACR, Annual Constriction Rate) $>100$  時將有機會形成天然壩，ACR 是一個形容河道被堵塞的指標，換句話說亦是檢核堰塞湖形成與否的參考門檻。

匡尚富(1994)亦提出當傾角為 30 度以上且有表土層之坡面容易發生崩塌，故在大比例尺的地形圖上可依此找出可能會形成天然壩的地點。

Korup(2005)更利用地形指標進行紐西蘭 South Westland 堰塞湖之危害度評估，其利用 25m 數值地形資料進入地理資訊系統虛擬天然壩的形成(Roving Virtual Landslide Dams, RVLD)，在紐西蘭境內兩條河流上，選擇地形指標邊坡坡度大於 50 度且邊坡高程落差大於 1000 公尺之河谷，建立虛擬之天然壩堵塞於河道進行後續評估。

此類型指標除了能簡單快速找到堰塞湖形成之預測位置，也描述了堰塞湖形成與河道之水文條件、崩塌之地形條件有高度相關性。

## 2.2.2 天然壩穩定性指標

柴賀軍等人(2001)認為堰塞湖天然壩之穩定性是由其物質組成、幾何形狀、堰塞湖入流量等因素所決定。

Casagli & Ermini (1999)利用天然壩體積 $V_d$ 分別對集水區面積 $A_b$ 及湖體積 $V_l$ 正規化後並取對數，則可得到兩個簡單關係式：

$$I_b = \log\left(\frac{V_d}{A_b}\right) \quad (2-1)$$

$$I_l = \log\left(\frac{V_d}{V_l}\right) \quad (2-2)$$

其中， $A_b$ 為集水面積， $V_d H_d$ 是天然壩體積， $V_l V_d$ 為堰塞湖體積。

並成功以 $I_b$ 及 $I_l$ 兩指標劃分義大利 67 個堰塞湖案例為穩定及不穩定狀態(如圖 2-9 及圖 2-10 所示)。

Ermini & Casagli(2003)進一步考慮壩高對壩體穩定性的負面效應，以世界 84 筆堰塞湖案例資料，歸納出堰塞湖天然壩穩定性，稱為無因次堵塞指標(Dimensionless Blockage Index, DBI)，其定義為：

$$DBI = \log\left(\frac{A_b \times H_d}{V_d}\right) \quad (2-3)$$

其中， $A_b$ 為集水面積， $H_d H_d$ 是天然壩壩高， $V_d V_d$ 為天然壩體積。

根據 Ermini & Casagli(2003)堰塞湖案例統計結果(如圖 2-11 所示)，當  $DBI < 2.75$ ，則天然壩為穩定狀態， $DBI > 3.08$  則為不穩定狀態，介於 2.75 與 3.08 之區間之天然壩者則為過渡區。

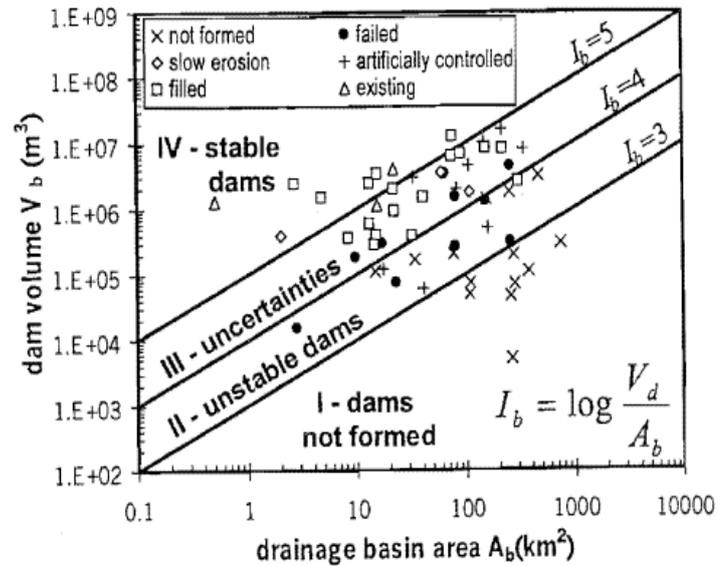


圖 2-9 以  $I_b$  判斷堰塞湖的穩定性(Casagli & Ermini, 1999)

$I_b > 5$  為未破壞之天然壩， $5 > I_b > 4$  屬不確定區域

$4 > I_b > 3$  為已破壞之天然壩， $I_b < 3$  不形成

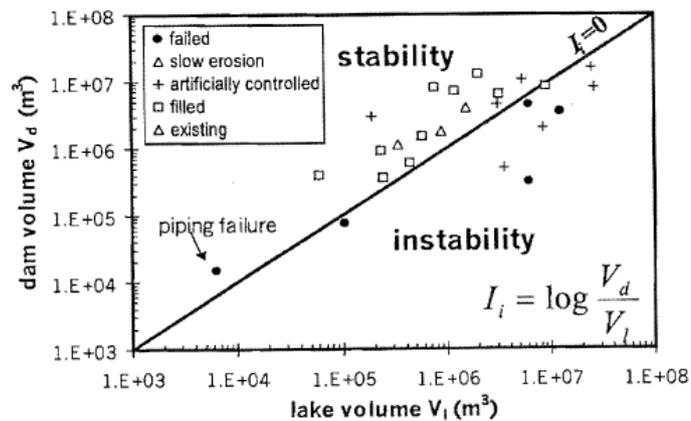


圖 2-10 以  $I_i$  判斷堰塞湖的穩定性(Casagli & Ermini, 1999)

$I_i > 0$  為未破壞之天然壩， $I_i < 0$  為已破壞之天然壩

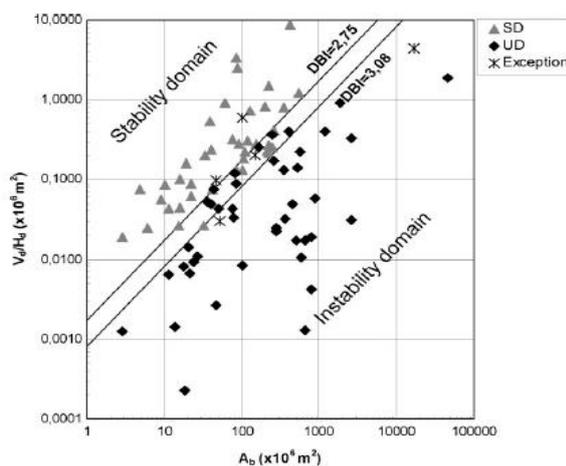


圖 2-11 無因次堵塞指標(DBI)定義圖(Ermini & Casagli,2003)

圖中菱形代表已破壞之天然壩，三角形代表未破壞之天然壩，星號則為特殊案例。而分析結果為  $DBI < 2.75$  天然壩多為未破壞， $DBI > 3.08$

天然壩大多已破  $3.08 > DBI > 2.75$  為不確定區域

Korup(2004)同樣利用  $I_b$ 、 $I_l$  及 DBI 針對紐西蘭的堰塞湖案例進行分析，結果發現上述三個指標並不能有效的區分天然壩之穩定性，相同的方法並不適用於不同區域。亦認為其堰塞湖資料的準確性過低也是導致如此不佳的區分結果的原因之一；同時 Korup(2004)再提出三個無因次指標如下：

$$I_s = \log\left(\frac{H_d^3}{V_l}\right) \quad (2-4)$$

$$I_\alpha = \log\left(\frac{H_d^2}{A_c}\right) \quad (2-5)$$

$$I_\gamma = \log\left(\frac{H_d}{H_r}\right) \quad (2-6)$$

其中  $H_d$  為壩高、 $V_l$  為湖體積、 $A_c$  為集水區面積、 $H_r$  為堵塞點至上游頂之高程差。但其分析結果仍不佳，不確定區域範圍仍然很廣。

童煜翔(2008)探討其 Korup(2004)天然壩穩定性判斷結果不佳的原因可能為堰塞湖資料的不準確、調查之參數不一致以及堰塞湖之形成至破壞的過程並非如此簡單的單變量關係式。

Ermini & Casagli(2003); Korup(2004)則認為若再加入其他地形參數及建立大量、準確的資料庫，將使統計分析更具意義，且以多變量分析方法進行更嚴謹的量化分析將更能有效判斷堰塞湖天然壩之穩定性。

由上述許多學者所使用之天然壩穩定性相關指標，可歸納出壩體幾何形狀、集水區面積及尖峰流量是影響天然壩穩定性的重要關鍵。

### 2.2.3 天然壩形成預測

經濟部水利署(2004)提出有關堰塞湖形成位置與時機之相關建議：在有足夠精度之地形、地質與水文資料的情況下即可概略推測堰塞湖之形成位置及其量體，而堰塞湖形成時機預測與山崩發生時機預測有關。並提出預測堰塞湖之建議流程如下圖 2-12 所示，其分析評估概念主要分三部分：

1. 預測山崩形成天然壩之幾何與力學特徵(與河道特徵有關)
2. 河道特徵分析(包括水文與地文特徵)
3. 天然壩與河道幾何特徵預測與分析成果，與堰塞湖存在之門檻值進行比較，利用地理資訊系統便於套疊分析之優點，完成堰塞湖形成與規模之預測。

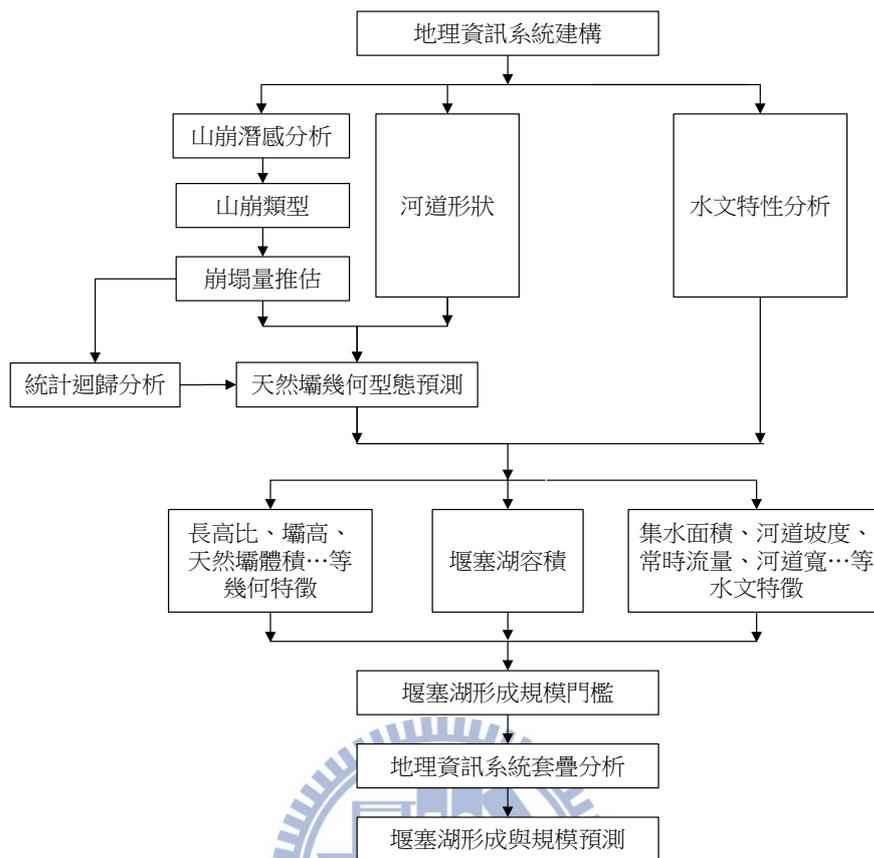


圖 2-12 堰塞湖形成位置預測建議評估流程圖(經濟部水利署,2004)

鄭伊婷(2013)以高屏溪流域為例進行堰塞湖形成潛感運算及潛勢圖繪製，並提出適當的三種山崩型態之堰塞湖形成潛感模式。透過羅吉斯迴歸模型做出堰塞湖形成潛感分析，總體正確率高達 80.6%，ROC(Receiver Operating Characteristic)曲線之 AUC(Area Under Curve)為 0.893，表示此羅吉斯迴歸模型可有效預測台灣地區山崩發生後引發堰塞湖形成之機率。

鄭伊婷(2013)所迴歸出之山崩後堰塞湖形成潛感模式為：

$$P_{Dam} = \frac{1}{1+e^{-\varepsilon}} \quad (2-7)$$

$$\varepsilon = +3.307A - 7.686P + 6.195S - 1.096B + 0.488Q - 16.464(a) - 1.893(b) - 3.313(c) \quad (2-8)$$

其中，(a)為土石流類型，(b)為岩屑崩滑類型，(c)為岩體滑動類型；

$P_{Dam}$  即為山崩後堰塞湖形成潛感值， $A$  為山崩面積( $ha$ )， $P$  為路徑長度( $km$ )， $S$  為路徑平均坡度(100%)， $B$  為河道寬度(100m)； $Q$  為事件流量(1000CMS)。

山崩(土石流、岩屑崩滑及岩體滑動)形成潛勢圖及山崩(土石流、岩屑崩滑及岩體滑動)後堰塞湖形成潛勢圖結果分別如圖 2-13、圖 2-14、圖 2-15、圖 2-16、圖 2-17、圖 2-18 所示。



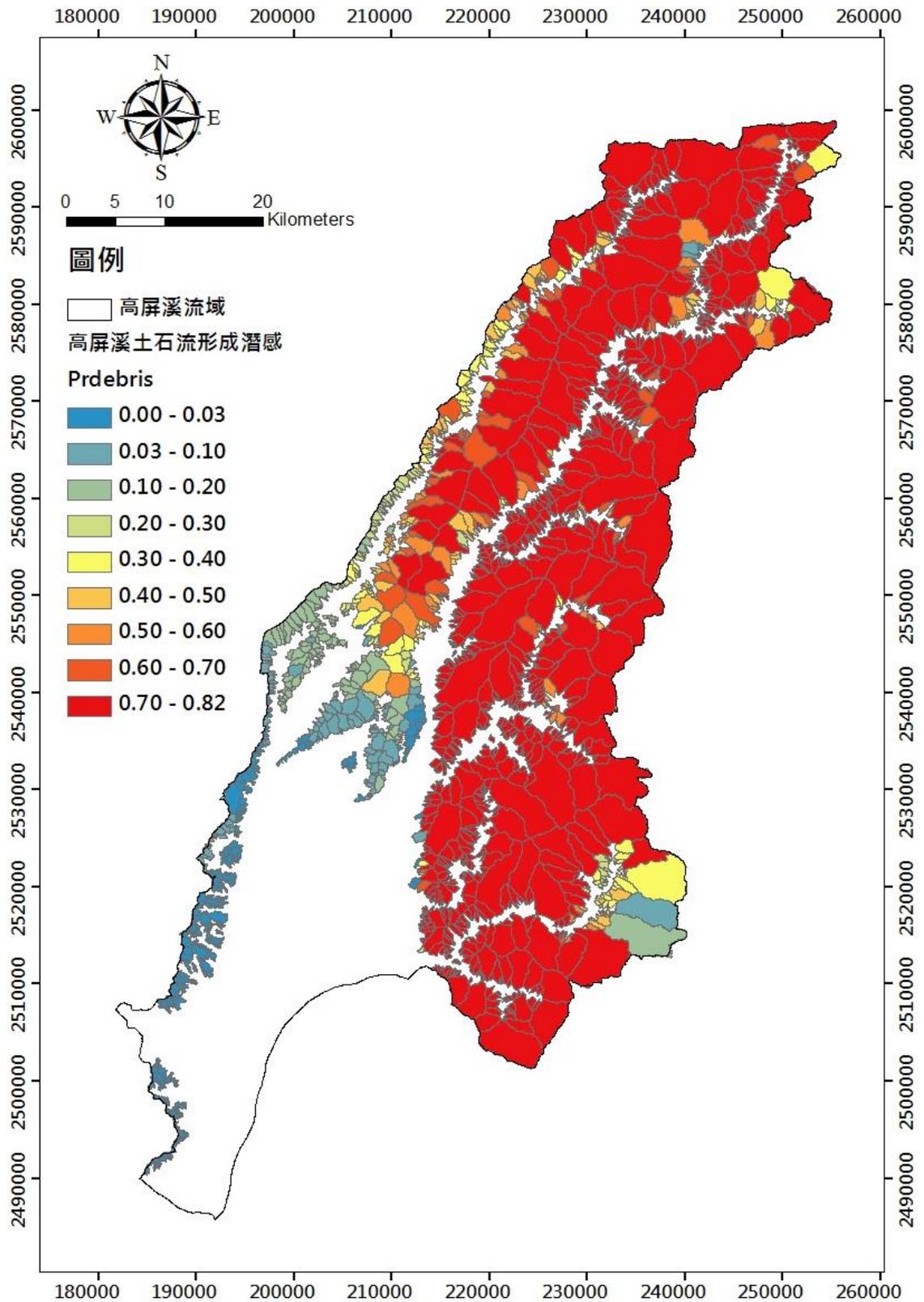


圖 2-13 高屏溪流域土石流潛勢圖(鄭伊婷，2013)

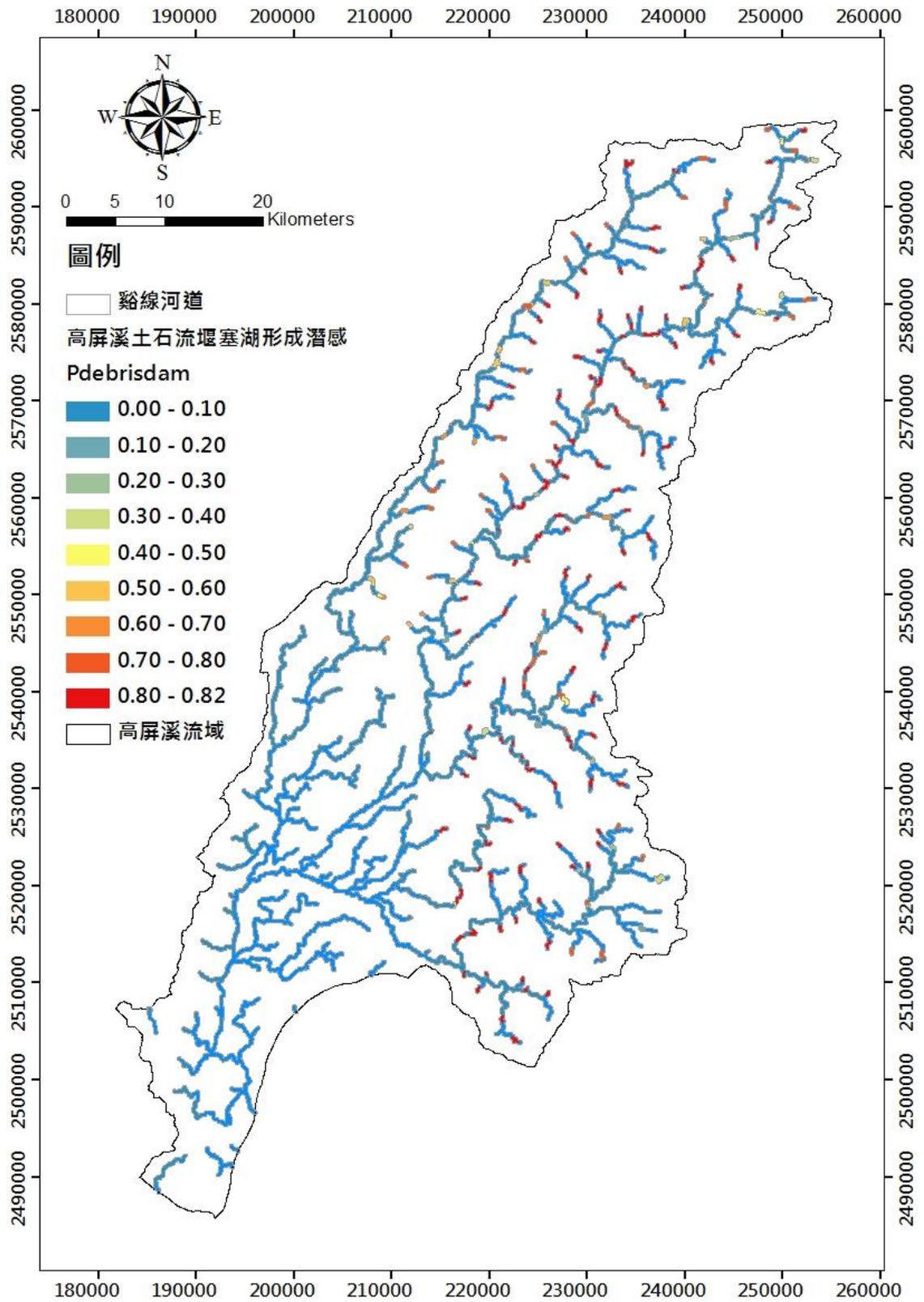


圖 2-14 高屏溪流域土石流堰塞湖形成潛勢圖(鄭伊婷，2013)

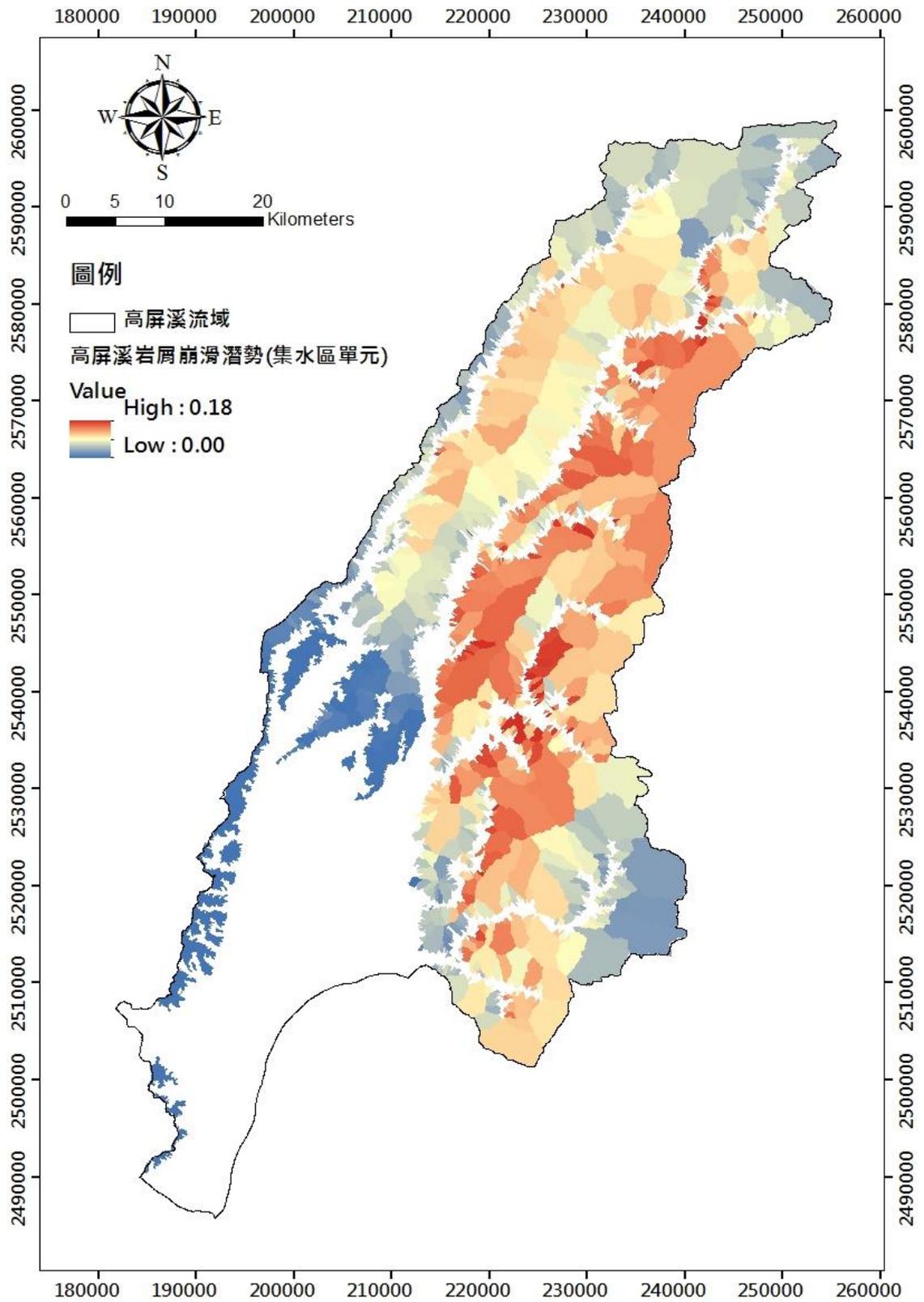


圖 2-15 高屏溪流域岩屑崩滑潛勢圖(鄭伊婷，2013)

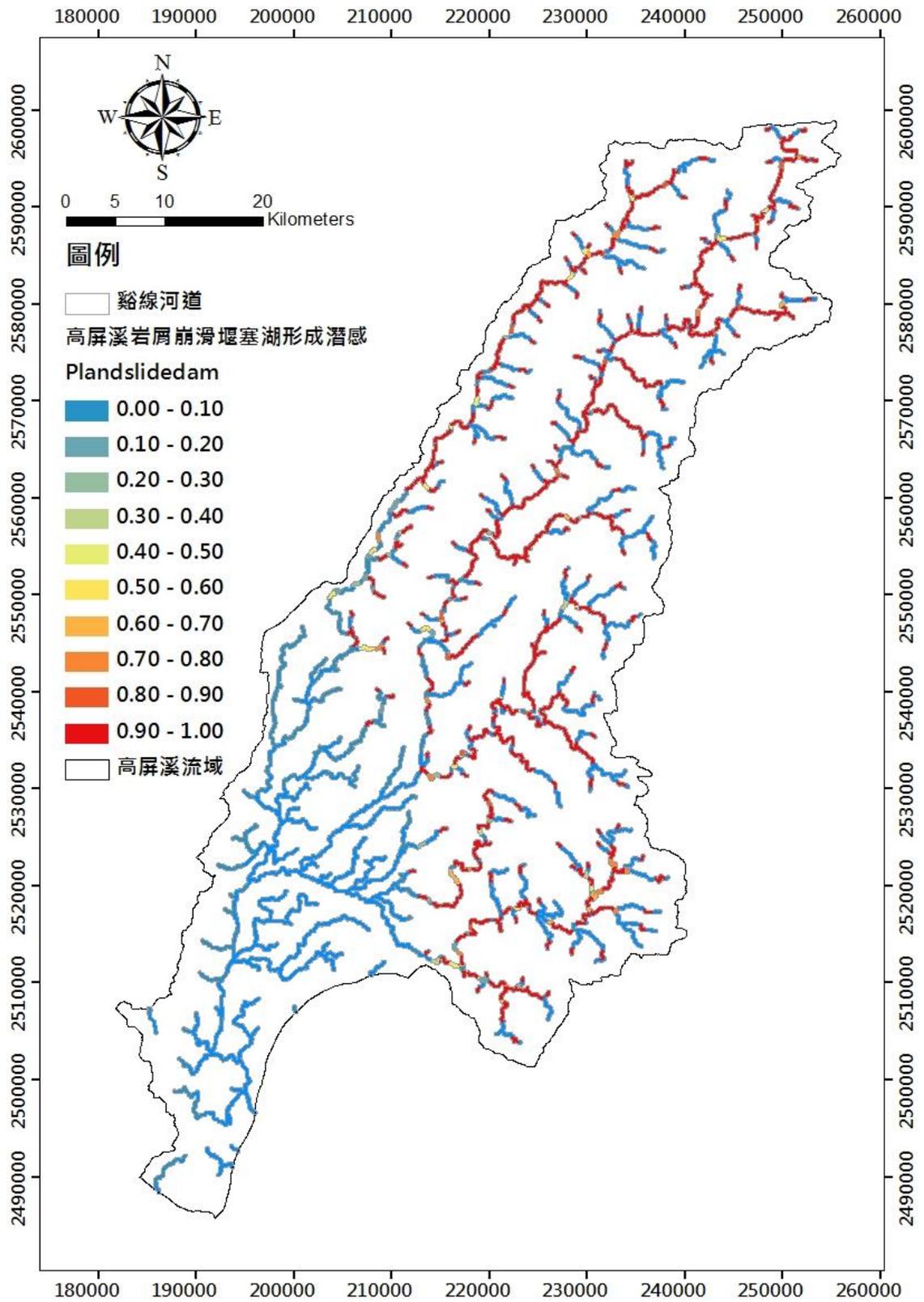


圖 2-16 高屏溪流域岩屑崩滑堰塞湖形成潛勢圖(鄭伊婷，2013)

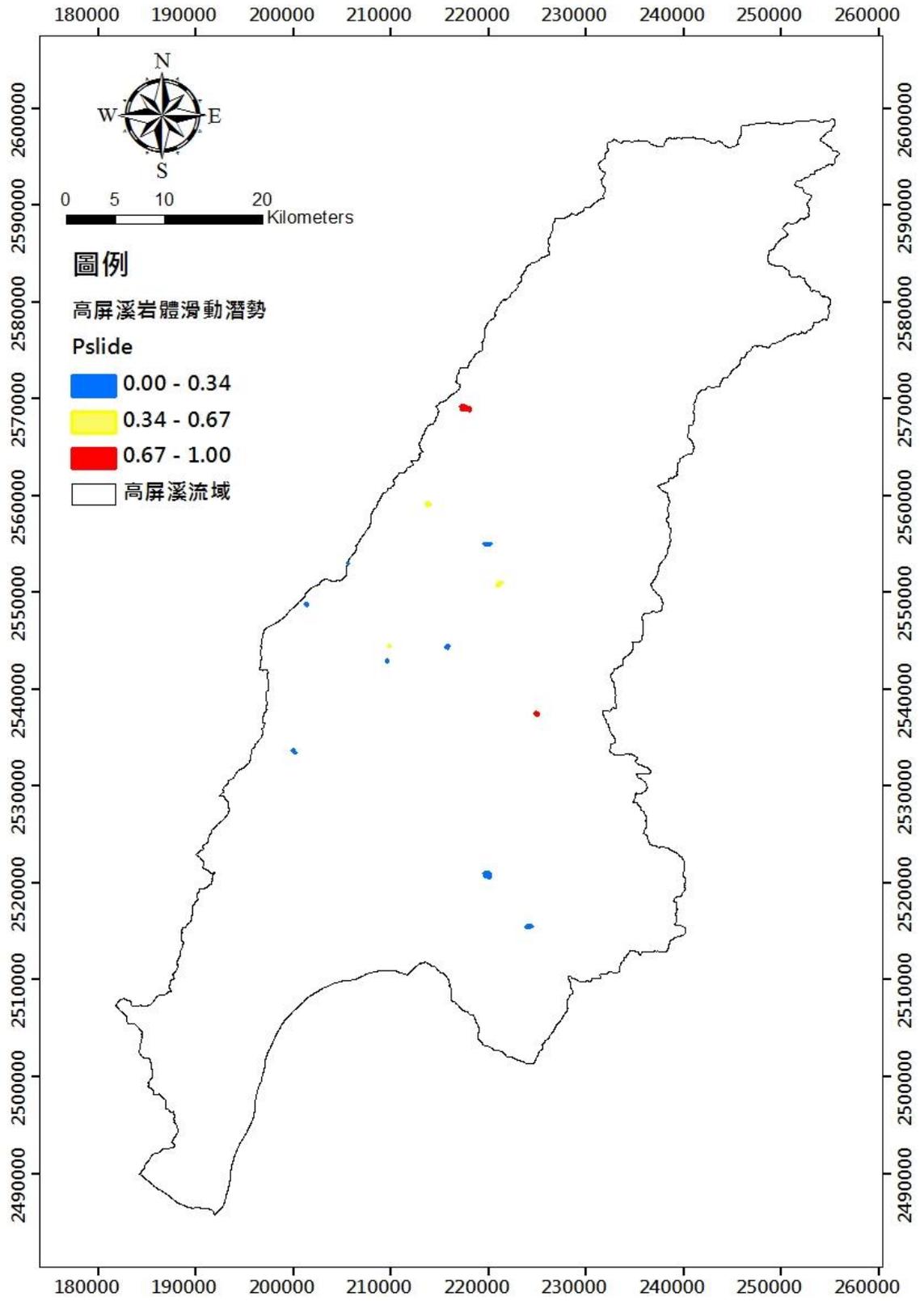


圖 2-17 高屏溪流域岩體滑動潛勢圖(鄭伊婷，2013)

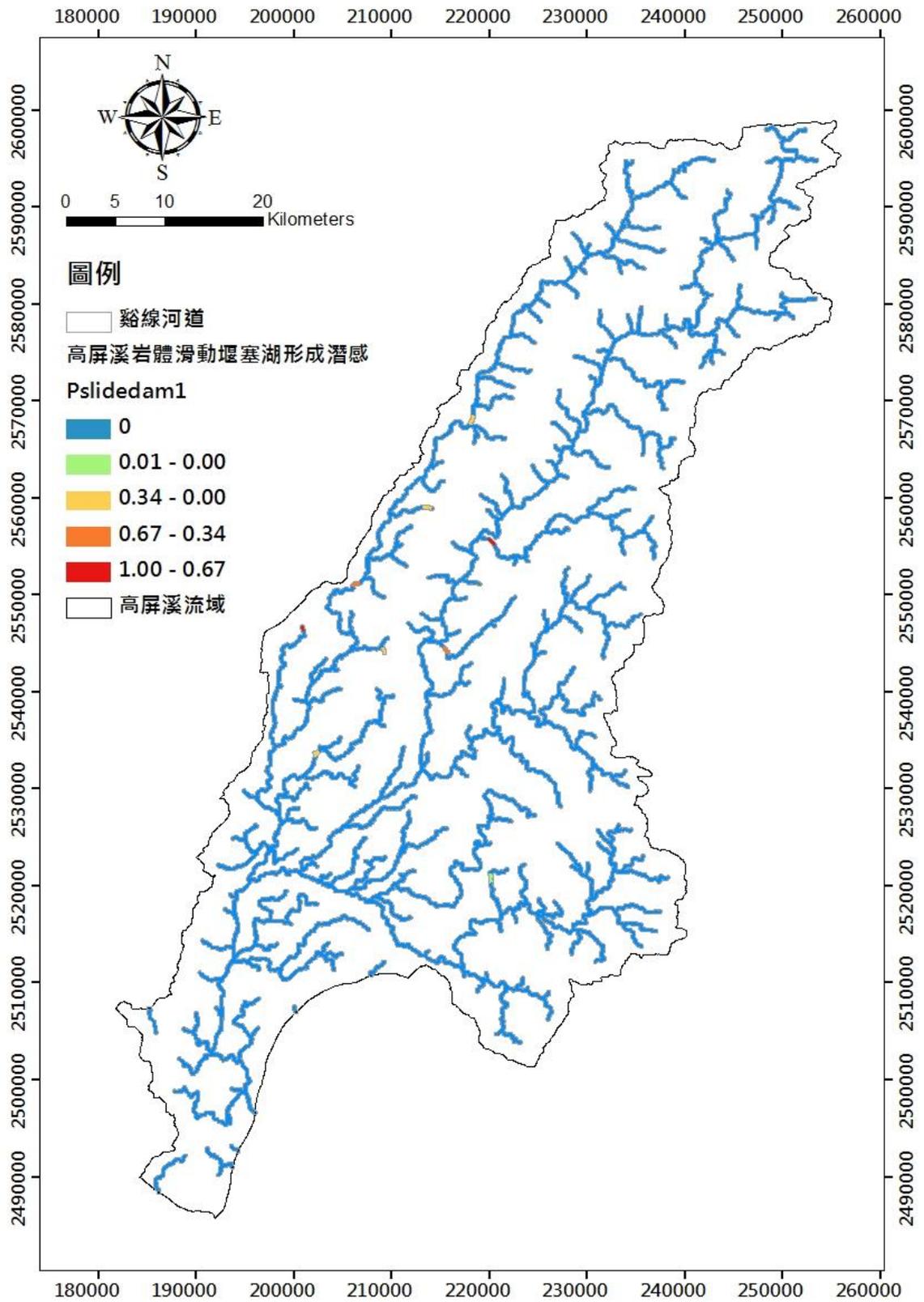


圖 2-18 高屏溪流域岩體滑動堰塞湖形成潛勢圖(鄭伊婷，2013)

雖鄭伊婷(2013)有良好的研究成果，但細節仍有未釐清模糊之處，茲將不足部分及修正方法如下所述：

1.山崩型態分類模糊：鄭伊婷(2013)係採用中央地質調查所(2009)(如表 2-2)，本研究重新歸納分類(詳表 2-5)，修改部份如：原先岩屑崩滑未考慮深度不同之破壞模式，茲改為岩屑崩落(淺層)及岩屑滑動(深層)。

2.改善數值地形精度及岩屑崩落分析：鄭伊婷(2013)分析地形是以 30m 與 40m 之數值地形模型進行山崩發生後其崩落土石運移至堵塞的過程相關運移因子運算，使得無法順利使用斜坡單元進行岩屑崩落(原稱岩屑崩滑，以下皆同)堰塞湖形成潛勢圖的繪製，改以集水區單元替代。故岩屑崩落堰塞湖形成的潛勢圖有改善的空間。改善的方法除了將數值地形模型的精度提升為 5m 外，並分類斜坡單元的運移路徑級序，也就是運用水系級序的概念把各個斜坡單元的運移路徑分級(運移級序)，只納入有直接運移至河道的斜坡單元(運移級序 1 至河道)作為崩落潛感的分析單元。

3.比較土石流堰塞湖形成潛感：利用鄭伊婷(2013)同樣方法(集水區單元)計算(直接型)土石流堰塞湖形成潛勢圖並改善地形精度，將其結果再與以聚積單元(運移級序 1 至運移級序 2)為分析單元計算(聚積型)土石流堰塞湖形成潛勢圖進行比較。

4.岩體滑動堰塞湖形成潛感案例不足：鄭伊婷(2013)岩體滑動潛勢圖係利用中央地質調查所(2009)專家判釋法的結果，惟案例數量略嫌不足，難以明確表示滑動潛感，故本研究改善其分類(岩屑滑動及岩體滑動)，並改採林務局(林務局，2012)的光達判釋案例。林務局(2012)蒐集十處(位於旗山、玉山)歷史崩塌案例，將深層崩塌歸類出 A、B、C 及 D 共 4 種類型(如表 2-3)，並針對各類型進行深層崩塌潛感區發生度等級評估，評估方法係以證據權重法來進行，結果可區分為高、中、低三個等級，結果如圖 2-14 所示。其中類型 A 因已經產生大規模崩塌，坡面上土石較少，因此崩塌再發生性相對低；類型 B 因植生特性較未崩塌區不同，以草本與矮灌木為主，相較於類型 A 之深層崩塌，為相對穩定之類型；類型 D 屬找出不具崩塌地形特徵之潛在深層崩塌發生區域。故這四類當中只有 C 類屬於本研究岩屑滑動及岩體滑動的山崩型態，故僅採用類型 C 之案例。而 C 類之高、中及低三個發生度將分別給予機率 100%~67%(高發生度)、機率 76%~34% (中發生度)及 34%~0%(低發生度)，所作出岩體滑動潛勢圖亦是一個機率區間分為高、中、低潛感。

表 2-7 深層崩塌類型分類表(林務局，2012)

類型	類型說明	崩塌特性	特性
A	近期發生之深層崩塌	已崩塌	<ul style="list-style-type: none"> <li>● 具崩塌之地形特徵</li> <li>● 有明顯裸露</li> </ul>
B	早期發生之疑似深層崩塌	已崩塌	<ul style="list-style-type: none"> <li>● 具崩塌之地形特徵</li> <li>● 大部分已植生復育</li> </ul>
C	具崩塌地形特徵之深層崩塌潛勢區位	具崩塌徵兆但未全面崩壞	<ul style="list-style-type: none"> <li>● 具崩崖、側邊裂隙、蝕溝、坡趾隆起等圓弧型破壞地形特徵</li> <li>● 具崩崖、側邊裂隙、坡趾隆起等平面型或楔型破壞地形特徵</li> </ul>
D	不具崩塌地形特徵之深層崩塌潛勢區位	具不利之地質與地形條件	<ul style="list-style-type: none"> <li>● 具地質與地形不利因素者</li> <li>● 具坡趾破壞因素者</li> <li>● 邊坡屬山崩高潛感區域</li> <li>● 同時具備上述條件之邊坡</li> </ul>

註:上述判釋範圍皆需大於 10 公頃

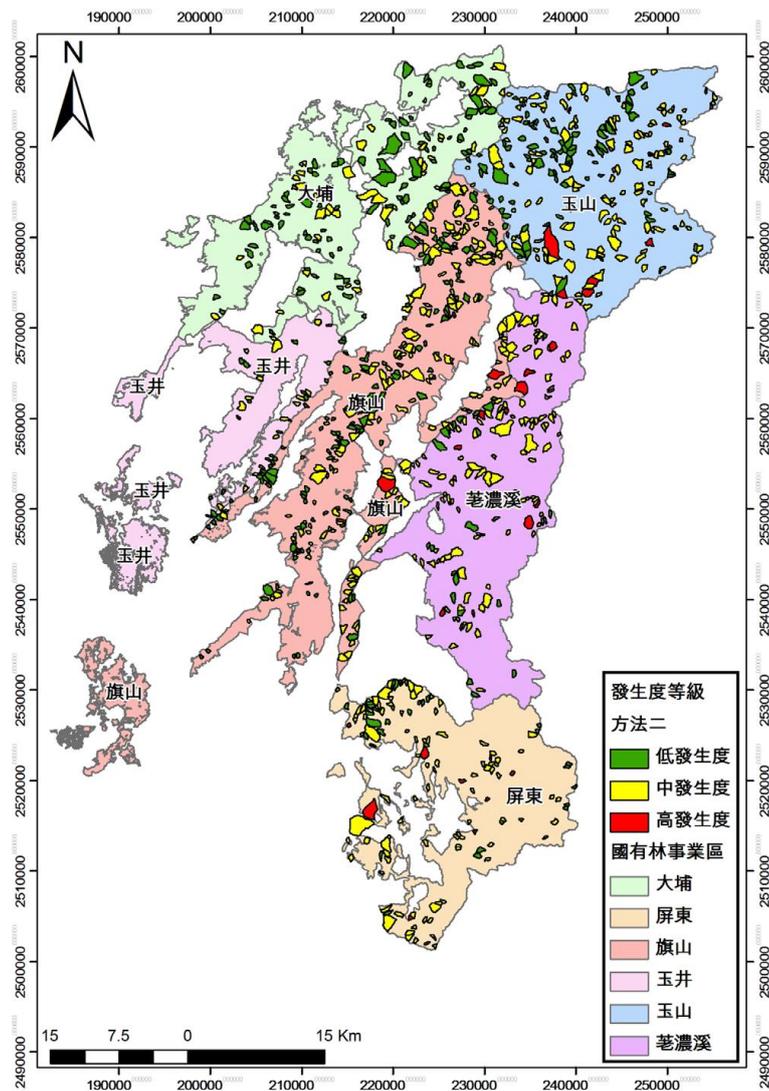


圖 2-19 深層崩塌潛勢區發生度等級分布圖(林務局，2012)

## 2.3 羅吉斯迴歸方法相關應用

比利時數學家 Verhulst(1838)為修正人口論時，推導出目前應用廣泛之羅吉斯迴歸曲線，其應用層面廣泛包含有醫學、社會科學等，近年來也被許多學者應用於山崩及堰塞湖壽命研究領域。

Atkinson & Massari(1998)針對義大利中部地區，建立山崩和各因子間的關係，以羅吉斯迴歸計算山崩潛感值及繪製山崩潛勢圖。Chung & Fabbri(1999)以哥倫比亞地區里約熱內盧之 Chincina 地區之山崩案例的災前因子透過羅吉斯迴歸進行山崩潛感預測。Lee & Min(2001)對於韓國 Yongin 地區，使用岩性、地表地形、水系形狀等因子建立羅吉斯迴歸模型，計算其山崩潛感值。Dai & Lee(2002)研究香港大嶼山的山崩，以地理資訊系統、羅吉斯迴歸作分析，最後計算出山崩潛感值及繪製山崩潛勢圖。Ohlmacher & Davis(2003)進行美國堪薩斯州東北地區的山崩利用羅吉斯迴歸方法進行相關山崩研究，最後繪製出山崩潛勢圖。Dong et al.(2011)以 43 筆日本堰塞湖資料，建立包含尖峰流量或集水區面積、壩高、壩長及壩寬四個參數之羅吉斯迴歸統計模型，並且以 84 筆全球堰塞湖案例建立包含集水區面積、壩高、壩體積三個參數之羅吉斯迴歸統計模型，以上述羅吉斯迴歸統計模型建立預測堰塞壩穩定性之量化模式。

鄭伊婷(2013)以高屏溪流域為例進行堰塞湖形成潛感運算，透過羅吉斯迴歸模型做出堰塞湖形成潛感分析，總體正確率高達 80.6%，ROC 曲線之 AUC 為 0.893，表示羅吉斯迴歸模型可有效預測台灣地區山崩發生後引發堰塞湖形成之機率。

根據上述文獻及鄭伊婷(2013)之研究成果在計算潛感值皆有良好的成效，故本研究亦採用羅吉斯迴歸，其基本理論在章節 3.3 說明。



## 第三章 研究方法

由第二章有關堰塞湖形成研究回顧的結論，本研究將沿用鄭伊婷(2013)之研究方法，包括：使用軟體、迴歸方法、迴歸模型、選用之因子及堰塞湖形成潛勢圖繪製方法；因本研究延用鄭伊婷(2013)之因子故不在此詳細介紹如何選取因子，有關因子之說明將於後續第四章描述。

本研究仍以 Kroup(2005)條件式機率為主軸，輔以羅吉斯迴歸方法，進行山崩後堰塞湖形成潛感分析(山崩後堰塞湖形成機率)，並將與鄭伊婷(2013)之研究結果進行比較。山崩潛感模式係依中央地質調查所(2009)及蔡雨澄(2012)之方法，最後結合山崩後堰塞湖形成潛感即可得到此區域對應之堰塞湖形成潛感(機率)並繪製堰塞湖形成潛勢圖。本研究所使用的相關研究軟體、迴歸方法以及堰塞湖形成潛感圖繪製方法將在本章敘述。本章主要內容修改自鄭伊婷(2013)。

### 3.1 ArcGIS 軟體介紹

本研究為將山崩、堰塞湖的文獻、圖、與資料作有系統整理，利用地理資訊系統(Geographic Information System, GIS)軟體進行資料彙整，建立後續迴歸分析所需之堰塞湖形成因子，以及繪製堰塞湖形成潛勢圖；亦利用 GIS 統計分析系統程式進行羅吉斯迴歸運算及相關成果驗證。

本研究所使用之軟體為 ArcGIS Desktop 10.0，包含有 ArcCatalog、

ArcMap、ArcGlobe、ArcToolbox 和 ModelBuilder 等套件模組軟體。本研究利用 ArcMap 進行山崩、堰塞湖文獻與影像、地圖等的套疊作業(如圖 3-1)，本文將山崩及堰塞湖原始文獻分為有相關影像可對照及無相關影像可對照的兩組後，將文獻資料和有相關影像之資料於 ArcMap 進行套疊並且儲存為空間資料檔案(shp)；若為無相關影像之資料，本研究會利用購買之衛星影像進行套疊後亦存為空間資料檔案。

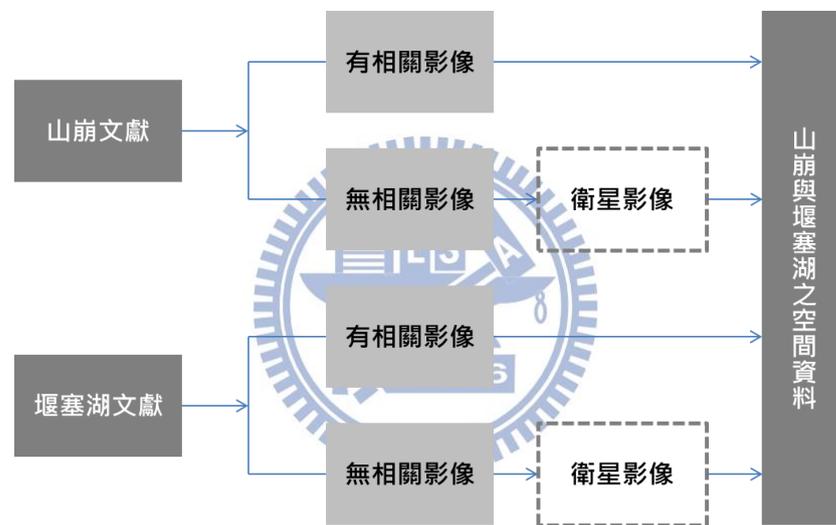


圖 3-1 ArcMap 進行影像地圖套疊作業流程圖

ArcGIS 的資料型態，包括地理實體有關的空間資料(例如上述之 shp)以及描述這些地理實體的屬性資料。空間資料(spatial data)主要有點狀圖例(point feature)、線狀圖例(line feature)及面狀圖例(area or polygon feature)三種型態；而屬性資料(attribute data)則描述了空間資料的內涵。舉例來說，道路為真實世界常見的地理實體；在地理資訊系統的空間資料中則記錄這條道路的座標、位置及空間的形狀，而屬性資料

便記錄它的車道數、車道寬度、路面型式、交通流量、路名等資訊(張  
郇生，2004)。

除了進行資料彙整，本研究亦將 ArcToolbox 及 ArcHydro 嵌入  
ArcMap 進行空間資料處理和分析，以建立後續迴歸分析所需之堰塞湖  
形成因子及繪製堰塞湖形成潛勢圖(圖 3-2 及圖 3-3)。

根據圖 3-2 本研究先是將選定欲分析之山崩及堰塞湖案例之空間  
資料(.shp)進入地理資訊系統與數值地形模型(DTM)進行套疊整合後，  
利用 ArcHydro 與 ArcToolbox 的功能進行相關運算，即可得到堰塞湖  
形成的相關因子(因子建立過程與步驟詳附錄 1)。



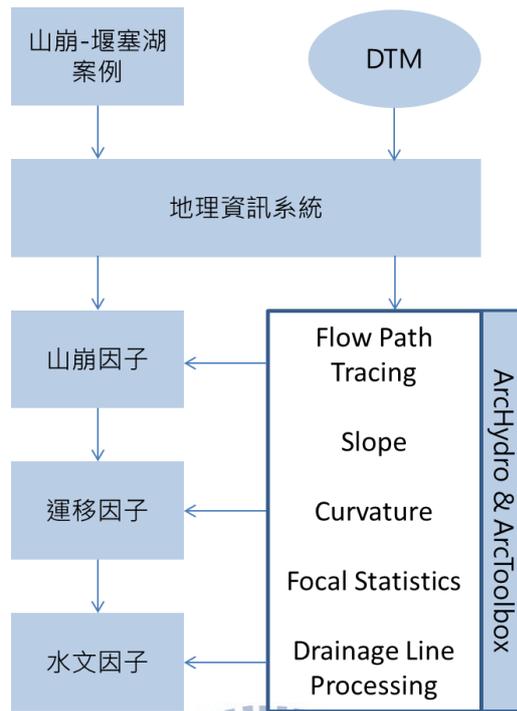


圖 3-2 ArcMap 建立堰塞湖形成因子流程圖(鄭伊婷，2013)

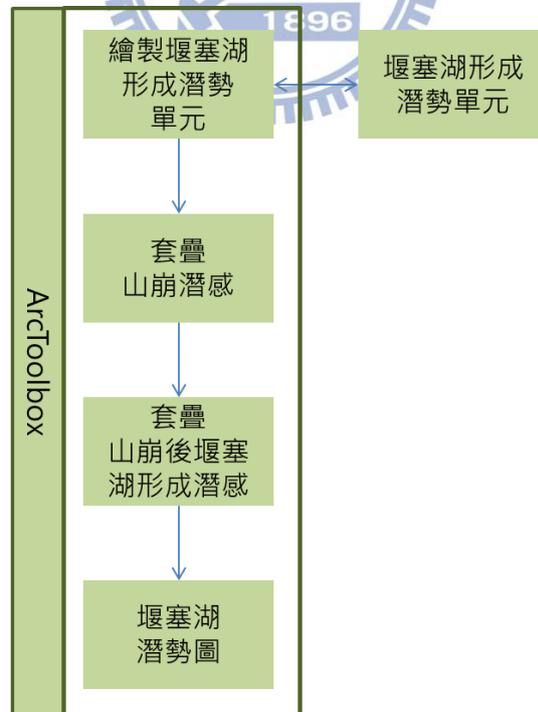


圖 3-3 ArcMap 繪製堰塞湖潛勢圖流程圖(鄭伊婷，2013)

ArcHydro 為美國 ESRI 公司所開發之水文運算模組，可由 ArcGIS 官網免費下載安裝，ArcHydro 主要是提供水文運算功能及相互連結水文屬性資料之功能。本研究透過 ArcHydro 水文運算功能其中之一的 Flow Path Tracing，依照數值地形模型運算出其相關因子。

而 ArcToolbox 為 ArcGIS 之套件模組軟體，為一系列的地理資料分析及處理(geoprocessing)模組，可以新增、操作和編輯各種不同空間資料和屬性資料，本研究主要使用 ArcToolbox 中的 Slope、Curvature、Focal Statistics (焦點統計模組)和 Drainage Line Processing 進行堰塞湖形成相關因子建立。

圖 3-3 即是繪製堰塞湖形成潛勢圖的流程：本研究先是根據不同山崩型態(土石流、岩屑崩滑及岩體滑動)之堰塞湖形成潛感單元繪製方法繪製堰塞湖形成潛感單元後，將堰塞湖形成潛感單元資料輸入 ArcGIS 成為空間資料，再套疊相對應山崩型態之山崩潛勢圖層與本研究所作之山崩後堰塞湖形成潛勢圖層，以 ArcToolbox 的連結(join)功能將兩者潛感相結合並作圖為堰塞湖形成潛勢圖。

### 3.2 條件式機率

條件式機率， $P\langle D|C\rangle$ ，為事件D在另外一個已經發生的事件C條件下發生的機率。在機率理論中，詳細的數學定義為：

在一樣本空間A中有許多不為零的子集合D,C(C<sub>1</sub>,C<sub>2</sub>,C<sub>3</sub>) (圖 3-4)，由樣本空間A中的C子集合提取元素機率為P(C)，此元素也在D子集合之條件機率即為

$$P\langle D|C\rangle = \frac{P(D \cap C)}{P(C)} \quad (3-1)$$

以圖 3-4 為例進行條件式機率運算：因為子集合D完全包含子集合C<sub>1</sub>故其條件式機率為 $P\langle D|C_1\rangle=1$ ；子集合D與子集合C<sub>3</sub>只有部分有交集故根據式(3-1)其條件式機率為 $P\langle D|C_3\rangle = \frac{P(D \cap C_3)}{P(C_3)} = \frac{0.7}{0.7+1.8} = 0.28$ ；最後毫無交集的D與C<sub>2</sub>其機率為 $P\langle D|C_2\rangle=0$ 。

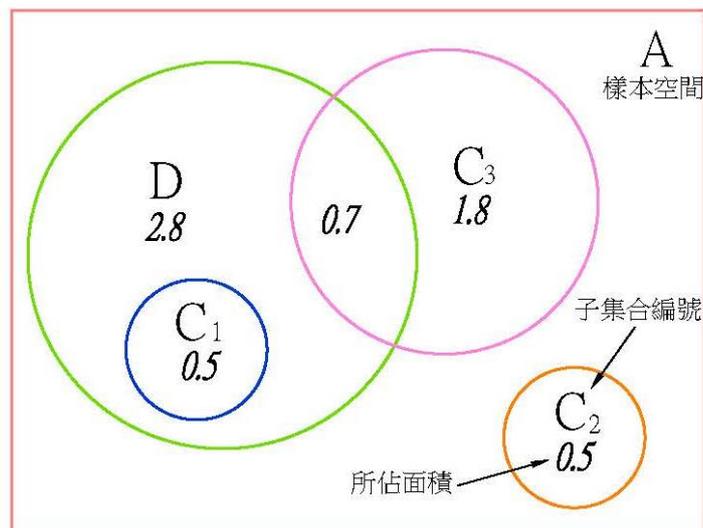


圖 3-4 條件式機率運算圖

根據條件式機率之精神，Korup(2005)提出之堰塞湖潰壩後對下游致災的條件式機率模型：

$$P(\text{OUT}) = P(\text{H}) \times P\langle \text{B} | \text{H} \rangle \times P\langle \text{O} | \text{B} \rangle \times P\langle \text{D} | \text{O} \rangle \quad (3-2)$$

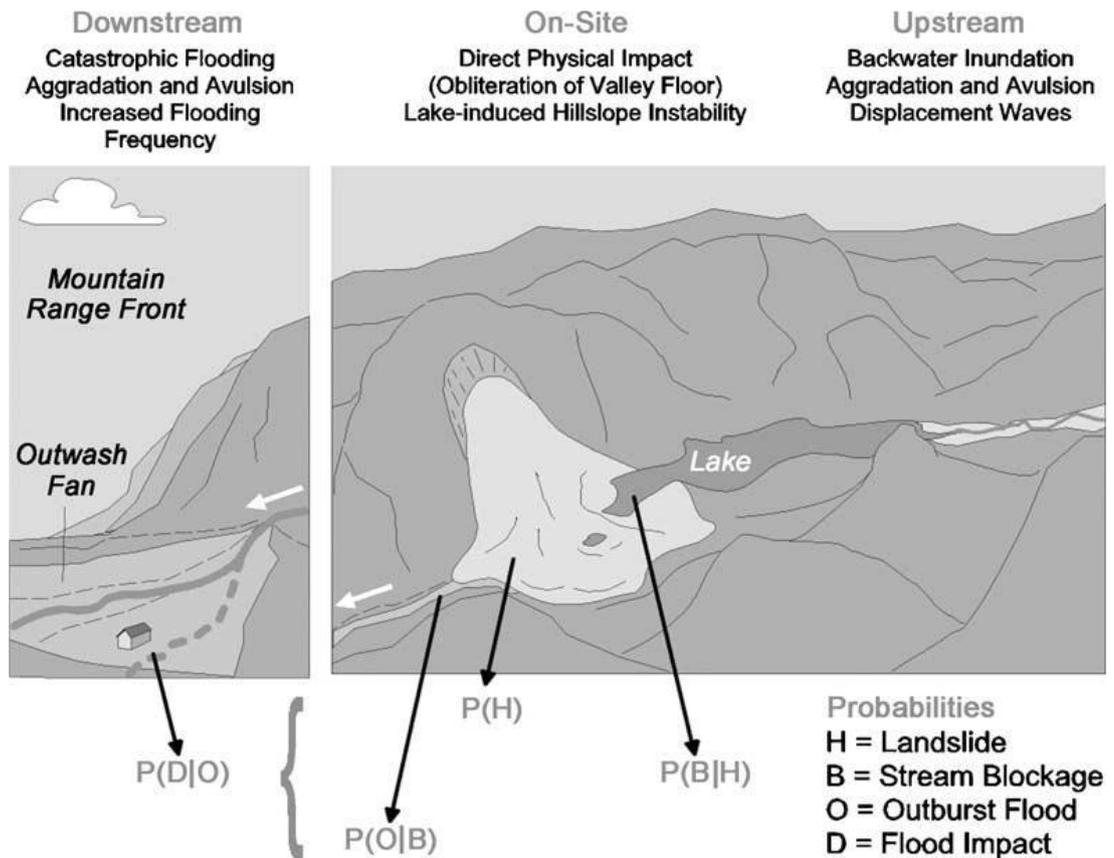


圖 3-5 以條件機率方式呈現出堰塞湖下游致災的機(Korup, 2005)

式(3-2)中， $P(\text{OUT})$  代表堰塞湖對下游致災之機率； $P(\text{H})$  為山崩發生的機率； $P\langle \text{B} | \text{H} \rangle$  在已經發生山崩的條件下堰塞湖形成的機率； $P\langle \text{O} | \text{B} \rangle$  為堰塞湖形成後其天然壩潰決的機率； $P\langle \text{D} | \text{O} \rangle$  表示天然壩潰決之後對下游產生災害的機率。

根據圖 3-5 若要堰塞湖對下游造成災害，其必要條件是在山崩已經發生且崩落土石堵塞河道形成堰塞湖，然後堰塞湖天然壩體必須潰決且潰決之土石運移至下游導致災害發生；簡而言之，堰塞湖對下游致災之機率  $P(\text{OUT})$  就是上述各種災害之條件機率相乘之積。

依據此種條件式機率模型的精神，本研究亦建立了山崩後形成堰塞湖的條件式機率模型：

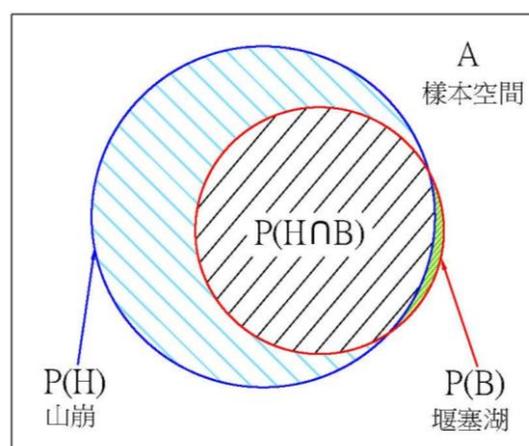


圖 3-6 災害事件中山崩機率(H)與堰塞湖機率(B)之關係圖改圖

假設在自然界發生的災害事件樣本空間 A 中，發生山崩之機率為  $P(H)$  (圖 3-6 中深藍色圓)，產生堰塞湖之機率為  $P(B)$  (圖 3-6 中紅色圓)；同時為山崩又是堰塞湖的災害事件的機率為  $P(H \cap B)$  (圖 3-6 中黑色斜線區域)。參考章節 2.1 所敘述，降雨所造成各種形式之山崩所觸發之堰塞湖比例最高，故本研究先排除其他非山崩因素所造成堰塞湖之案例(圖 3-6 中綠色區域)，也就是假定同時發生山崩又觸發堰塞湖的機率

為  $P(H \cap B)$  大略等同於產生堰塞湖形成之機率為  $P(B)$ 。

在此理論假設下，本研究方法即為透過適當的迴歸分析方法求取在山崩已經發生的條件之下造成堰塞湖之機率  $P(B|H) = \frac{P(H \cap B)}{P(H)}$ ，然後根據現有已知的山崩發生機率  $P(H)$ ，兩機率相乘所得之積即為同時發生山崩與堰塞湖機率之  $P(H \cap B)$ 。由本研究所推求之  $P(B|H)$  與  $P(H)$  相乘之結果  $P(H \cap B)$  即是本研究所假設的堰塞湖形成之機率  $P(B)$ 。



### 3.3 羅吉斯迴歸方法

在統計學上，羅吉斯迴歸(Logistic Regression)為依照類別型應變數(Categorical Dependent Variable)進行預測的類似線性迴歸模型；羅吉斯迴歸模型(Logistic Regression Model)為對數線性模型中的一種特殊形式(Feinberg, 1985；Agresti, 2002)，本節將詳細描述本研究選擇羅吉斯迴歸為求取山崩後形成堰塞湖機率(如同章節 3.2 所述之 $P(B|H)$ )的方法之原因及其他相關研究方法之介紹。

#### 3.3.1 線性迴歸模型

線性迴歸模型 (Linear Regression Model) 為線性迴歸方程式透過最小平方法(Ordinary Least Square)對一個或多個自變數(Independent Variable)和應變數(Dependent Variable)之間關係進行建模的迴歸分析方法。當只有一個自變數時為簡單線性迴歸(Simple Linear Regression)而超過一個自變數時為多元迴歸(Multiple Linear Regression)。

下列將以簡單線性迴歸模型為例子說明線性迴歸方程式之運算過程(修改自王濟川與郭志剛，2003)。

假設目前有一批樣本資料包含自變數  $x = x_1, x_2, x_1 \dots x_n$  與應變數  $y = y_1, y_2, y_1 \dots y_n$ ，其線性迴歸模型為多個自變數：

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_i + \varepsilon_i \quad (3-3)$$

式(3-3)中  $y_i$  是第  $i$  個觀察應變數， $x_i$  是第  $i$  個觀察自變數， $\beta_0$  與  $\beta_1$  為迴歸模型的參數， $\varepsilon_i$  為隨機誤差項。假設式(3-3)有一批樣本資料包含自變數  $x = x_1, x_2, x_1 \dots x_n$  與應變數  $y = y_1, y_2, y_1 \dots y_n$ ，令其誤差項  $\varepsilon$  的平均值或期望值為 0，此模型的期望值為

$$E(y_i) = \beta_0 + \beta_1 x_i \quad (3-4)$$

應變數之期望值與自變數呈線性關係，此即為簡單線性迴歸方程式(Simple Linear Regression Equation)。

式(3-4)當中的  $\beta_0$  與  $\beta_1$  兩參數為未知數，需透過估計迴歸方程式(Estimated Regression Equation)中的樣本統計量  $b_0$  及  $b_1$  以最小平方法估算之：

$$\hat{y}_i = b_0 + b_1 x_i \quad (3-5)$$

其中  $\hat{y}_i$  為應變數第  $i$  個觀測值的估計值或預測值(Fitted Value)， $b_0$  為參數  $\beta_0$  的估計值或預測值， $b_1$  為參數  $\beta_1$  的估計值或預測值。

使用樣本資料中的自變數  $x_i$ 、樣本統計量  $b_0$  及  $b_1$  推算應變數  $y_i$  的估計值  $\hat{y}_i$ ，使得應變數和其估計值的殘差之平方和(Sum Square Error, SSE)為最小數值，此為最小平方法(Least Squares Method)或普通最小平方法(Ordinary Least Squares Method, OLS)。即

$$Q = \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2 = \sum_{i=1}^n (y_i - b_0 - b_1 x_i)^2 \quad (3-6)$$

為最小值，亦即  $\frac{\partial Q}{\partial b_0} = 0$  且  $\frac{\partial Q}{\partial b_1} = 0$ ，則

$$b_1 = \frac{n \sum_{i=1}^n x_i y_i - \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n y_i}{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - \left( \sum_{i=1}^n y_i \right)^2} \quad (3-7)$$

$$b_0 = \bar{y} - b_1 \bar{x} \quad (3-8)$$

其中， $\bar{x}$ 及 $\bar{y}$ 為自變數及應變數之平均值。

若將式(3-5)中，應變數預測值 $\hat{y}_i$ 假設為堰塞湖發生之機率，與堰塞湖形成相關的因子假設為自變數 $x_i$ ； $\hat{y}_i = 1$ 時堰塞湖形成， $\hat{y}_i = 0$ 時堰塞湖未形成，其估計迴歸方程式期望值為

$$E\langle \hat{y}_i | x_i \rangle = b_0 + b_1 x_i \quad (3-9)$$

因為預測值 $\hat{y}_i$ 只會是1或0，故

$$E\langle \hat{y}_i | x_i \rangle = P\langle \hat{y}_i = 1 | x_i \rangle \quad (3-10)$$

可解釋為第*i*個堰塞湖形成之條件機率，即為線性機率模型(Linear Probability Model, LPM)，其代表意義為自變數 $x_i$ 每增加一個單位會使得事件發生的機率相對增加一個固定的量(Kmenta,1986；Long,1997)。

所以堰塞湖形成的機率為

$$P\langle \hat{y}_i = 1 | x_i \rangle = b_0 + b_1 x_i \quad (3-11)$$

而堰塞湖未形成的機率為

$$P\langle \hat{y}_i = 0 | x_i \rangle = 1 - (b_0 + b_1 x_i) \quad (3-12)$$

接著評估其預測值之殘差值 $e_i$ ：

當 $\hat{y}_i = 0$ 時

$$e_i = \hat{y}_i - (b_0 + b_1 x_i) = -b_0 - b_1 x_i \quad (3-13)$$

當 $\hat{y}_i = 1$ 時

$$e_i = \hat{y}_i - (b_0 + b_1 x_i) = 1 - b_0 - b_1 x_i \quad (3-14)$$

令 $F(e_i)$ 為殘差的密度函數，假設

當  $\hat{y}_i = 0$  時

$$F(e_i) = f_i \quad (3-15)$$

當  $\hat{y}_i = 1$  時

$$F(e_i) = 1 - f_i \quad (3-16)$$

則殘差之期望值為

$$E(e_i) = f_i(-b_0 - b_1x_i) + (1 - f_i)(1 - b_0 - b_1x_i) = 0 \quad (3-17)$$

所以

$$f_i = 1 - (b_0 + b_1x_i) \quad (3-18)$$

按照定義殘差之變異數為：

$$\begin{aligned} \text{Var}(e_i) &= f_i(-b_0 - b_1x_i)^2 + (1 - f_i)(1 - b_0 - b_1x_i)^2 \\ &= (1 - b_0 - b_1x_i)(-b_0 - b_1x_i)^2 + (b_0 + b_1x_i)(1 - b_0 - b_1x_i)^2 \\ &= (b_0 + b_1x_i)(1 - b_0 - b_1x_i) = P\langle \hat{y}_i = 1 | x_i \rangle \times P\langle \hat{y}_i = 0 | x_i \rangle \end{aligned} \quad (3-19)$$

根據式(3-19)可看出殘差值的變異數  $\text{Var}(e_i)$  與條件機率預測值有關，殘差值與應變數  $\hat{y}_i$  值變動有相關，也就是不同的自變數  $x_i$  會有不同的變異數。在統計中，稱為變異數的異質性(Heteroscedasticity)。

這樣的線性機率模型的估計和預測存在主要三個問題(王濟川與郭志剛，2003)：

1. 由於在線性機率模型中殘差的異質性，參數估計值的變異數將會是偏移的，對於任何假設檢定都是無效。
2. 倘若自變數  $x_i$  值極大或極小時，機率  $E(y_i)$  可能會超出 0 至 1 的區間。

3. 因為樣本迴歸方程式是線性的，即無論  $x_i$  取什麼值，其迴歸係數  $b_0$  與  $b_1$  都是常數。

而且線性迴歸模型還有其自身之假設及限制條件：

1. 自變數之間不能為完全線性組合(Exact Linear Combination)。
2. 不同自變數所產生之誤差應互相獨立、不相關及無自我相關(Non-autocorrelation)。
3. 誤差等分散性假設(Homoscedasticity)或其變異數齊一性。
4. 若為多元迴歸模型應為多元共線性(Multicollinearity)。
5. 應變數應該來自於一個呈常態分配分布之母群體。其誤差項也應呈現常態分配分布。



根據上述總結，本研究考慮到堰塞湖的形成與不形成屬於類別型的應變數，且其堰塞湖形成之因子與殘差之間的相關性以及堰塞湖形成之機率應不只是單純的線性函數分布，本研究將選擇更為被廣泛應用並適合於類別型應變數之迴歸方法—羅吉斯迴歸方法作為後續山崩後堰塞湖形成之機率的迴歸分析方法。

### 3.3.2 羅吉斯迴歸模型

基於數學觀點，當分析資料之應變數為類別型(二元類別型)，Cox(1970)認為羅吉斯迴歸為極富彈性且容易使用的函數。故本研究欲以羅吉斯迴歸建立一個精簡且擬合(fit)的合理的模型；可用來預測應變數與一組預測變數之間的關係。

羅吉斯迴歸模型為一種以類別型應變數及許多自變數形成的對數性函數模型，其值域在 0 至 1 之間，模型曲線為 S 形狀且類似隨機變數的累積分布曲線。

王濟川、郭志剛(2003)敘述簡單羅吉斯迴歸模型的運算過程：

假設理論上存在的連續應變數  $y_i^*$  代表某事件發生的可能性，其值域為  $-\infty$  至  $+\infty$ ，當該變數的值跨越臨界值  $c$  (譬如  $c=0$ )，事件即會發生。而  $y_i$  是實際觀察到的應變數， $y_i=1$  代表事件發生， $y_i=0$  代表事件未發生，解釋此函數的自變數為  $x_i$ 。假設應變數與自變數之間為線性關係：

$$y_i^* = \beta_0 + \beta_1 x_i + \varepsilon_i \quad (3-20)$$

式(3-20)中  $y_i^* \geq c$  時事件發生  $y_i=1$ ，當  $y_i^* < c$  時事件不發生  $y_i=0$ ；

$\beta_0$  與  $\beta_1$  為迴歸模型的參數， $\varepsilon_i$  為隨機誤差項。

所以  $y_i=1$  之機率則為：

$$\begin{aligned} P\langle y_i=1 | x_i \rangle &= P\langle \beta_0 + \beta_1 x_i + \varepsilon_i > 0 | x_i \rangle \\ &= P\langle \varepsilon_i > -\beta_0 - \beta_1 x_i | x_i \rangle \end{aligned} \quad (3-21)$$

假設式(3-21)中的誤差項  $\varepsilon_i$  為羅吉斯分布或標準常態分布，由於羅吉斯分布與常態分布皆具對稱性，為了取得一個羅吉斯迴歸模型之累積分布函數曲線(Cumulative Distribution Function)，須設定為一個變數的機率需要小於一個特定值，因此必須改變式(3-21)中不等號的方向改寫：

$$\begin{aligned} P\langle \varepsilon_i > -\beta_0 - \beta_1 x_i | x_i \rangle &= P\langle \varepsilon_i \leq \beta_0 + \beta_1 x_i | x_i \rangle \\ &= F(\beta_0 + \beta_1 x_i) \end{aligned} \quad (3-22)$$

式(3-22)中  $F$  為  $\varepsilon_i$  的累積分布函數。累積分布函數的形式取決於式(3-21)中  $\varepsilon_i$  的假設分布：若假設  $\varepsilon_i$  為羅吉斯分布，可得到羅吉斯迴歸模型，誤差項之變異數  $\varepsilon_i = \pi^2/3 \approx 3.29$ ；若假設  $\varepsilon_i$  為標準常態分布，可得到 Probit 模型(Long, 1997)，誤差項之變異數  $\varepsilon_i = 1$ 。然而羅吉斯迴歸模型可使得累積分布函數  $F$  成為一個較簡單的公式如下：

$$P\langle y_i = 1 | x_i \rangle = P(\varepsilon_i \leq \beta_0 + \beta_1 x_i) = \frac{1}{1 + e^{-\varepsilon}} \quad (3-23)$$

式(3-23)即為羅吉斯函數，具有 S 型的分布，其函數圖形如圖

3-7，其中誤差項  $\varepsilon_i$  的值域為  $-\infty$  至  $+\infty$ 。

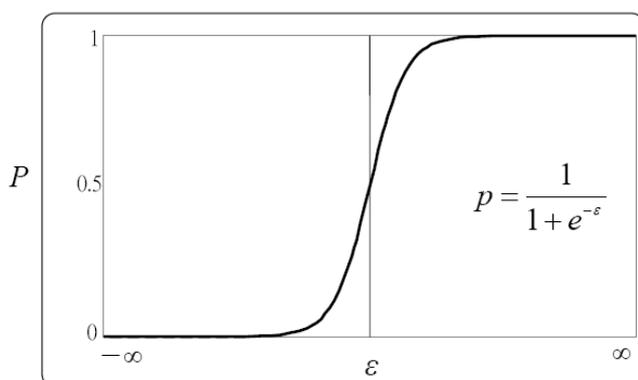


圖 3-7 羅吉斯函數曲線示意圖(王濟川、郭志剛，2003)

根據圖 3-7 及式(3-23)，當  $\varepsilon_i$  趨近於  $+\infty$  時，羅吉斯函數值為 1；

當  $\varepsilon_i$  趨近於  $-\infty$  時，羅吉斯函數值為 0：

$$P\langle y_i = 1 | x_i \rangle = \frac{1}{1 + e^{-\infty}} = 1 \quad (3-24)$$

$$P\langle y_i = 1 | x_i \rangle = \frac{1}{1 + e^{-(-\infty)}} = 0 \quad (3-25)$$

根據式(3-22)，羅吉斯函數可改寫羅吉斯迴歸模型的公式為

$$P\langle y_i = 1 | x_i \rangle = \frac{1}{1 + e^{-Z}} \quad (3-26)$$

$$Z = \beta_0 + \beta_1 x_i \quad (3-27)$$

$Z$  為影響事件發生機率因子的線性迴歸方程式，在這裡為簡化以一元迴歸為例，同樣的原則也適用於多元迴歸。其中  $\beta_0$  與  $\beta_1$  為迴歸模型的參數， $x_i$  為描述此方程式的自變數。

若將式(3-26)假定為本研究於 3.2 所定義之山崩後形成堰塞湖的條件機率  $P\langle y_i = 1 | x_i \rangle = P_i$ ，其中  $P_i$  就是第  $i$  個山崩後形成堰塞湖案例發生的機率，是由自變數  $x_i$  構成的非線性函數(non-linear function)，其堰塞湖形成機率之羅吉斯迴歸模型如下：

山崩後形成堰塞湖的條件機率為

$$P_i = \frac{1}{1 + e^{-(\beta_0 + \beta_1 x_i)}} = \frac{e^{\beta_0 + \beta_1 x_i}}{1 + e^{\beta_0 + \beta_1 x_i}} \quad (3-28)$$

山崩後未形成堰塞湖的條件機率為

$$1 - P_i = 1 - \left( \frac{e^{\beta_0 + \beta_1 x_i}}{1 + e^{\beta_0 + \beta_1 x_i}} \right) = \frac{1}{1 + e^{\beta_0 + \beta_1 x_i}} \quad (3-29)$$

式(3-28)與式(3-29)的非線性函數可轉換成線性函數型式：

若定義山崩後形成堰塞湖之機率與未形成之機率比值為發生比

(the Odds of Experiencing an Event)：

$$\frac{P_i}{1-P_i} = e^{\beta_0 + \beta_1 x_i} \quad (3-30)$$

因為條件機率 $P_i$ 值域為 1 至 0 之間，所以發生比一定為正值，而且沒有上界。將發生比作自然對數轉換就能夠得到一個線性函數：

$$\ln\left(\frac{P_i}{1-P_i}\right) = \beta_0 + \beta_1 x_i \quad (3-31)$$

式(3-31)為羅吉斯式(Logist Form)，亦寫作  $\text{logist}(y)$ 。羅吉斯式轉換後將會有許多可利用的線性迴歸模型的性質。

而當我們進行迴歸所需之當自變數增加為 $k$ 個，式(3-28)可擴展為：

$$P_i = \frac{e^{\beta_0 + \sum_{i=1}^k \beta_k x_{ki}}}{1 + e^{\beta_0 + \sum_{i=1}^k \beta_k x_{ki}}} \quad (3-32)$$

式(3-32)的 $P_i = P\langle y_i = 1 | x_{1i}, x_{2i}, x_{3i}, \dots, x_{ki} \rangle$  即為在給定一系列( $k$ 個)自變數 $x_{1i}, x_{2i}, x_{3i}, \dots, x_{ki}$ 時的事件發生條件機率。

其相應的羅吉斯式為

$$\ln\left(\frac{P_i}{1-P_i}\right) = \beta_0 + \sum_{i=1}^k \beta_k x_{ki} \quad (3-33)$$

式(3-31)之  $\text{logist}(y)$  與自變數  $x_i$  有關，值域為  $-\infty$  至  $+\infty$ ，當發生比從 1 減少到 0 時， $\text{logist}(y)$  為負值且絕對值越來越大；當發生比從 1 增加到  $+\infty$  時， $\text{logist}(y)$  為正值且值越來越大，機率估計值超過機率值域的問題就不復存在。也就是當自變數對於山崩後形成堰塞湖之發生比的作用是增加時，也會同時增加山崩後形成堰塞湖之機率。儘管線性迴歸的特性也可應用於羅吉斯迴歸模型，但要兩者之間還是有不同的地方：

1. 線性迴歸的應變數  $y_i$  與自變數  $x_i$  之間是線性關係；而羅吉斯迴歸中應變數  $y_i$  與自變數  $x_i$  之間是非線性關係，雖然此非線性關係可以被轉換為線性關係。
2. 線性迴歸模型當中通常假設應變數  $y_i$  為常態分布，但羅吉斯迴歸模型中，應變數的測量值  $y_i$  為二項式分布。
3. 在羅吉斯式中，線性迴歸模型中有的殘差項在此並不存在。

羅吉斯迴歸模型自身有一些基本假設條件和限制與線性迴歸模型相似：

1. 其觀察值必須來自於隨機樣本。
2. 應變數  $y_i$  為  $k$  個自變數  $x_{1i}, x_{2i}, x_{3i}, \dots, x_{ki}$  的函數。
3. 羅吉斯迴歸及線性迴歸都相同對多元共線性 (Multicollinearity) 敏感，其自變數之間若為多元共線性會導致標準誤差膨脹。

而羅吉斯迴歸模型和線性迴歸模型之假設條件相異之處為：

1. 羅吉斯迴歸的應變數  $y_i$  為二元類別型變數，只取 0 或 1。
2. 羅吉斯迴歸沒有對於自變數分布相關的假設條件，其自變數是連續變數、類別型變數或是虛擬變數(Dummy Variable)皆可以使用在羅吉斯迴歸模型中，也不需假設自變數之間為多元常態分布(Multinomiality)；但是根據 Tabachnick 及 Fidell(1996)指出羅吉斯迴歸模型中，自變數如果存在多元常態分布除了能夠增加其模型的功效也能提高求解之穩定性。
3. 線性迴歸模型模型中要假設等分散性假設(變異數齊一性)，但羅吉斯迴歸不需此假設條件。

總結上述，羅吉斯迴歸模型除適合於山崩後形成與未形成堰塞湖的二元類別應變數模擬，且對於形成堰塞湖的相關因子為自變數的限制條件較少，故本研究選擇羅吉斯迴歸模型進行後續迴歸分析。

### 3.4 堰塞湖形成潛勢圖繪製方法

本研究將山崩後堰塞湖形成潛感(機率)與中央地質調查所(2009)及蔡雨澄(2012)所完成的山崩潛感(機率)相乘以獲得堰塞湖形成潛感(機率)，本研究以旗山溪流域中達卡努娃部落上游為研究區，藉由堰塞湖的形成機率沿河段繪製堰塞湖形成潛勢圖。並參考中央地質調查所繪製山崩潛勢圖之方法，製作堰塞湖形成潛勢圖。其山崩潛勢圖相關繪製方法與本研究所使用之方法詳細敘述如下：

#### 3.4.1 斜坡單元

中央地質調查所(2009)參考義大利(Carrara, 1983)之山崩潛感分析概念，以斜坡單元(slope unit)作為山崩潛感分析之基本單元。

根據中央地質調查所(2009)所作出之高屏溪、東港溪及知本溪流域之土石流潛感機率圖、高屏溪流域岩屑崩滑潛勢圖和高屏溪流域岩體滑動潛勢圖，皆不是以傳統之數值地形模型網格形式所繪製，而是透過不同定義的潛感分析單元進行繪製。

然而斜坡單元可用兩種不同方法定義：

1. 以斜坡縱剖面上被變坡點(Slope Break)分割斜坡之最小單元 (Giles & Franklin, 1998)。如圖 3-8 為例說明，首先在一數值地形上繪出其地形之縱斷剖面線(Downslope Profile)，並計算剖面上各點的坡度梯度(Slope Gradient)，Breaks of Slope 表示為坡

度梯度之連線，當坡度梯度大於 0.1 或小於-0.1 時即定義為變坡點(Slope Break)。換言之，當地形縱剖面的坡度變化值不是在 0.1~-0.1 之間(圖 3-8 中橫虛線區間)就是變坡點。故在圖 3-8 中共有三個變坡點(黑色正方形)，將斜坡縱剖面分割為 A、B、C、D 四個斜坡單元。

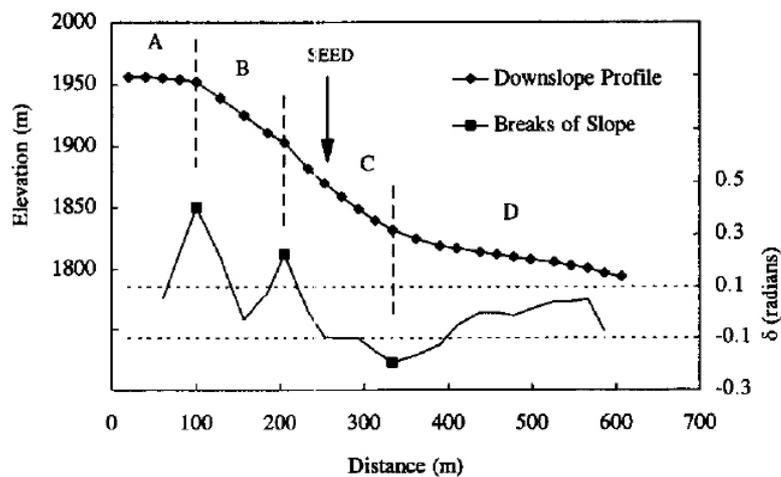


圖 3-8 斜坡縱剖面之變坡點示意圖(Giles & Franklin, 1998)

2. 侵蝕基準以上的整個斜坡系統，即集水區的水系兩側斜坡各被視為一個斜坡單元，此種方法常被運用於山崩災害研究(Carrara et al., 1991; Xie et al., 2004)。如圖 3-9 所示，以一級河集水區為例，一級河道左右兩側斜坡(紅色區域與綠色區域)為兩個斜坡單元。

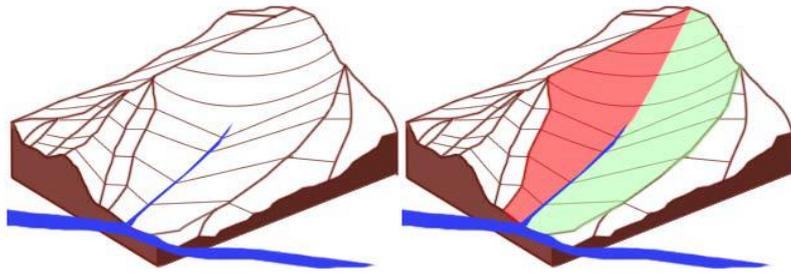


圖 3-9 以一級河集水區為例之斜坡單元示意圖(簡瑋延，2011)

在其他山崩災害相關研究顯示，斜坡單元之分割方法大略有以下數種(摘述自簡瑋延，2011)：

#### 1. 集水區重疊法

以數值地形模型進行集水區分析，可依照稜線自動圈繪出集水區範圍。再將數值高程模型之高低值反轉後，則可將原水系可反轉為稜線，並與鄰近的水系(反轉為稜線)圈繪成反轉後之集水區 (Xie et al., 2004)。將原集水區與反轉後集水區套疊進行分割即可將原集水區分割為左右兩斜坡單元。圖 3-10 是集水區重疊法的分割示意圖。此方法之缺點為過程較複雜，反轉後之數值高程模型亦不見得可順利的得到集水區。

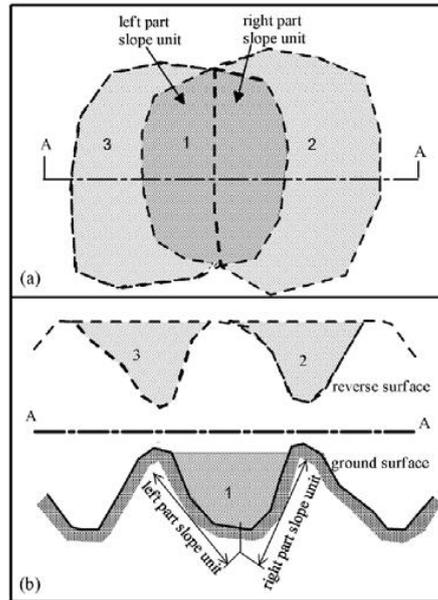


圖 3-10 集水區重疊法示意圖(Xie et al., 2004)

(範圍 1 為原集水區，範圍 2 與 3 為反轉後之集水區，

利用 2 與 3 將 1 切割為左右兩半)

## 2. 主流延伸法

透過水文演算法(例如 ArcGIS 的 ArcHydro 模組)將數值地形模型計算獲取其水系及稜系。水文演算模組可以完成很好的水系及集水區分析，但無法將其水系往上游延伸與稜線相接，只能透過手動延伸(圖 3-11 所示)將主流進一步往上游延伸到稜線。此問題以現有的地理資訊系統中並無既定功能可以直接使用，必須發展模組嵌入系統中運用 (中央地質調查所，2007)。

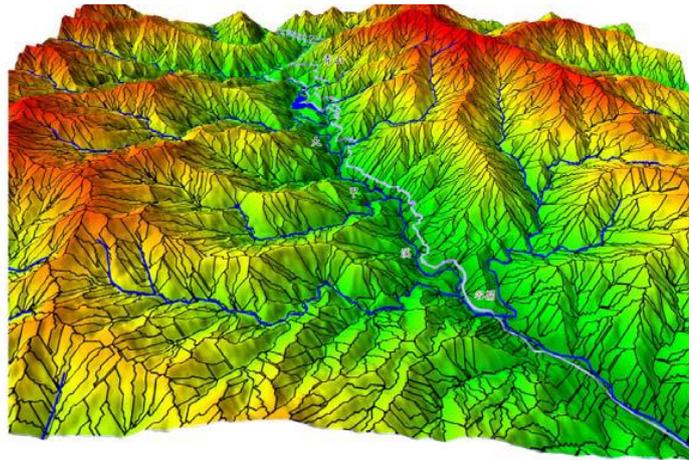


圖 3-11 以手動延伸所做的斜坡單元劃分範例

(中央地質調查所，2007)

### 3. 源頭切割法

考量到溪流源頭處常發生向源侵蝕，故溪流源頭處宜單獨劃設一斜坡單元。則每處一級河集水區就可切割為三個斜坡單元，供山崩災害分析及坡地地質敏感區劃設之用。此方法的優點是它可劃分出三區(集水區內溪流源頭區與溪流左右岸兩區)，並將最容易發生崩塌的源頭區單獨劃分出來(中央地質調查所，2007)。其源頭切割法之繪製方法為：以自動化斜坡單元切割程式(鄭錦桐等人，2010)將一級河集水區切割為三個斜坡單元，該程式先讀入數值地形模型並計算水系之流網，再以水系之流網及水系門檻值，產生水系；隨後訂定一級河的起迄點，圈繪流入一級河起點的網格為源頭斜坡單元，圈繪流入一級河左岸的網格為左半斜坡單元及圈繪流入一級河右岸的網格為右半斜坡

單元。

#### 4. 影像切割法

近年來有一些研究開始使用影像切割法 (Image Segmentation) 來分割集水區 (Soille, 2004)。對於特殊目的的影像切割問題，事前必須先準備特殊的影像以供切割。例如集水區分割前，必須先準備由數值地形模型轉換的灰階影像，再以影像切割法進行分割。此方法可以分割集水區及分割比集水區還小之小區塊 (例如順向坡單元的劃分)。此方法的優點在於可將一小集水區按需求劃分出更多具有相同或相近坡向的斜坡單元。但此方法目前尚未被運用於斜坡單元劃分中 (中央地質調查所, 2007)。

本研究引用中央地質調查所(2009)所提出之岩屑崩滑(崩落)潛感模式係按照斜坡單元進行分析，以上四種方法中中央地質調查所(2009)採用源頭切割法來劃分斜坡單元，原因除了可自動化較為方便外，落石及岩屑崩落較常發生於野流上游，故能考慮到溪流源頭的情況是相當合適的。

### 3.4.2 堰塞湖潛感分析單元

本研究根據章節 2.1.1 歸納出的山崩型態分別為土石流、落石、岩屑崩落、岩屑滑動及岩體滑動共五種，依台灣堰塞湖致災規模將山崩型態簡化為崩落、土石流及滑動共三種類型，此三種類型的堰塞湖形成潛感單元分別為：落石及岩屑崩落(崩落)—斜坡單元，土石流—集水區單元，岩屑滑動及岩體滑動(滑動)—大規模崩塌範圍。其三種類型(五種山崩型態)之堰塞湖潛感分析單元繪製方法如下所述：

#### ● 落石及岩屑崩落類型之堰塞湖潛感分析單元

本研究直接引用中央地質調查所(2009)所繪製之斜坡單元套疊山崩潛感(蔡雨澄, 2012)結果(如圖 3-12)，為岩屑崩落類型之堰塞湖潛感分析單元，而落石(Rock fall)易發生於崖坡(Escarpment, 指坡度大於 45 度之斜坡)，由於坡度陡峭，岩石在崖坡上稍有外力擾動即發生傾覆(Topples)或墜落(Falls)的現象，雖落石材料組成與岩屑崩落不同但在台灣皆是形成小規模堰塞湖，對下游造成災害同樣的較小，所以在分析堰塞湖形成潛感時簡化一起分析(崩落形成堰塞湖潛感)，在繪製崩落形成堰塞湖潛勢圖時，分析單元應只分析直接運移至河道之斜坡單元。若爾後有評估落石發生機率之方法亦可獨立出落石型態之堰塞湖形成潛感再做進一步研究。

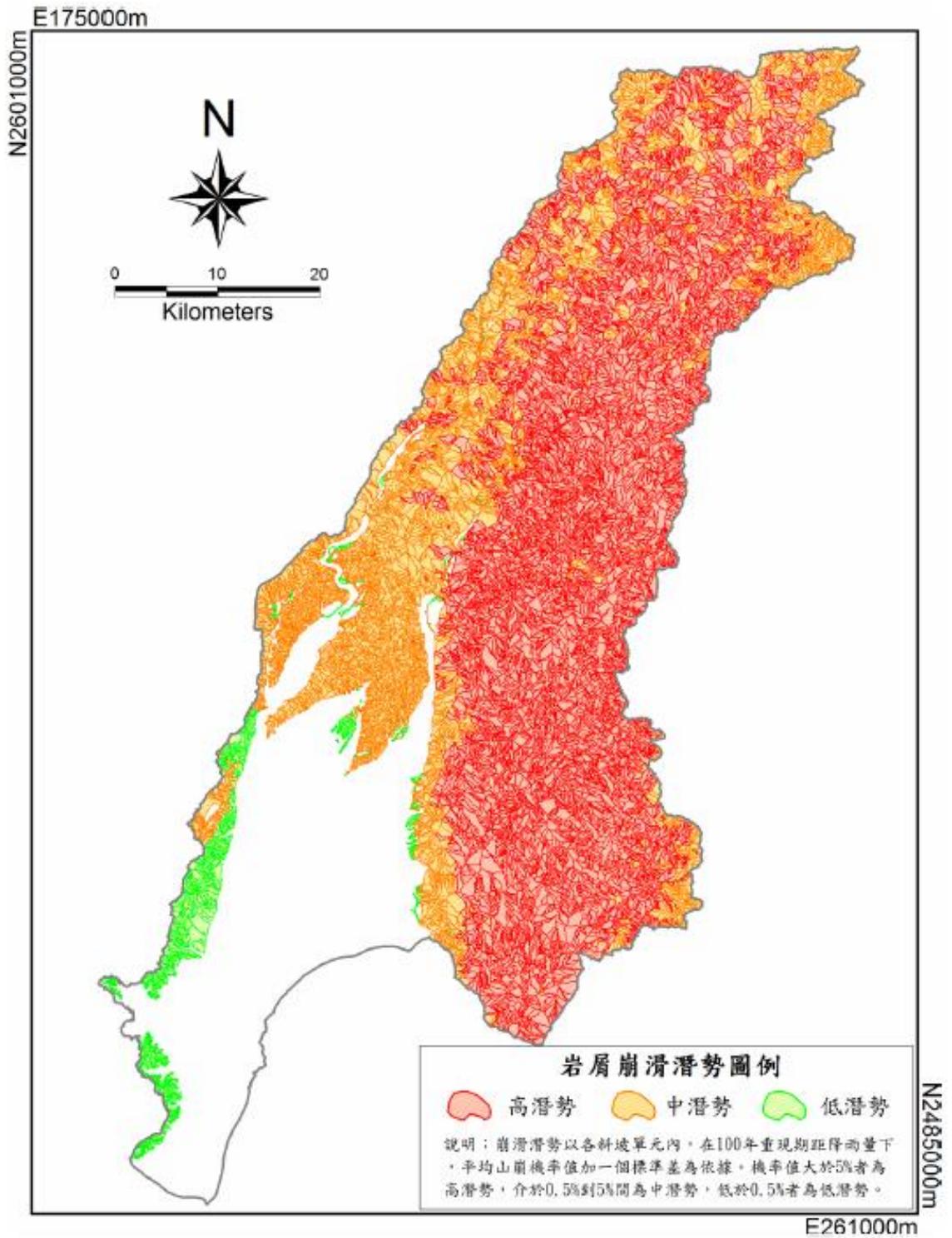


圖 3-12 高屏溪流流域岩屑崩滑潛勢圖(中央地質調查所，2009)

## ● 土石流類型之堰塞湖潛感分析單元

本研究直接引用中央地質調查所(2009)之土石流發生機率，因此直接採用其土石流潛感分析單元(集水區單元)為本研究土石流類型之堰塞湖潛感分析單元，其結果如圖 3-13 所示。

延續崩落形成堰塞湖之概念探討非直接運移至河道之斜坡單元，其發生崩落進而堆積在上游野溪演變為土石流，故本研究將非直接運移至河道之斜坡單元合併為聚積單元，再依中央地質調查所(2009)之方法計算土石流形成潛感，為區別不同分析單元所做出之土石流堰塞湖形成潛勢圖，以聚積單元繪製之潛勢圖稱為聚積型；以集水區單元繪製之潛勢圖稱為直接型。

根據中央地質調查所(2009)之岩屑崩滑潛勢圖(如圖 3-12)是按照斜坡單元計算在 100 年重現期距雨量下，該斜坡單元發生山崩之面積為岩屑崩落潛感。斜坡單元較集水區分析單元小，一個集水區分析單元可包含一個或兩個以上之斜坡單元(如圖 3-14)。

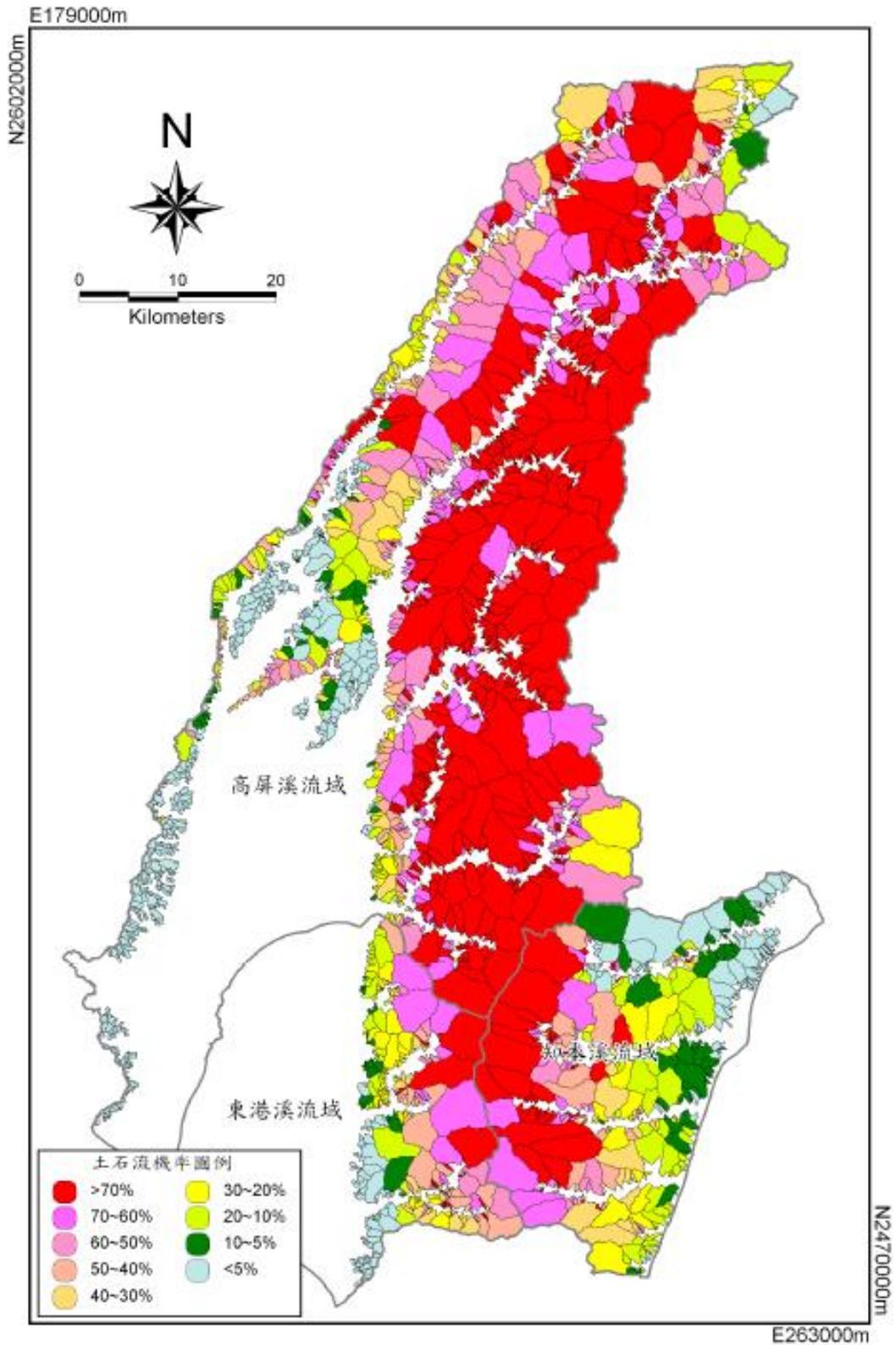


圖 3-13 高屏溪、東港溪及知本溪等流域 100 年重現期距降雨量

土石流潛感機率圖(中央地質調查所，2009)

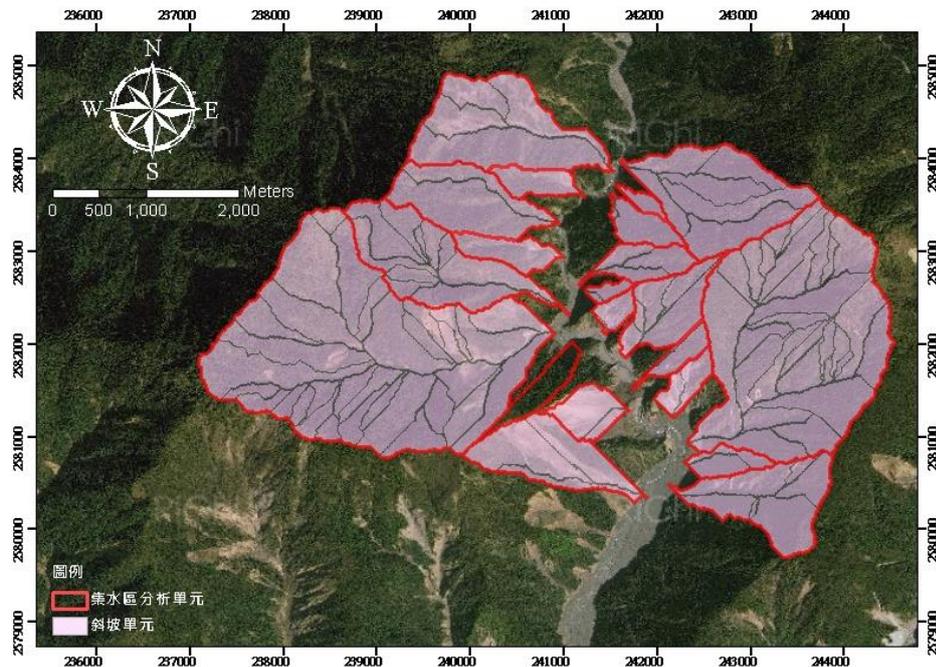


圖 3-14 土石流潛感分析單元與斜坡單元關係示意圖(鄭伊婷，2013)

#### ● 岩屑滑動及岩體滑動類型之堰塞湖潛感分析單元

岩屑滑動及岩體滑動最大的差異為材料性質不同，此外岩體滑動之滑動方向多與不連續面位態有關；岩屑滑動方向多沿邊坡方向，兩者不管於山崩機率與堰塞湖形成機率皆須更精細的調查與分析，本研究採用林務局(林務局，2012)的深層崩塌(分類 C)範圍作為為岩屑及岩體滑動類型之堰塞湖潛感分析單元。深層崩塌(分類 C)範圍主要指潛在崩塌面積大於 10 公頃者，並透過航照與數值地形產製之日照陰影圖與坡度圖等資料進行判釋，結合有利崩塌發生之各項地質與地形因子分析等方式，有系統找出之深層崩塌潛感區位。其中四類深層崩塌潛感區位及其判釋方法說明如圖 3-16。

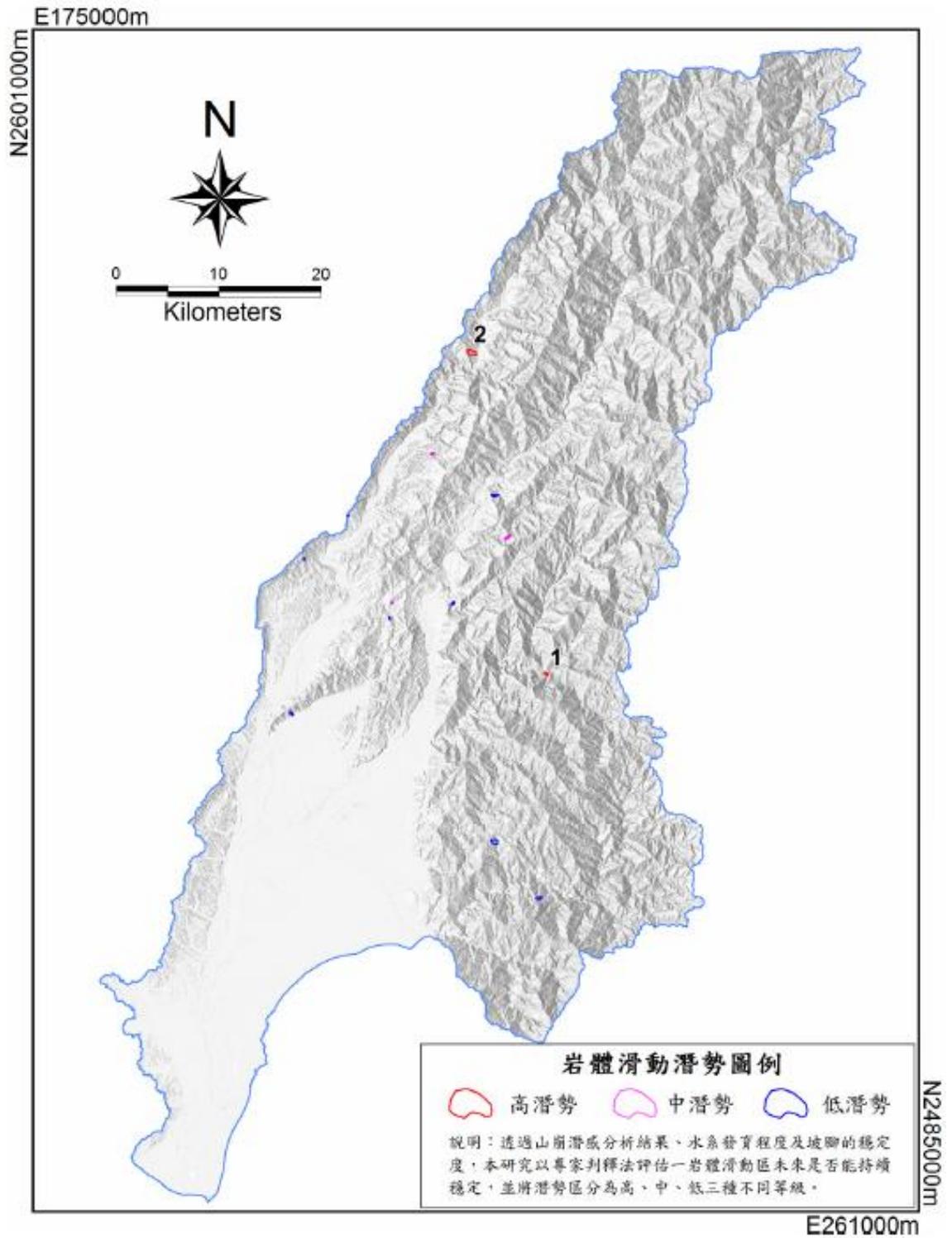


圖 3-15 高屏河流域岩體滑動潛勢圖

(中央地質調查所，2009)

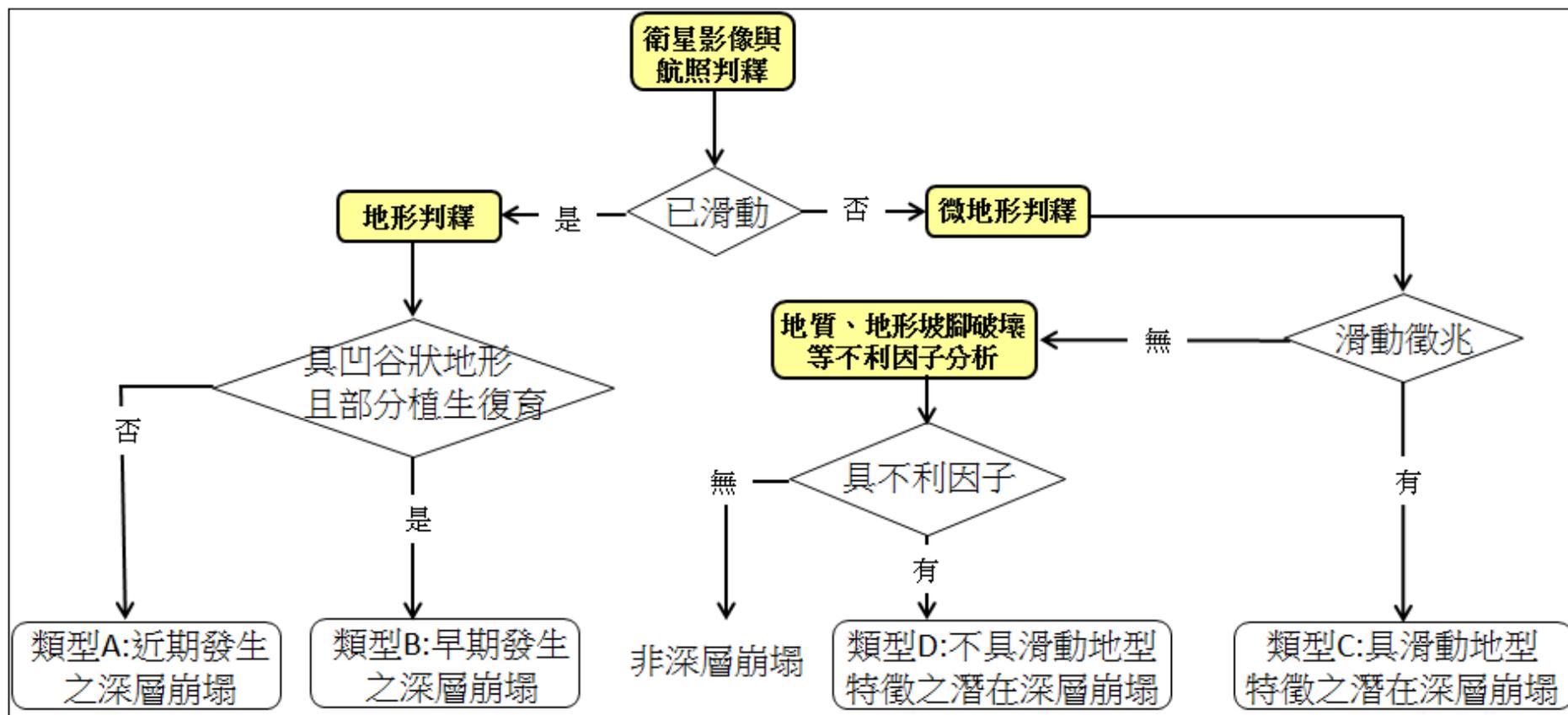


圖 3-16 各類型之深層崩塌潛感區位判釋流程圖(林務局，2012)

1. 近期發生之深層崩塌(圖 3-16 類型 A):有明顯裸露特徵之區域，因已經產生大規模崩塌，坡面上土石較少，因此崩塌再發生性相對低。
2. 早期發生之深層崩塌(圖 3-16 類型 B):航照判釋有崩塌之地形特徵，植生特性較未崩塌區不同，以草本與矮灌木為主，相較於類型 A 之深層崩塌，為相對穩定之類型。
3. 潛在深層崩塌(圖 3-16 類型 C):利用高精度 Lidar 資料產製之日照陰影圖和坡度圖搭配航照等資料進行圓弧型(或潛變型)破壞之地形特徵進行判釋圈繪。
4. 不具崩塌地形特徵之潛在深層崩塌(圖 3-16 類型 D):以地質概念模式判釋，利用順向坡、岩體弱面及地質構造與坡腳破壞因子，於山崩高潛感區(含極高潛感區)中，找出不具崩塌地形特徵之潛在深層崩塌發生區域。

這四種類型中，僅類型 C 較屬於本研究所歸納出的山崩類型(岩屑滑動及岩體滑動)，因為類型 C 所調查的結果大多屬於老崩積層滑動潛感與少部分順向坡滑動潛感，故本論文僅採用類型 C 圈繪範圍作為岩屑滑動及岩體滑動的分析單元。圈繪完分析單元且搭配其對應山崩類型發生機率後，即可套疊山崩後堰塞湖形成潛感，計算出堰塞湖形成潛感，繪製堰塞湖形成潛勢圖。

### 3.4.3 堰塞湖形成潛勢圖繪製

根據本研究所完成之山崩後堰塞湖形成潛感分析，將會有三種不同山崩型態之山崩後堰塞湖形成機率(將在章節 5.4 說明)，故本研究可繪製三種堰塞湖形成潛勢圖，其流程如下圖 3-17、圖 3-18 及圖 3-19 所示：

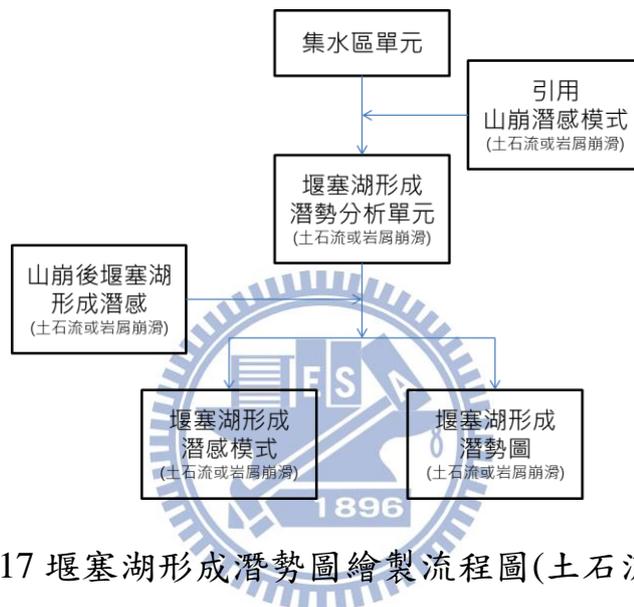


圖 3-17 堰塞湖形成潛勢圖繪製流程圖(土石流型態)

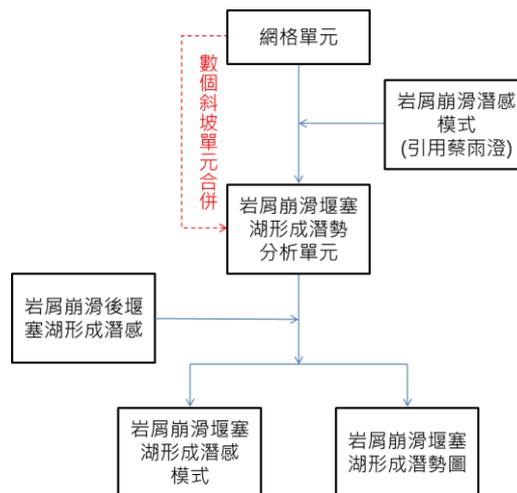


圖 3-18 堰塞湖形成潛勢圖繪製流程圖(落石及岩屑崩滑型態)

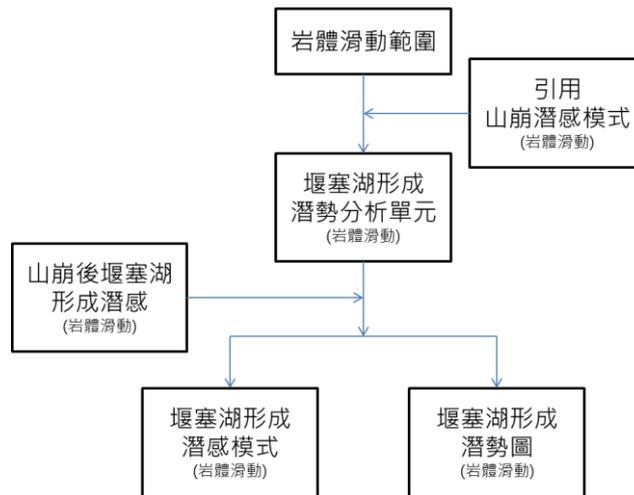


圖 3-19 堰塞湖形成潛勢圖繪製流程圖(岩屑、岩體滑動型態)

如圖 3-18 及圖 3-19，本研究所建立之堰塞湖形成潛勢圖繪製流程為：

1. 先依照山崩型態選擇適當的堰塞湖潛感分析單元並且套疊該山崩型態之山崩潛感模式。
2. 將同樣山崩型態之堰塞湖潛感分析單元與山崩後堰塞湖形成潛勢圖層進行套疊。
3. 將同一分析單元內之山崩機率乘上山崩後堰塞湖形成機率得到堰塞湖形成機率。
4. 藉由後續章節 4.5 所建立之運移路徑與堵塞點位置找到堰塞湖潛感分析單元對應之下游河道堵塞點作為該分析單元之堰塞湖形成機率位置。
5. 於河道堵塞點取上下游 100 公尺為堰塞湖形成潛感影響範圍，

繪製河道上之堰塞湖形成潛勢圖。

6. 選定旗山溪流域中達卡努娃部落上游堰塞湖作為案例檢討，此堰塞湖坐落於 TWD97 座標(223972, 2576629)附近，係因土石流引發堰塞湖形成。並與鄭伊婷(2013)所完成堰塞湖形成潛勢圖比較差異。

繪製完成的三種不同山崩類型之堰塞湖形成潛勢圖，可以相互進行套疊相加，加總結果即為各河段當中堰塞湖形成機率之最大值，作為該河段之堰塞湖形成機率。



## 第四章 堰塞湖形成潛感分析

本研究利用鄭伊婷(2013)所完成之山崩後堰塞湖形成潛感模型進行堰塞湖形成潛感分析及潛勢圖繪製，並修正其未釐清及待改善部分，如山崩型態之修正，故本章將會討論及修正山崩型態分類，並說明堰塞湖形成潛感分析，內容如下所述：

### 4.1 山崩型態分類

本研究之山崩型態係以中央地質調查所(2009)分類為架構再考慮堰塞湖形成而加以簡化，岩屑崩滑(Debris Slide)依破壞深度不同應有所區分，地調所的岩屑崩滑(Debris Slide)包括淺層滑動、表土沖蝕及岩屑崩落，就破壞深度而言屬淺層破壞，本研究將淺層岩屑崩滑(Debris Slide)定義為岩屑崩落(Debris Fall)，因淺層滑動若鄰近河道其形成堰塞湖的行為與崩落雷同，深層的岩屑崩滑(Debris Slide)為避免混淆而翻譯改稱為岩屑滑動(Debris Slide)，而本研究的岩屑滑動主要以林務局(2012)的類型 C 深層崩塌(詳章節 3.4.3)案例中的老崩積層深層滑動，岩體滑動(Rock Slide)與土石流(Debris Flow)分類則是沿用，分類結果統整如表 4-1。

表 4-1 山崩型態分類

山崩土石流分類表					
移動方式 (Type of Movement)		移動物質 (Type of Material)			破壞 深度
		基岩 (Bedrock)	工程土壤 (Engineering Soils)		
			岩屑 (Debris)	土壤 (Earth)	
墜落(Fall)		落石 (Rock Fall)	岩屑崩落 (Debris Fall)		淺層
傾翻(Topple)					
滑動 (Slide)	平滑 (Translational)	岩體滑動 (Rock Slide)	岩屑滑動 (Debris Slide)		深層
	旋轉 (Rotational)				
流動(Flow)		土石流(Debris Flow)			

本文沿用鄭伊婷(2013)之迴歸模型時，先將山崩型態釐清，如岩屑崩落(Debris Fall)與落石(Rock Fall)雖材料不同但在山崩後形成堰塞湖對下游造成災害同樣的較小，所以在分析堰塞湖形成潛感時簡化一起分析並重新給定一山崩潛感名詞-崩落潛感(詳章節 4.5.3)；而岩屑滑動(Debris Slide)和岩體滑動(Rock Slide)就型態上應分開分析，但是考量到山崩潛感的案例數量故將兩者合併分析堰塞湖形成潛感模式亦給定一山崩潛感名詞-滑動潛感(詳章節 4.5.4)，深層滑動案例係採用林務局(2012)的大規模崩塌(類型 C，詳章節 3.4.3)案例(含岩體滑動及老崩積層深層滑動)；而土石流(Debris Flow)潛感將沿用。

## 4.2 山崩後堰塞湖形成的潛感分析之案例選取

本研究利用鄭伊婷(2013)所蒐集的山崩與堰塞湖目錄，使用相同的36個山崩形成堰塞湖案例(31筆為訓練資料、5筆為預測資料)及36個山崩未形成堰塞湖案例(31筆為訓練資料、5筆為預測資料)而後續所需使用之潛感分析因子亦參照鄭伊婷(2013)所建立之山崩因子、運移因子及水文因子，為了解本研究所提出之修正鄭伊婷(2013)方法是否有助於結果(山崩形成堰塞湖的潛勢圖)的改善，故先使用鄭伊婷(2013)所提出之山崩形成堰塞湖的潛感迴歸式，以便探討改善效果與原因。

根據鄭伊婷(2013)所蒐集之堰塞湖目錄，台灣地區(1862~2013)共有68筆堰塞湖案例，本研究(章節2.2.1)新增4筆案例後共有72筆堰塞湖案例(1862~2014)，但考慮分析不易及資料數量不多，故排除掉地震及順向坡觸發所形成之堰塞湖。

為能有效比較出修正結果，本研究挑選旗山流域中有發生土石流所引發堰塞湖的案例來製做堰塞湖形成潛勢圖，可將結果與鄭伊婷(2013)所做出的堰塞湖潛勢圖相互比較(土石流型態)，並可從中探討崩落未引致堰塞湖形成，其量體是否會導致土石流而形成堰塞湖。

### 4.3 山崩後堰塞湖潛感形成之分析因子

本研究引用鄭伊婷(2013)所挑選的山崩形成堰塞湖潛感之因子(詳附錄 1)，所引用的因子分別為山崩型態、山崩面積、路徑長度、路徑平均坡度、河道寬度及事件流量共 6 種因子。本研究雖將山崩型態分類為：土石流、落石、岩屑崩落、岩屑滑動與岩體滑動，五種山崩形態；但為直接引用鄭伊婷(2013)之堰塞湖形成潛感模式，將上述五種再分成三大類為：土石流、崩落(落石、岩屑崩落)及滑動(岩屑滑動與岩體滑動)；其中崩落極為接近鄭伊婷(2013)所分類之岩屑崩滑，滑動則與鄭伊婷(2013)所分類之岩體滑動相似。舉例來說南投縣信義鄉的濁水溪上游合流坪處左岸山坡地發生落石之堰塞湖案例，依照鄭伊婷(2013)分類屬於岩屑崩滑，而本研究之山崩分類屬於崩落。

### 4.4 山崩後堰塞湖形成潛感分析(羅吉斯迴歸)

本研究沿用鄭伊婷(2013)之研究結果進行山崩後堰塞湖形成潛感分析及潛勢圖繪製，以下就建立羅吉斯迴歸模型過程加以概述。

鄭伊婷(2013)由前述 6 個山崩後堰塞湖形成因子透過 SPSS 軟體進行山崩後堰塞湖形成潛感之羅吉斯迴歸分析，並將 36 筆山崩後堰塞湖形成案例與 36 筆山崩後堰塞湖未形成案例根據災害時間分為莫拉克颱風以前(包含莫拉克颱風期間發生案例)與莫拉克颱風以後兩組，分別為訓練資料(31 筆)與預測資料(5 筆)進行迴歸分析與分析結果驗證。

#### 4.4.1 分析模型建立

鄭伊婷(2013)的模型建立(訓練)資料包含 31 筆山崩後堰塞湖形成案例與 31 筆山崩後堰塞湖未形成案例，時間橫跨 2006 年~2009 年，分布於頭前溪、後龍溪、烏溪、濁水溪、曾文溪、高屏溪、東港溪、率芒溪、四重溪、花蓮溪、秀姑巒溪、卑南溪及知本溪流域。而預測資料包含 5 筆山崩後堰塞湖形成案例與 5 筆山崩後堰塞湖未形成案例，時間為莫拉颱風之後至 2012 年，分布於頭前溪、中港溪、烏溪、濁水溪、立霧溪、秀姑巒溪流域及花蓮沿海地區(如表 4-2 及圖 4-1)。



表 4-2 羅吉斯迴歸模型案例資料表(鄭伊婷，2013)

訓練資料			預測資料		
所在流域	Dam 個數	No Dam 個數	所在流域	Dam 個數	No Dam 個數
頭前溪	1	1	頭前溪	1	0
後龍溪	1	1	中港溪	0	1
烏溪	3	5	烏溪	2	0
濁水溪	5	5	濁水溪	0	1
曾文溪	1	1	立霧溪	2	0
高屏溪	14	12	秀姑巒溪	0	1
東港溪	1	1	花蓮沿海	0	0
率芒溪	1	0			
四重溪	1	1			
花蓮溪	0	1			
秀姑巒溪	1	0			
卑南溪	1	0			
知本溪	1	3			
總和	31	31	總和	5	5

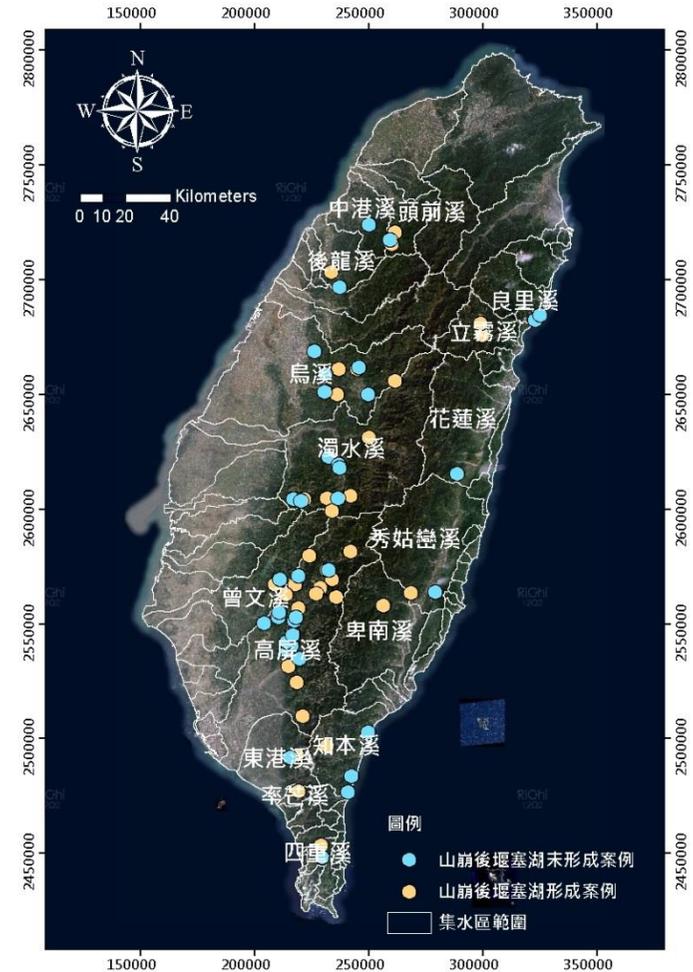


圖 4-1 羅吉斯迴歸模型案例資料流域分布(鄭伊婷，2013)

#### 4.4.2 迴歸因子正規化

由於所選定迴歸之 6 個因子(山崩型態、山崩面積、路徑長度、路徑平均坡度、河道寬度及事件流量)的單位及數值大小不盡相同，為降低因子單位或數值對於迴歸分析的影響，在進入羅吉斯迴歸之前將 6 個因子進行正規化，各因子正規化單元如表 4-3。

表 4-3 迴歸因子正規化列表(鄭伊婷，2013)

因子	原單位	正規化單元
山崩型態	不須正規化	
山崩面積	ha	1ha
路徑長度	m	1000m
路徑平均坡度	%	100%
河道寬度	m	100m
事件流量	CMS	100CMS

將 6 個因子單位除掉後，將因子數值儘量控制在 0~10 之間，即是利用各因子資料除以表 4-3 的正規化單元，得到正規化後的各因子資料，再進行後續迴歸分析。

#### 4.4.3 羅吉斯迴歸結果

鄭伊婷(2013)將上述訓練資料，31 筆山崩後堰塞湖形成案例及 31 筆山崩後堰塞湖未形成案例之 6 個因子，山崩型態、山崩面積、路徑長度、路徑平均坡度、河道寬度及事件流量利用 SPSS 軟體進行二元羅吉斯迴歸分析。

根據章節 3.3.2 中式(3-26)及(3-27)，其相應山崩後堰塞湖形成潛感的羅吉斯迴歸式應為

$$\ln\left(\frac{P_i}{1-P_i}\right) = \beta_0 + \sum_{i=1}^k \beta_k x_{ki} \quad (3-33)$$

其中  $P$  即為山崩後堰塞湖形成潛感值， $\beta_0, \beta_1, \beta_2, \dots, \beta_k$  為迴歸模型的參數， $x_{1i}, x_{2i}, x_{3i}, \dots, x_{ki}$  為各項山崩後堰塞湖形成潛感因子。

根據表 4-4 可將常數項與各山崩型態之係數相加得到在不同山崩型態下之堰塞湖形成潛感結果如下：

$$P_{Dam} = \frac{1}{1 + e^{-\varepsilon}} \quad (4-1)$$

$$\varepsilon = C + 3.307A - 7.686P + 6.195S - 1.096B + 0.488Q \quad (4-2)$$

其中  $P_{Dam}$  即為山崩後堰塞湖形成潛感值，其值域在 0 與 1 之間； $C$  為常數(常數項與各山崩型態之係數相加之結果為何不)，土石流、崩落及滑動的  $C$  值分別為 -16.464、-1.894 及 -3.313； $A$  為山崩面積，單位為公頃； $P$  為路徑長度，單位為公里； $S$  為路徑平均坡度，單位為 100%， $B$  為河道寬度，單位為 100 公尺； $Q$  為事件流量，單位為每秒鐘流過之 1000

立方公尺體積量。其分析結果各因子係數如表 4-4：

表 4-4 山崩後堰塞湖形成潛感因子係數表(鄭伊婷，2013)

因子	變數類型	係數
山崩型態-土石流	類別	-10.125
山崩型態-崩落		4.445
山崩型態-滑動		3.208
山崩面積	連續	3.307
路徑長度	連續	-7.686
路徑平均坡度	連續	6.195
河道寬度	連續	-1.096
事件流量	連續	0.488
常數	—	-6.339

其中山崩型態為類別型因子，除了混合型山崩型態目前先不討論(因為目前沒有可搭配之混合型山崩潛感)，土石流、崩落及滑動之係數代表該類型對於山崩後堰塞湖形成機率之影響。

鄭伊婷(2013)將潛感值  $P_{Dam} = 0.5$  作為堰塞湖形成與未形成指標，將預測資料 5 筆山崩後堰塞湖形成(Dam)案例及 5 筆山崩後堰塞湖未形成(No Dam)案例資料代入堰塞湖形成潛感模式，所得的分析結果可驗證

模式的正確率(如表 4-5)，預測結果顯示總體正確率為 90% (其中 5 筆山崩後堰塞湖形成案例之山崩後堰塞湖形成機率為 0.32、0.52、0.91、0.65、0.61；另 5 筆山崩後堰塞湖未形成案例之山崩後堰塞湖形成機率為 0.00、0.00、0.00、0.00、0.01)，亦將訓練資料及預測資料全部進行驗證(如表 4-6)，可得到 Dam 組正確率 66.7%、No Dam 組正確率 94.4% 及總體正確率 80.6%。

表 4-5 莫拉克之後預測資料誤差分類矩陣(鄭伊婷，2013)

預測資料案例驗證		預測案例數		分類結果 資料總數
		Dam	No Dam	
分類結果 資料案例數	Dam	4	0	4
	No Dam	1	5	6
預測總案例總數		5	5	10
正確率		Dam	No Dam	總體
		80.0%	100%	90.0%

表 4-6 訓練資料與預測資料誤差分類矩陣(鄭伊婷，2013)

預測資料案例驗證		預測案例數		分類結果 資料總數
		Dam	No Dam	
分類結果 資料案例數	Dam	24	2	26
	No Dam	12	34	46
預測總案例總數		36	36	72
正確率		Dam	No Dam	總體
		66.7%	94.4%	80.6%

鄭伊婷(2013)繪製 ROC 曲線進行驗證，因為預測資料量較少會使 ROC 曲線驗證不具代表性，故只將訓練資料及預測資料全部輸入 SPSS 軟體進行 ROC 曲線繪製(如圖 4-2)，得到 ROC 曲線下面積  $AUC=0.893$ 。

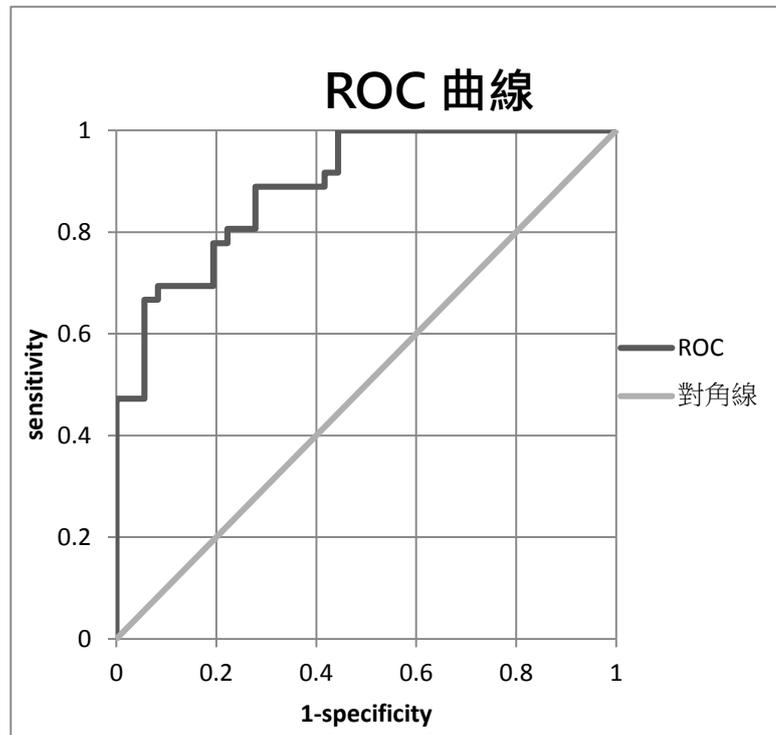


圖 4-2 訓練資料與預測資料之 ROC 曲線(鄭伊婷，2013)

#### 4.4.4 羅吉斯迴歸結果討論

鄭伊婷(2013)之迴歸結果對於小型山崩(面積小於 10 公頃)造成堰塞湖形成之預測不佳，其原因係以 30m 數值地形模型之精度不足，本研究僅能改善研究區域(旗山溪流域)部分之地型精度，尚且無法使用全高屏溪流域之高精度數值地形，故無法精密計算出堰塞湖形成因子圖層、山崩深度、崩落土石之材料特性等。



#### 4.5 堰塞湖形成潛感-旗山溪流域為例

本研究以旗山溪流域中達卡努娃部落上游(高屏溪流域內)為研究區，建立山崩後堰塞湖形成潛感模式(可運算山崩後堰塞湖形成之機率)，再引用現有山崩機率或既有之山崩潛感模式(可運算山崩機率)，則可得到堰塞湖形成潛感模式，流程如圖 4-3 所示。

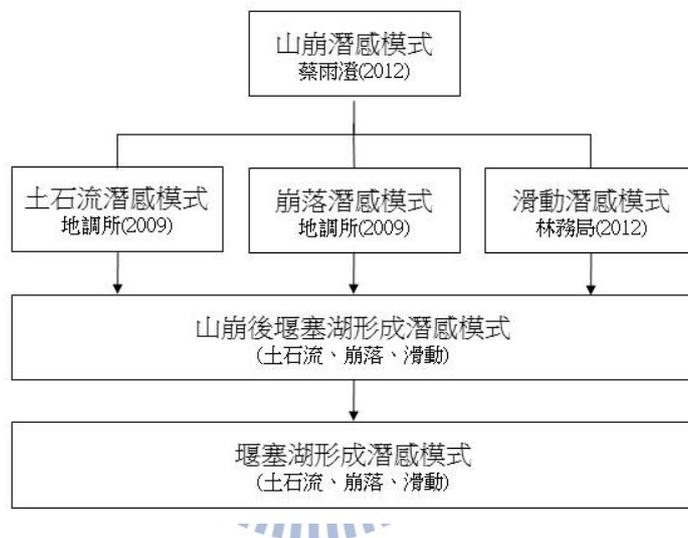


圖 4-3 堰塞湖形成潛感運算流程圖

本研究與鄭伊婷(2013)同樣引用蔡雨澄(2012)之山崩潛感模式和中央地質調查所(2009)之土石流形成潛感模式、岩屑崩滑(崩落)潛感模式及岩體滑動(滑動)潛感模式，進行各型態山崩潛感運算，再與鄭伊婷(2013)之山崩後堰塞湖形成潛感模式整合的結果將會得到堰塞湖形成潛感模式；但在滑動潛感模式中本文係採用林務局(2012)之山崩案例，上述所引用之山崩潛感模式詳細方法與結果將在下列章節詳加敘述。

#### 4.5.1 山崩潛感

本研究將山崩潛感模式分成三類，分別是土石流形成潛感、岩屑崩滑(崩落)形成潛感及岩體滑動(滑動)形成潛感，並參考蔡雨澄(2012)以高屏河流域為研究區所建立的山崩潛感模式。

蔡雨澄(2012)透過福衛影像(精度 2m)判釋及圈繪崩塌地建立海棠颱風(驗證結果用)與莫拉克颱風(迴歸分析用)之事件型山崩目錄，經過數化品質檢核與地形地貌檢核後，將深層滑動型山崩挑選出來，但因為區域性(高屏河流域)山崩潛感模型只考慮隨機發生且滑動發生在表土層的淺層滑動，不考慮由構造所控制之深層滑動，所以蔡雨澄(2012)之模型分析所使用的為莫拉克颱風誘發山崩目錄，共包含 23450 處山崩，總面積約 11972.6 公頃。

本研究將蔡雨澄(2012)進行山崩潛感模式分析之步驟歸納如下：

1. 以 10m 數值地形模型、1/50000 地質圖與雨量資料建立促崩因子(根據中央地質調查所 92 至 94 年度「山崩潛感分析之研究」，初步篩選出岩性、坡度、坡向、地形粗糙度、坡度粗糙度、地形曲率、坡高、全坡高、相對坡高、地形溼度指數、道路距、斷層距、最大時雨量、最大 24 小時雨量及總雨量等因子)。
2. 根據地表地形特徵，將高屏河流域分為高山區及淺山區(如圖 4-4)，但本研究區(旗山流域)屬於高山區，故不贅述淺山區的特

徵。並於衛星影像中無資料區如被雲遮蔽處或陰影區皆不取樣；坡度小於 10% 且面積大於 0.5 公頃之地區劃分為穩定區，與落石潛感區皆不納入統計分析。扣除穩定區、無資料區、落石潛感區後剩下之區域，檢視其四種圖形(次數分布圖、崩壞比圖、成功率曲線、P-P 機率圖)或數值(判別子與相關係數)篩選出具代表性之迴歸因子(岩性、坡向、坡度、地形粗糙度、切線曲率、相對坡高、濕度指數、最大時雨量與總雨量)。

3. 將因子資料分為山崩組與非山崩組，各取約相同數量的網格 (10m) 作為訓練資料進行羅吉斯迴歸分析，求得模型之各項係數。

根據上述方法所得之山崩潛感模式，即為本研究所引用：

$$P_{landslide} = \frac{1}{1 + e^{-\alpha}} \quad (4-3)$$

$$\alpha = C + \sum_{i=1}^{13} W_i L_i + \sum_{j=1}^8 W_{13+j} D_j + \sum_{k=1}^{17} W_{21+k} F_k \quad (4-4)$$

其中  $P_{landslide}$  在此則被視為山崩潛感值，值域在 0 與 1 之間； $C$  為常數項， $W$  為各因子係數(如表 4-7)， $L$  為 13 個地層的岩性(如附錄 2)面積百分比， $D$  為 8 個邊坡坡向面積百分比， $F$  為其他山崩相關因子(岩性、坡向、坡度、地形粗糙度、全坡高、總曲率、切線曲率、相對坡高、濕度指數、最大時雨量與總雨量，其各項山崩潛感因子定義如附錄 3)。

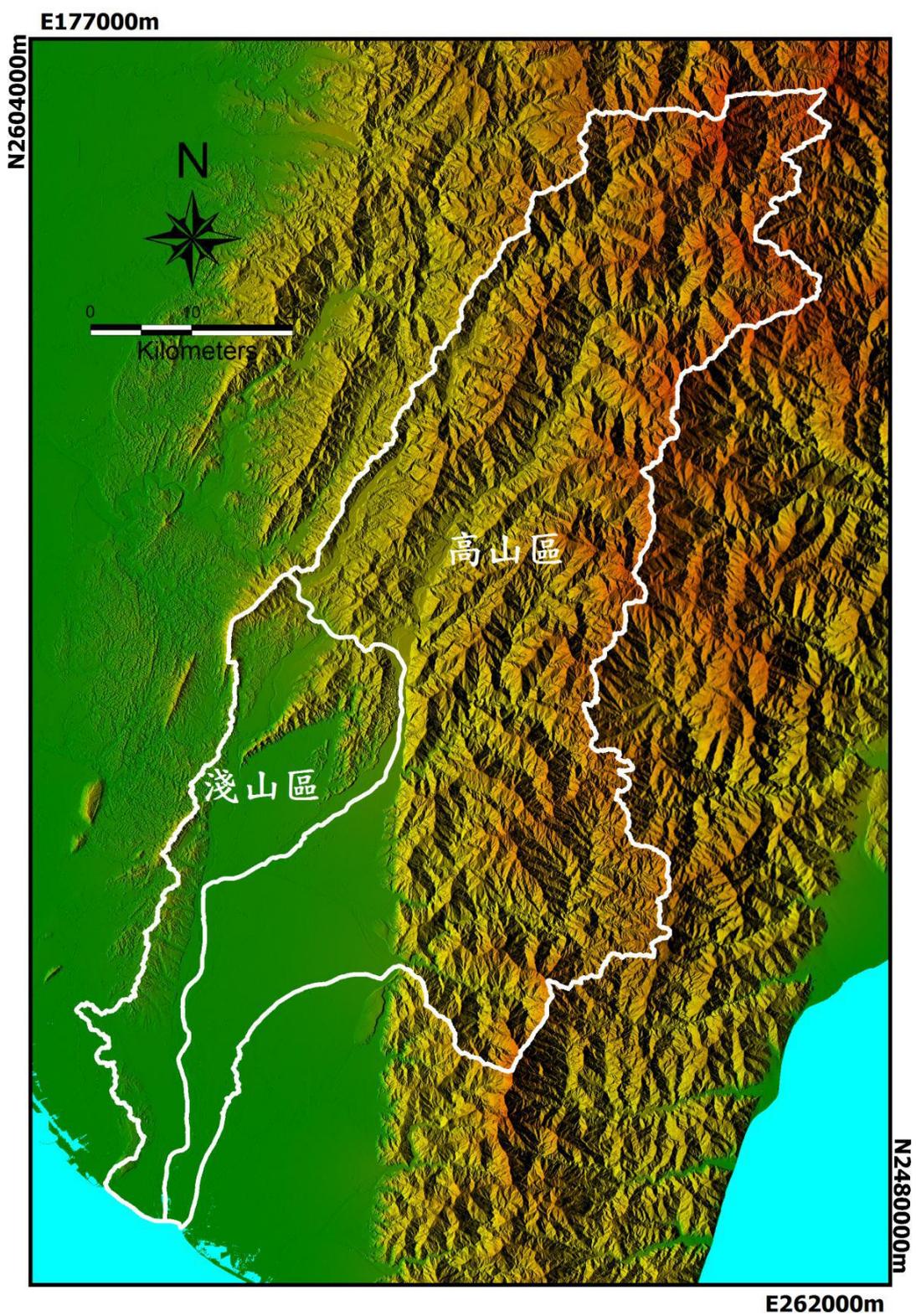


圖 4-4 高屏溪流域分區示意圖(蔡雨澄，2012)

表 4-7 高屏河流域山崩潛感分析因子係數(蔡雨澄，2012)

代號	因子	係數	係數值	代號	因子	係數	係數值
L1	岩性 01	W1	—	F1	坡度	W22	0.518
L2	岩性 02	W2	-2.725	F2	NDVI	W23	—
L3	岩性 03	W3	—	F3	地形粗糙度	W24	-0.067
L4	岩性 04	W4	—	F4	坡度粗糙度	W25	—
L5	岩性 05	W5	—	F5	平面曲率	W26	—
L6	岩性 06	W6	—	F6	剖面曲率	W27	—
L7	岩性 07	W7	0.080	F7	切線曲率	W28	0.318
L8	岩性 08	W8	0.037	F8	總曲率	W29	—
L9	岩性 09	W9	-0.033	F9	坡高	W30	—
L10	岩性 10	W10	-0.096	F10	坡頂標高	W31	—
L11	岩性 11	W11	-0.218	F11	全坡高	W32	—
L12	岩性 12	W12	-0.775	F12	相對坡高	W33	-0.753
L13	岩性 13	W13	-0.375	F13	濕度指數	W34	0.007
D1	坡向 N	W14	-0.607	F14	道路距	W35	—
D2	坡向 NE	W15	0.042	F15	斷層距	W36	—
D3	坡向 E	W16	0.516	F16	時雨量	W37	-0.080
D4	坡向 SE	W17	0.629	F17	總雨量	W38	0.699
D5	坡向 S	W18	0.607	C	常數項		-0.469
D6	坡向 SW	W19	-0.280				
D7	坡向 W	W20	-0.127				
D8	坡向 NW	W21	-0.638				

在上述山崩潛感模式建立後將全區資料代入，即可求得高屏溪流域全區之山崩發生機率  $P_{\text{landslide}}$ ，作為山崩潛感值；蔡雨澄(2012)根據其山崩潛感值與崩壞比(山崩網格數與山崩加非山崩網格數之比值)作圖後，以雙曲正弦函數擬合曲線(如圖 4-5 中，紅色虛線即為擬合曲線)，得到高屏溪流域的潛感值與崩壞比關係式：

$$y = 0.026658\sinh(2.946x) \quad (4-5)$$

其中， $y$  為崩壞比亦為崩塌面積比， $x$  為運算之山崩潛感值。

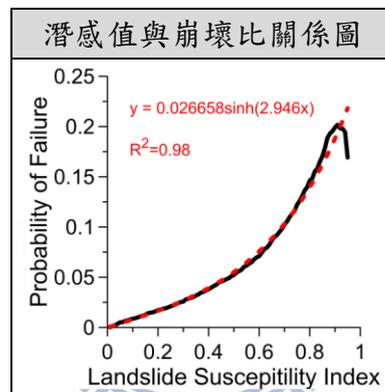


圖 4-5 莫拉克颱風山崩潛感值與崩壞比關係圖(蔡雨澄，2012)

透過式(4-5)可將山崩潛感值轉換為崩壞比的數值，最後即可繪製視崩壞比為機率的事件山崩機率圖(如圖 4-6 錯誤! 找不到參照來源。);若再將不同降雨重現期距的降雨分析成果代入此山崩潛感模式，亦可透過潛感值與崩壞比關係式繪製不同重現期距降雨量下的山崩機率圖。本研究將引用此山崩潛感模式、崩壞比運算與不同重現期距降雨量下的山崩機率圖繪製方法進行後續堰塞湖形成潛感運算及堰塞湖形成潛勢圖繪製。

之所以選擇上述蔡雨澄(2012)所提出之山崩潛感模式，是因為本研究希望能以此繪製莫拉克颱風之後之堰塞湖形成潛勢圖，故挑選此山崩潛感與山崩潛勢圖繪製方法；其與中央地質調查所(2009)提出的山崩潛感模式差異在於訓練資料所代表之時間點不同(海棠颱風)且中央地質調查所(2009)沒有對高屏河流域進行高山區與淺山區的畫分；而相同的是兩者方法最終都可繪製出以每網格中的崩壞比為機率之事件山崩機率圖。透過本研究引用蔡雨澄(2012)之山崩潛感(每網格之崩壞比)結合後續中央地質調查所(2009)的土石流形成潛感模式、岩屑崩滑(崩落)潛感模式及岩體滑動(滑動)潛感模式，將崩壞比作為適當因子即可繪製出土石流、岩屑崩滑及岩體滑動之潛勢圖，據此本研究可再繪製出不同山崩型態之堰塞湖形成潛勢圖。

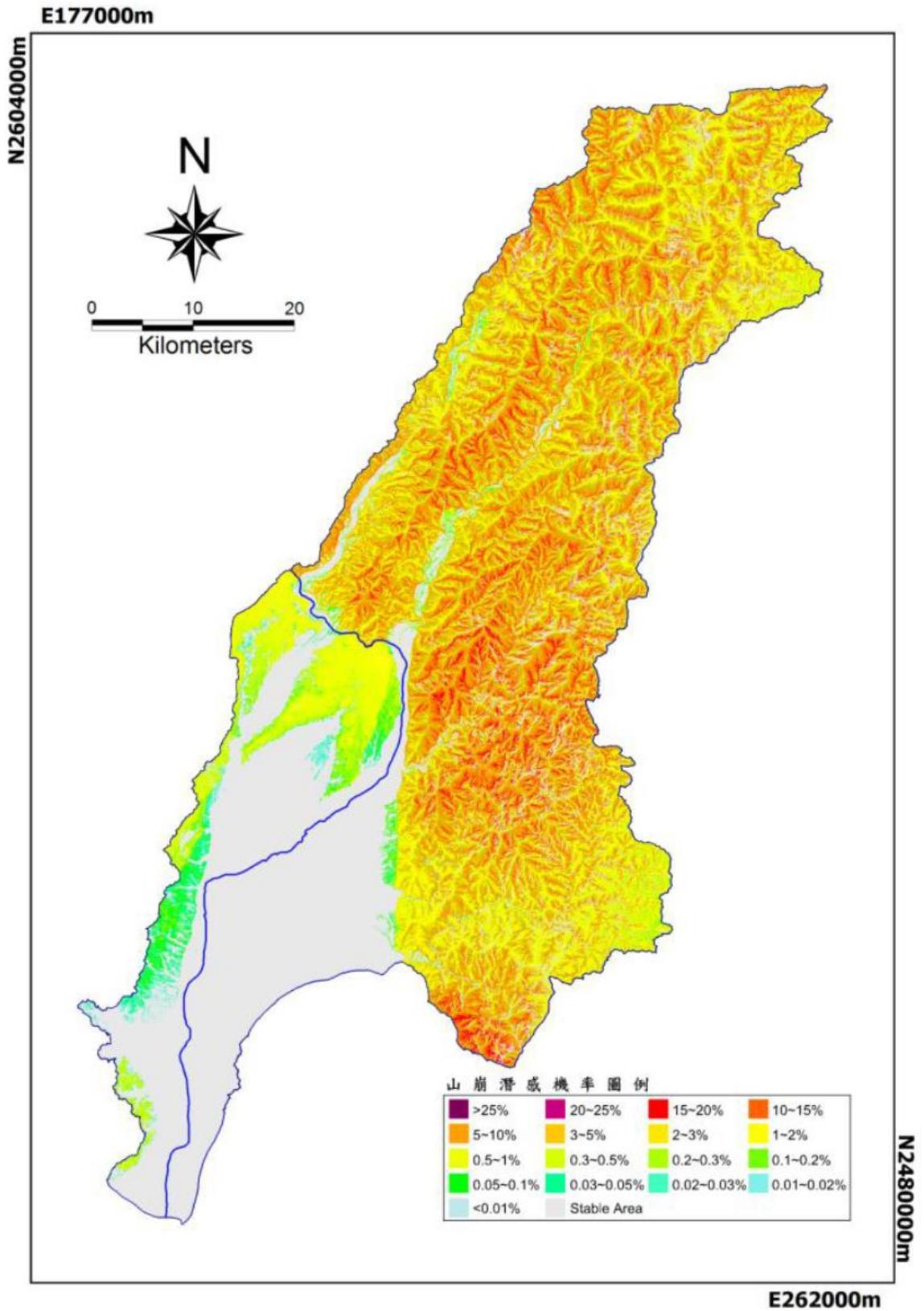


圖 4-6 高屏溪流域莫拉克颱風事件山崩潛感機率圖(蔡雨澄，2012)

#### 4.5.2 土石流形成潛感

中央地質調查所(2009)以海棠颱風(2005)前後之 Level 3 SPOT 衛星影像圈繪土石流範圍建置土石流目錄，並且繪製土石流潛感分析單元(同集水區大小)以進行後續土石流形成潛感迴歸之用，其土石流潛感分析單元之原則如下：

1. 具有發生區及流通區之地形特徵而可能發生土石流之適當集水區單元。
2. 集水區面積宜在 5 公頃以上而多在 1000 公頃以下。
3. 集水區出口置於支流末端且為地形谷口之處。
4. 若有堆積扇，則集水區出口點劃在扇頂。

中央地質調查所(2009)再透過土石流集水區出口點以上之集水區的地形、水文及環境特性因子(集水區面積、主流長度、形狀係數、集水區相對高度、溪床坡度、殘土率、發生區面積、崩塌地面積和崩塌面積比)配合土石流誘發因子—雨量來進行事件型土石流潛感分析。

其採用內政部「高精度及高解析度數值地形模型建置計畫」所建立之 5 公尺高精度數值地形、1/50000 與 1/100000 地質圖與雨量資料建立上述土石流潛感相關因子，以高屏溪、東港溪及知本溪流域(海棠颱風)所誘發之土石流目錄為訓練資料進行羅吉斯迴歸分析，進而提出之土石流潛感分析結果，如式(4-6)錯誤! 找不到參照來源。及(4-7)錯誤!

找不到參照來源。：

$$P_{\text{debris}} = \frac{1}{1 + e^{-\beta}} \quad (4-6)$$

$$\beta = C + \sum_{i=1}^{13} W_i L_i + \sum_{k=1}^8 W_{13+k} F_k \quad (4-7)$$

其中， $P_{\text{debris}}$  為土石流潛感值，代表在某事件降雨量下，各土石流潛感分析單元(集水區單元)的潛感值，其  $P_{\text{debris}}$  值域在 0 與 1 之間； $C$  為常數項， $W$  為各因子係數(如表 4-8 錯誤! 找不到參照來源。所示)， $L$  為 13 個地層的岩性(如附錄 2 所示)面積百分比， $F$  為其他土石流相關因子(主流長度、相對高度、溪床坡度、事件誘發崩塌地面積比、事件前誘發崩塌地面積比、邊坡坡度比、總雨量、時雨量，其各項土石流潛感因子定義如附錄 4 所示)。中央地質調查所(2009)根據其經驗，以海棠颱風之土石流潛感值與土石流發生比(發生與未發生之比值)之間關係，利用雙曲正弦函數擬合全區之土石流潛感值與土石流發生比曲線(如圖 4-6 錯誤! 找不到參照來源。中黑色曲線)：

$$P_{\text{df}} = 0.06937 \sinh(3.16193\lambda) \quad (4-8)$$

其中， $P_{\text{df}}$  為土石流發生比， $\lambda$  為運算之山崩潛感值。

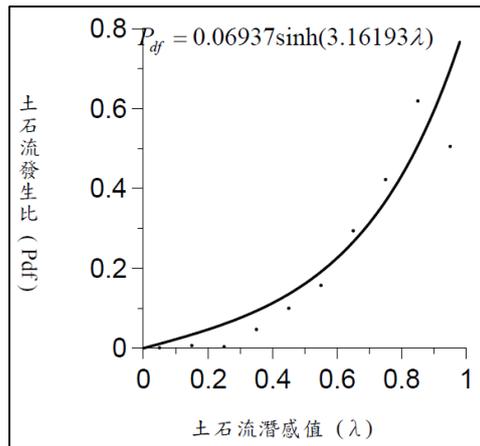


圖 4-7 高屏溪流域土石流發生比擬合曲線(中央地質調查所，2009)

此土石流潛感模型可藉由代入因子資料得到該研究區之土石流潛感值，再透過式(4-8)將土石流潛感值換算為發生比後，以專家評分法區分其等級，最後可得以發生比為基礎的事件型土石流潛感機率圖。同樣若將不同重現期距的降雨分析成果代入土石流潛感模式，即可繪製不同重現期距降雨量下的土石流潛感機率圖。

由上述結果，本研究將引用其土石流潛感模式、土石流發生比運算與繪製不同重現期距降雨量之土石流潛感機率圖的方法進行後續建立(土石流)堰塞湖形成潛感模式與繪製(土石流)堰塞湖形成潛勢圖。

值得注意的是土石流潛感因子中，事件誘發崩塌地面積比可透過適當山崩潛感模式推估集水區單元內所包含之網格崩塌面積比；而事件前歷年崩塌地面積比可依照中央地質調查所集水區地形及地質資料庫成果查詢系統建立之歷年山崩目錄計算其事件前所發生之崩塌地面積比例得到。

表 4-8 高屏溪、東港溪及知本河流域土石流潛感分析因子係數

(中央地質調查所，2009)

代號	因子	係數	係數值	代號	因子	係數	係數值
L1	岩性 01	W1	—	F1	主流長度	W14	0.314
L2	岩性 02	W2	1.596	F2	相對高度	W15	0.442
L3	岩性 03	W3	1.389	F3	溪床坡度	W16	0.763
L4	岩性 04	W4	-3.986	F4	事件誘發 崩塌地面積比	W17	0.900
L5	岩性 05	W5	1.738	F5	事件前誘發 崩塌地面積比	W18	1.190
L6	岩性 06	W6	1.684	F6	邊坡坡度比	W19	-0.278
L7	岩性 07	W7	4.604	F7	總雨量	W20	0.438
L8	岩性 08	W8	5.625	F8	時雨量	W21	0.152
L9	岩性 09	W9	10.070	C	常數項		-3.978
L10	岩性 10	W10	5.541				
L11	岩性 11	W11	5.582				
L12	岩性 12	W12	1.023				
L13	岩性 13	W13	1.962				

### 4.5.3 崩落潛感

因為落石發生於陡岩坡，於台灣形成數量多但規模小的堰塞湖，與岩屑崩落所形成的堰塞湖相似，故將岩屑崩落潛感及落石潛感合併成崩落潛感。鄭伊婷(2013)所提及的岩屑崩滑(Debris Slide)一詞就山崩案例分類上就是本研究所述的岩屑崩落(Debris Fall)與落石(Rock Fall)兩者的合併，為求簡潔故統一稱為崩落。但已形成的小型堰塞湖，由中央地質調查所(2009)的岩屑崩滑潛感區(鄭伊婷，2013 所引用)無法預測出，故建議進行大比例尺的落石或岩屑崩落的潛感分析。

中央地質調查所(2009)提出之岩屑崩滑潛感模式(即本研究之崩落潛感模式)係用斜坡單元來評估每一單元之崩落潛感。

本研究先分類斜坡單元的運移級序，也就是運用水系級序的概念把各個斜坡單元的運移路徑分級(運移級序)，只納入有直接運移至河道的斜坡單元(運移級序為 1)作為崩落的分析單元。針對每一個斜坡單元，計算其斜坡單元包含之全部網格的山崩機率(即為山崩潛感模式運算之崩壞比，意義同崩塌面積比)，運算流程圖如下圖 4-8，先引用適當山崩潛感模式計算網格崩壞比後，將網格崩壞比圖層與斜坡單元圖層套疊，計算每一個斜坡單元其內所包含之崩壞比之平均值與標準差，將每一斜坡單元之崩壞比平均值與標準差相加作為崩落潛感，以此繪製以斜坡單元為基礎之崩落潛勢圖。

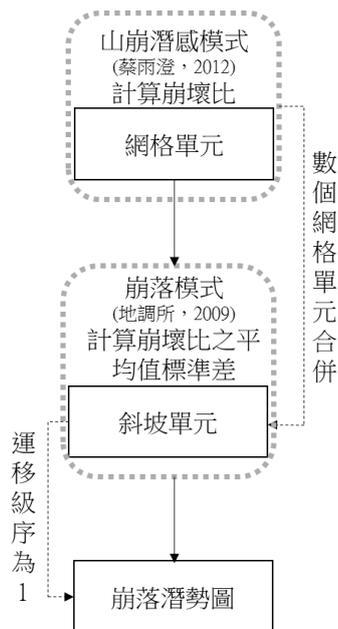


圖 4-8 崩落潛勢圖繪製流程

中央地質調查所(2009)並定義其斜坡單元所包含之山崩機率(崩壞比)平均值加 1 個標準差值大於 5%者為高潛感單元，介於 0.5%到 5%間為中潛感單元，而小於 0.5%者為低潛感單元。而且因為山崩機率表示某降雨事件下將發生崩塌的面積比例，若是配合土壤深度資料即可估計崩塌的土方量。

因此便可藉由將不同重現期距之降雨量資料代入式(4-3)錯誤! 找不到參照來源。、(4-4)錯誤! 找不到參照來源。與(4-5)錯誤! 找不到參照來源。得到崩壞比後，套疊於斜坡單元圖層計算其每一斜坡單元之崩塌面積比之平均值與標準差，而繪製不同重現期距下之崩落潛勢圖。

故本研究直接引用蔡雨澄(2012)之山崩潛感模式進行上述崩落潛感計算與繪製不同重現期距下之崩落潛勢圖，再進行後續(崩落)堰塞湖

形成潛感模式建立與(崩落)堰塞湖形成潛勢圖繪製。

#### 4.5.4 滑動潛感

鄭伊婷(2013)根據中央地質調查所(2009)對岩體滑動之描述，岩體滑動型山崩的辨識工作可能須由專家進行個案研究，目前尚無區域性山坡穩定評估方法之前例可供參考。對於已圈劃的岩體滑動危險地區，可能可以一般的山崩潛感分析結果用來進行疊圖分析，比較岩體滑動體的坡腳或坡頂有無顯著的高潛感區出現；在坡腳或坡頂高潛感區越顯著，可能代表此一滑動體越不穩定。

但由於中央地質調查所(2009)調查案例數量略嫌不足，難以明確表示滑動潛感，故本研究改採林務局(2012)的光達判釋案例(類型 C 深層崩塌)，類型 C 的案例中絕大多數係古老崩積層之破壞徵兆及少部分的岩體滑動，故本論文重新定義山崩潛感分類，將原先岩體滑動堰塞湖形成潛感改成滑動(岩屑滑動及岩體滑動)堰塞湖形成潛感。

本研究引用林務局(2012)所圈繪類型 C 深層崩塌之範圍，評估方法係以證據權重法來進行，結果可區分為高、中、低三個等級，成果如圖 2-14 所示，並將其給予不同的機率值，也就是假設滑動高潛感區滑動機率區間為 100%~67%(高發生度)；滑動中潛感區其滑動機率區間為 76%~34%(中發生度)，而滑動低潛感區其動機率區間為 34%~0%(低發生度)。透過上述滑動範圍及潛感區假定之機率值即可進行後續(滑動)

堰塞湖形成潛感模式建立與(滑動)堰塞湖形成潛勢圖繪製。



## 4.6 堰塞湖形成潛感計算

本研究以旗山溪流域上游內之各形態山崩潛感模式與山崩後堰塞湖形成潛感模式整合，計算出旗山溪流域之堰塞湖形成潛感：

### ● 土石流類型堰塞湖形成潛感計算

由中央地質調查所(2009)所提出的土石流形成潛感模式，土石流形成潛感因子內有事件誘發崩塌地面積比，代表了在該土石流潛感分析單元(同集水區大小)所發生之崩塌面積比。將集水區面積與崩塌面積比相乘所得到的崩塌面積，可直接代入本研究之(土石流)山崩後堰塞湖形成潛感模式的崩塌面積因子，計算(土石流)山崩後堰塞湖形成潛感之機率值。

若再將上述之(土石流)山崩後堰塞湖形成潛感之機率值與土石流發生比相乘則可得到(土石流)堰塞湖形成潛感  $P_{\text{debrisDam}}$ ：

$$P_{\text{debrisDam}} = 0.06927 \sinh\left(\frac{3.16193}{(1+e^{-\beta})}\right) \times \frac{1}{(1+e^{-\varepsilon_1})} \quad (4-9)$$

$$\beta = C + \sum_{i=1}^{13} W_i L_i + \sum_{k=1}^8 W_{13+k} F_k \quad (4-10)$$

$$\varepsilon_1 = -16.464 + 3.307A - 7.686P + 6.195S - 1.096B + 0.488Q \quad (4-11)$$

其中， $P_{\text{debrisDam}}$  之值域在 0 與 1 之間即是(土石流)堰塞湖形成潛感值； $\beta$  為同式(4-7)為影響土石流形成潛感  $P_{\text{debris}}$  之因子的線性迴歸方程

式，而  $\varepsilon_1$  為根據式(4-2)中影響土石流發生(常數項為-16.464)後堰塞湖形成之機率因子的線性迴歸方程式。

### ● 崩落類型堰塞湖形成潛感運算

由蔡雨澄(2012)所提出山崩潛感模式與中央地質調查所(2009)提出之岩屑崩滑潛感模式互相搭配的結果，只納入有直接運移至河道的斜坡單元(運移級序為 1)作為崩落的分析單元，其斜坡單元包含的所有網格崩塌面積比之平均值加 1 個標準差即為該斜坡單元的崩塌面積比，依此本研究直接將斜坡單元之崩塌面積比與斜坡單元面積相乘，得到該斜坡單元之崩塌面積，並代入(崩落)山崩後堰塞湖形成潛感模式(山崩面積因子)，即可得到(崩落)堰塞湖形成潛感  $P_{\text{landslideDam}}$ ：

$$P_{\text{landslideDam}} = \frac{1}{(1 + e^{-\varepsilon_2})} \quad (4-12)$$

$$\varepsilon_2 = -1.894 + 3.307A - 7.686P + 6.195S - 1.096B + 0.488Q \quad (4-13)$$

其中，岩屑崩滑堰塞湖形成機率  $P_{\text{landslideDam}}$  之值域亦在 0 與 1 之間； $\varepsilon_2$  為根據式(4-2)中影響崩落(常數項為-1.894)後堰塞湖形成之機率因子的線性迴歸方程式。

## ● 滑動類型堰塞湖形成潛感運算

本研究是引用林務局(2012)所圈繪類型 C 深層崩塌之範圍，再經由本研究假定其機率值，直接將所圈繪之類型 C 深層崩塌(滑動潛感)範圍視為山崩面積，代入(滑動)山崩後堰塞湖形成潛感模式，因此(滑動)堰塞湖形成潛感  $P_{\text{slideDam}}$  為：

$$P_{\text{slideDam}} = \gamma \times \frac{1}{(1 + e^{-\varepsilon_3})} \quad (4-14)$$

$$\varepsilon_3 = -3.313 + 3.307A - 7.686P + 6.195S - 1.096B + 0.488Q \quad (4-15)$$

其中， $P_{\text{slideDam}}$  為滑動堰塞湖形成機率範圍值，其值域亦在 0 與 1 之間； $\gamma$  為類型 C 深層崩塌之發生度所轉換之機率範圍值， $\varepsilon_3$  為根據式(4-2)中影響滑動(常數項為-3.313)後堰塞湖形成之機率因子的線性迴歸方程式。

總結上述(土石流、崩落及滑動)堰塞湖形成潛感模式，後續可利用地理資訊系統及相關山崩潛感與堰塞湖潛感因子圖層繪製成沿河道之線形堰塞湖形成機率，並據以繪製堰塞湖形成潛勢圖。

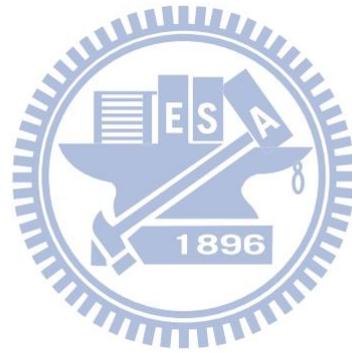
## 4.7 堰塞湖形成潛勢圖

本研究以三種(土石流、崩落及滑動)山崩後堰塞湖潛感模式和與其山崩型態所對應之堰塞湖潛感分析單元，計算其單元內山崩後堰塞湖形成潛感，再與該單元內各類山崩潛感相乘後即可得到堰塞湖形成潛感，而此時堰塞湖形成潛感即可代表該堰塞湖潛感分析單元所對應之下游河道堵塞點形成堰塞湖之機率，依此即可繪製堰塞湖形成潛勢圖。

由於本研究所引用的各種(土石流、崩落及滑動)山崩潛感模式，其機率值定義與繪製山崩潛勢圖方法皆不同，而且其(土石流、崩落及滑動)堰塞湖形成潛感模式的運算也不相同(相關資料將統整如表 4-9)，故本研究統一以旗山溪流域(達卡努娃部落)上游為研究區(鄭伊婷，2013 以高屏溪流域為研究區)並假設在莫拉克颱風(2009)之後發生 100 年重現期距下之雨量為事件，針對不同山崩型態進行適當修改後繪製各種山崩型態之堰塞湖形成潛勢圖，其詳細繪製過程與繪製成果將在下列章節描述。

表 4-9 山崩潛感與堰塞湖潛感之相關資料列表

型態		山崩潛感			堰塞湖潛感		
		土石流	崩落	滑動	土石流	崩落	滑動
分析單元		集水區/聚積單元	斜坡單元	專家圈繪	集水區單元	斜坡單元	專家圈繪
訓練資料	目錄資料(年份)	海棠颱風(2005)	莫拉克颱風(2009)	非迴歸模型	全台(2006~2013)		
	地形資料(年份)	5m(未知)	10m(2005)		30m(2009)		
	雨量資料	事件雨量	事件雨量		事件流量		
預測資料	地形資料(年份)	5m(2009)	5m(2009)	以發生度假設為潛感值	5m(2009)		
	雨量資料	100年重現雨量	100年重現雨量		100年重現流量		



#### 4.7.1 土石流堰塞湖形成潛勢圖-以旗山溪流域為例

本研究在山崩後堰塞湖形成潛感模形係引用鄭伊婷(2013)所建立之羅吉斯迴歸式，而以較高數值地形精度數值地形精度(5m)製作土石流堰塞湖形成潛勢圖。

為繪製不同重現期距降雨量下的土石流潛感機率圖，本研究引用中央地質調查所(2009)的土石流潛感分析單元(集水區單元)並加入土石流形成潛感相關因子，製作土石流形成潛勢圖，再透過土石流堰塞湖形成潛感因子完成後續土石流堰塞湖形成潛勢圖。其詳細繪製土石流堰塞湖形成潛勢圖流程如圖 4-9：

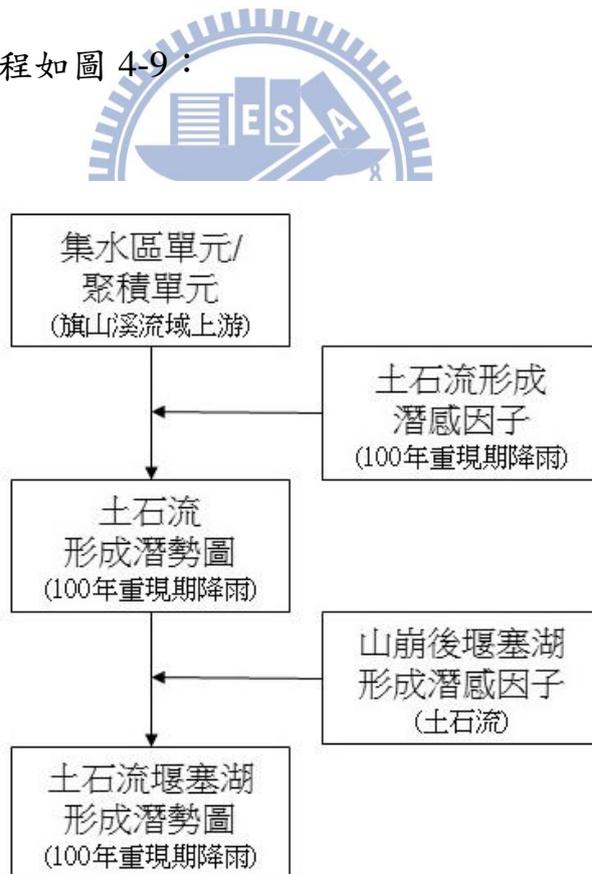


圖 4-9 土石流堰塞湖形成潛勢圖繪製流程

本研究利用精度 5m 之數值地形資料(利用莫拉克颱風之後的航空照片所製作圖數值地形模型)建立土石流形成潛感相關因子(主流長度、相對高度、溪床坡度與邊坡坡度比等因子定義詳附錄 4)，其中總雨量與時雨量因子係引用經濟部中央地質調查(2009)所作之高屏溪流域(包含旗山溪流域)降雨延時 1 小時與 72 小時之 100 年重現期距雨量圖層(如附錄 5 所示)，而事件誘發崩塌地面積比因子係引用蔡雨澄(2012)所提出之山崩潛感模式運算得到每一集水區單元面積之崩塌地面積，事件前誘發崩塌地面積比因子則是與本研究蒐集之 WMS 山崩目錄(以莫拉克颱風前山崩目錄中之山崩面積圖層套疊集水區圖層計算其比例)計算得到。將上述建立完成之土石流形成潛感因子套疊於高屏溪集水區單元，進行土石流形成潛感運算，則可得到 100 年重現期降雨量下之土石流形成潛勢圖。

繪製完成土石流形成潛勢圖後，再利用一樣的數值地形模型建立(土石流)山崩後堰塞湖形成潛感因子(路徑長度與路徑坡度)；以莫拉克颱風之後(非暴雨期間)的福衛二號影像判釋河道寬度；最後以經濟部水利署(2009)所計算之 100 年重現期高屏溪流域洪峰流量資料(如附錄 5 所示)作為事件流量因子；而最重要的山崩面積則是代入上述土石流形成潛感因子中所建立的事件誘發崩塌地面積與集水區面積相乘的結果，山崩型態則直接選擇土石流之常數項代入鄭伊婷(2013)所建立之山崩

後堰塞湖形成潛感模型(羅吉斯迴歸式)，即可得到堰塞湖形成潛感(機率)。

再將各(土石流)山崩後堰塞湖形成潛感因子圖層套疊於土石流形成潛勢圖進行土石流類型堰塞湖形成潛感運算，即可得到在 100 年重現期降雨量下之土石流堰塞湖形成潛感。並再利用各單元之運移路徑與堵塞點位置找出堰塞湖形成機率位置，繪製土石流堰塞湖形成潛勢圖並將成果套繪衛星影像(福衛二號，莫拉克颱風後)。

本研究將此結果與鄭伊婷(2013)所完成之土石流堰塞湖形成潛勢圖比較(如圖 4-10)發現兩者堵塞點位置上有明顯差異，以旗山溪流域達卡努娃部落堰塞湖來說(如圖中紫色星號位置)，本研究未預測出形成堰塞湖的原因是堵塞點位置有異，經套繪集水區單元(如圖 4-11)後探討其原因在於地形精度影響，本研究與鄭伊婷(2013)所設定的澗線門檻皆是 8 平方公里的集水面積(紫色星號位置所屬之集水單元面積為 9.4 平方公里)，但是澗線長度卻不同，便可看出地形精度的差異。

延續崩落形成堰塞湖之概念探討非直接運移至河道之斜坡單元，其發生崩落進而堆積在上游野溪演變為土石流，故本研究將非直接運移至河道之斜坡單元合併為聚積單元，合併門檻也是運用水系級序的概念把各個斜坡單元的運移路徑分級(運移級序)，將運移至 2 級運移路徑的斜坡單元(運移級序 1 至運移級序 2)合併作為新的分析單元(聚積

單元)。以聚積單元作為分析單元仿照上述方法計算土石流形成潛感及(土石流)山崩後堰塞湖形成潛感，即可繪製(聚積型)土石流堰塞湖形成潛勢圖(如圖 4-12)。為區別不同分析單元所做出之土石流堰塞湖形成潛勢圖，以聚積單元繪製之潛勢圖為聚積型土石流堰塞湖形成潛勢圖；以集水區單元繪製之潛勢圖為直接型土石流堰塞湖形成潛勢圖(如圖 4-10)。

聚積型土石流堰塞湖形成潛勢圖雖有準確預測出達卡努娃部落堰塞湖位置(如圖 4-12 紫色星號位置)但是堰塞湖形成潛感值偏低，若是探討堵塞點之聚積型土石流形成潛感值(如圖 4-13)反而較高，整體來說以堰塞湖形成潛感而言，研究位置不易以聚積型土石流方式堵塞形成堰塞湖，故直接型土石流模式較符合本研究區案例。

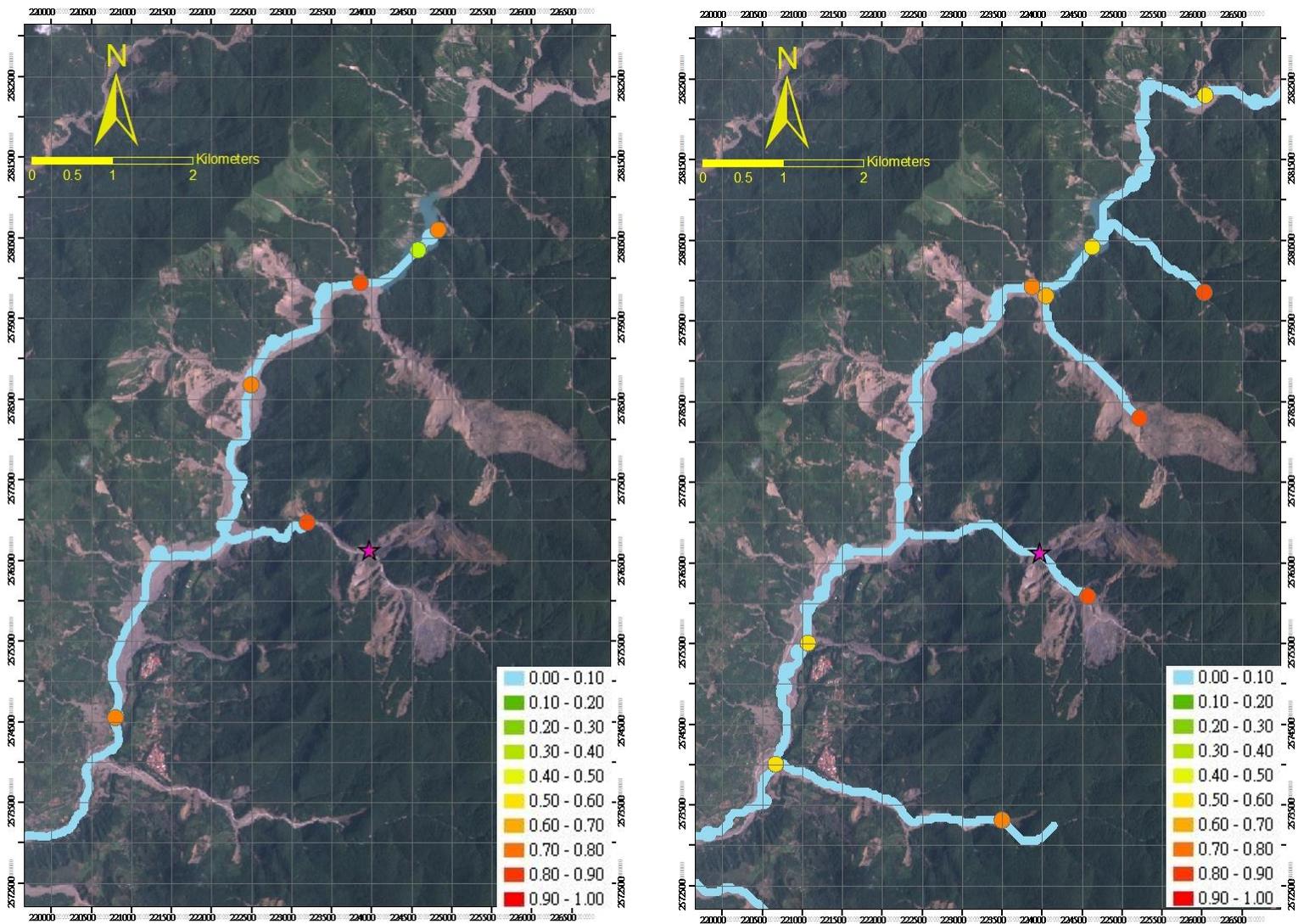


圖 4-10 直接型土石流堰塞湖形成潛勢比較圖(左：本研究；右：鄭伊婷，2013)

註:紫色星號係指已確定發生堰塞湖位置

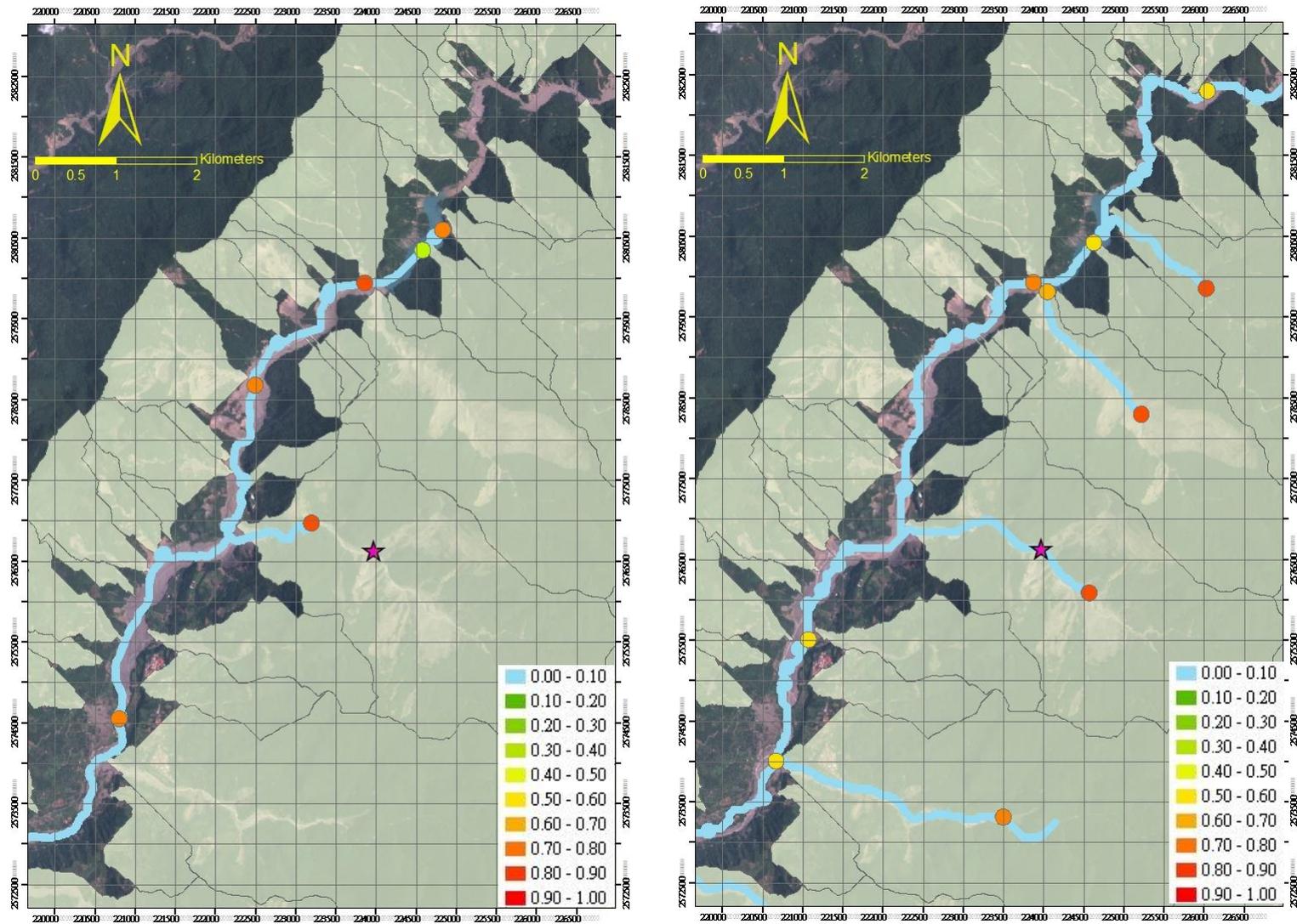


圖 4-11 直接型土石流堰塞湖形成潛勢套集水區單元比較圖(左：本研究；右：鄭伊婷，2013)

註:紫色星號係指已確定發生堰塞湖位置

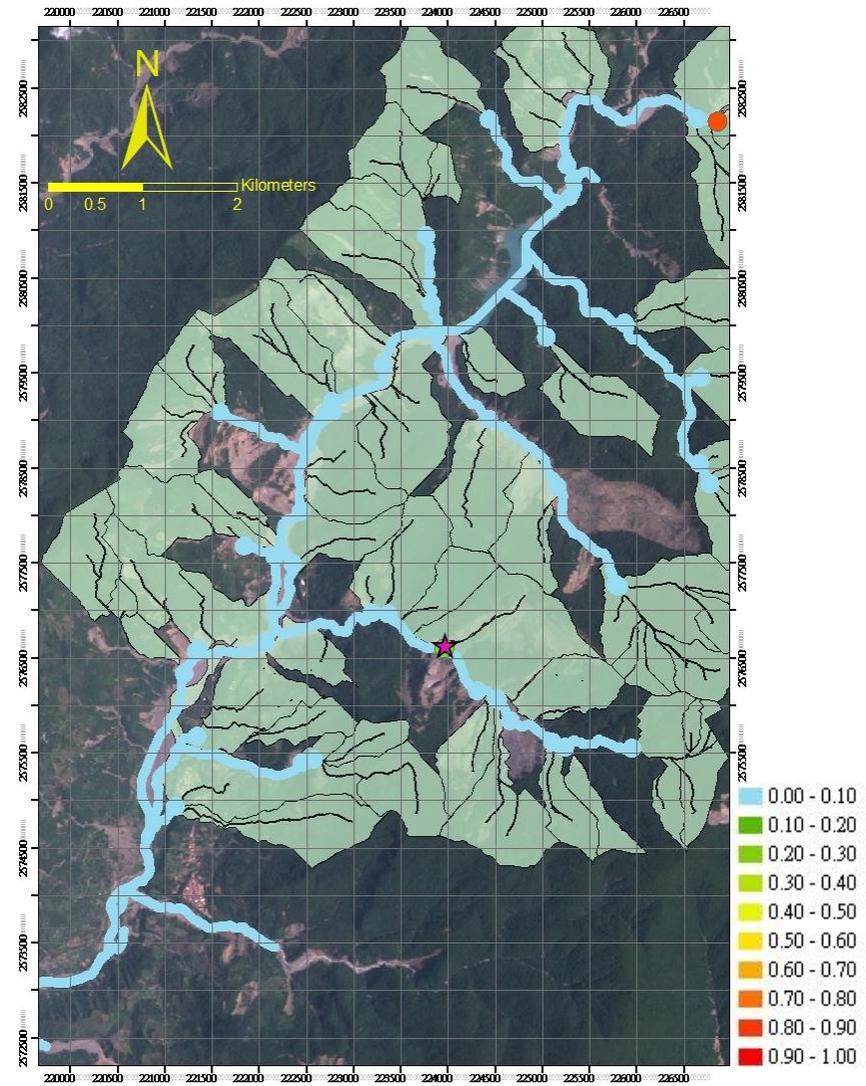
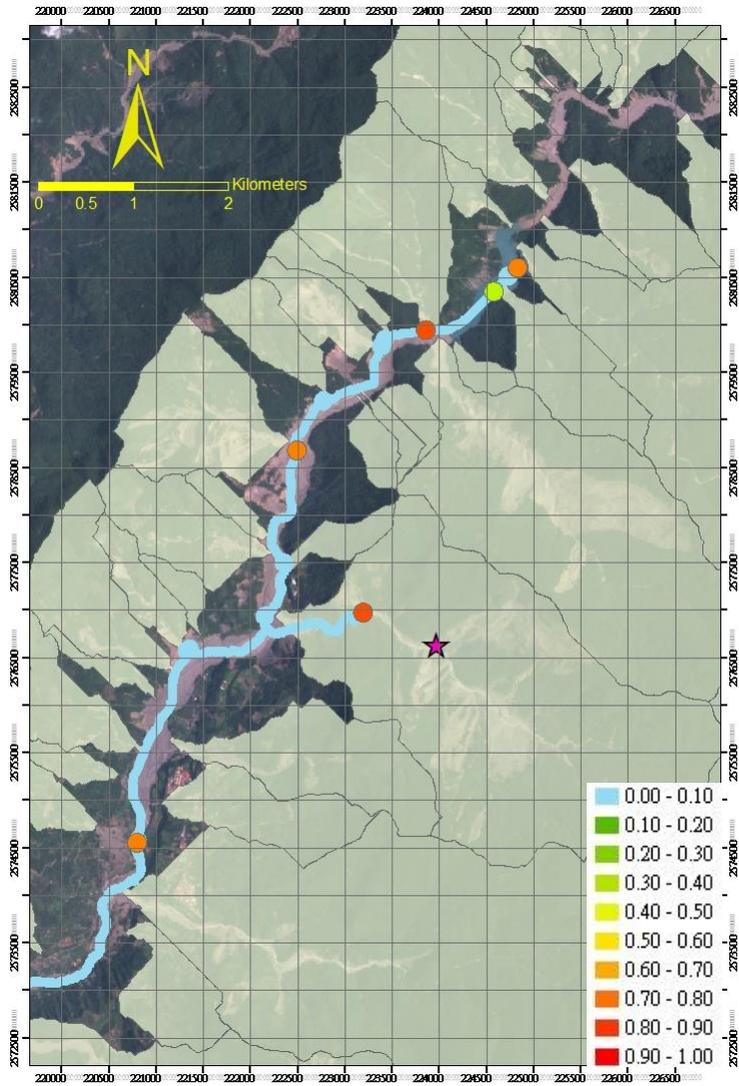


圖 4-12 土石流堰塞湖形成潛勢圖(左：直接型；右：聚積型)

註:紫色星號係指已確定發生堰塞湖位置

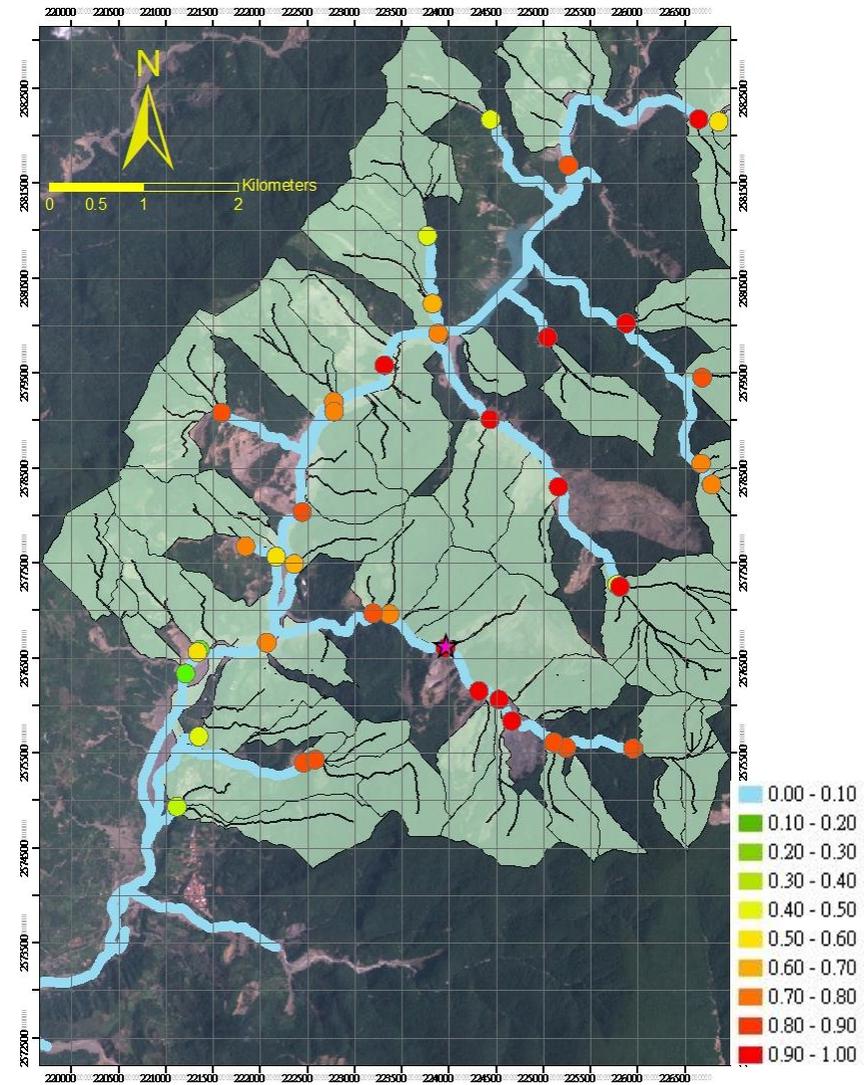
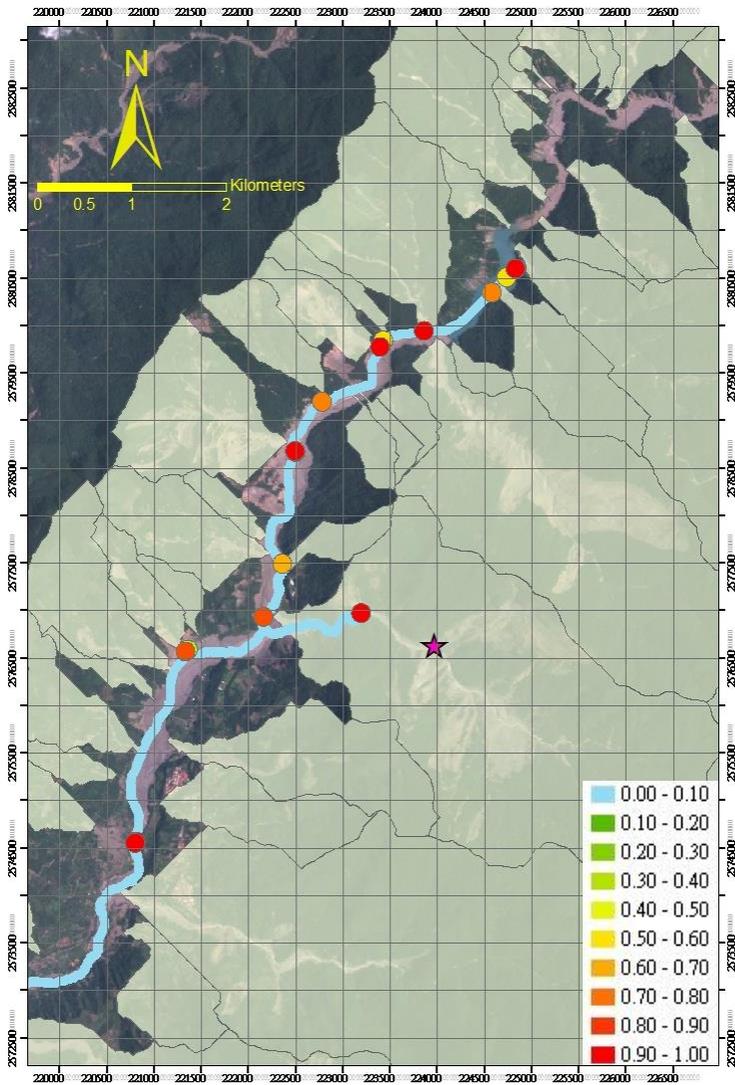


圖 4-13 土石流形成潛勢圖(左：直接型；右：聚積型)

註:紫色星號係指已確定發生堰塞湖位置

#### 4.7.2 崩落堰塞湖形成潛勢圖-以旗山溪流域為例

本研究引用鄭伊婷(2013)製作崩落堰塞湖形成潛勢圖之方法，首先將數值地形模型的精度提升為 5m，並分類斜坡單元的級序，也就是運用水系級序的概念把各個斜坡單元的運移路徑分級(運移級序)，只挑選斜坡單元發生崩塌後會直接運移至河道的斜坡單元(運移級序 1 至河道)作為崩落潛感的分析單元，並重新定義名詞-崩落潛感(落石及岩屑崩落)。

本研究引用中央地質調查所(2009)的崩落(原岩屑崩滑)潛感分析單元(斜坡單元)並加入崩落形成潛感相關因子，產製崩落形成潛勢圖，再透過崩落堰塞湖形成潛感因子完成後續崩落堰塞湖形成潛勢圖。其詳細繪製崩落堰塞湖形成潛勢圖流程如圖 4-14 所示。

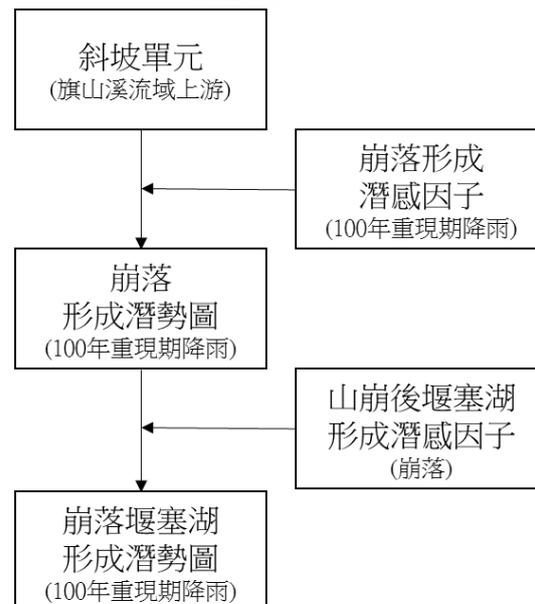


圖 4-14 岩屑崩滑堰塞湖形成潛勢圖繪製流程

本研究引用蔡雨澄(2012)之山崩潛感模式計算斜坡單元之崩塌面積比。同樣以精度 5m 之數值地形資料(利用莫拉克颱風之後的航空照片所製作圖數值地形模型)建立崩落形成潛感相關因子(岩性、坡向、坡度、地形粗糙度、切線曲率、相對坡高、濕度指數，其定義如附錄 3 所示)，其中岩性因子(分類按照附錄 2)係以高屏溪 1/50000 流域地質圖建立，而雨量與總雨量因子係引用中央地質調查所(2009)所作之高屏溪流域降雨延時 1 小時與 72 小時之 100 年重現期距雨量圖層(如附錄 5 所示)所完成。上述山崩因子完成後代入蔡雨澄(2012)之山崩潛感模式計算潛感值並轉換為崩塌面積比，即可繪製山崩潛感機率(崩塌面積比)圖。接著套疊斜坡單元與(網格)崩塌面積比，計算其每個斜坡所包含之崩塌面積比平均值與標準差，可得到每一斜坡單元之崩塌面積比平均值加 1 個標準差之崩落形成潛勢圖(如圖 4-15)。

繪製完成崩落形成潛勢圖後，再利用相同的數值地形模型建立(崩落)山崩後堰塞湖形成潛感因子(路徑長度與路徑坡度)；以莫拉克颱風之後(非暴雨期間)的福衛二號影像判釋河道寬度；最後以經濟部水利署(2009)所計算之 100 年重現期高屏溪流域洪峰流量資料(如附錄 5 所示)作為事件流量因子；而最重要的山崩面積則是代入上述崩落形成潛感因子中所建立的崩塌面積比與斜坡單元面積相乘的結果，山崩型態則直接選擇崩落之常數項代入鄭伊婷(2013)所建立之山崩後堰塞湖形成

潛感模型(羅吉斯迴歸式)，即可得到崩落堰塞湖形成潛感(機率)。

再將各(崩落)山崩後堰塞湖形成潛感因子套疊於崩落形成潛勢圖進行崩落堰塞湖形成潛感運算，即可得到在 100 年重現期降雨量下之崩落堰塞湖形成潛感。並再利用各單元之運移路徑與堵塞點位置找出堰塞湖形成機率位置，繪製崩落堰塞湖形成潛勢圖，並將成果套繪衛星影像(福衛二號，莫拉克颱風後)如圖 4-16 所示。

本研究將此結果與鄭伊婷(2013)所完成之岩屑崩滑(崩落)堰塞湖形成潛勢圖比較(圖 4-16)，可觀察出提升地形精度能有效改善潛勢圖，理由在於岩屑崩落及落石潛感多發生在河道支流而非主河道上，故在支流的高潛感區多於主河道上，此結論與本研究所完成之崩落堰塞湖形成潛勢圖較為接近，但已形成的堰塞湖(如圖中紫色星號位置)之所以不在預測內係因研究案例是土石流所引起。

本研究亦將此結果套繪分析單元(斜坡單元)與鄭伊婷(2013)之岩屑崩滑(崩落)堰塞湖形成潛勢圖套繪分析單元(集水區單元)相互比較(如圖 4-17)得知能改善潛勢圖之主因在於將斜坡單元分類級序，因本文只納入有直接運移至河道的斜坡單元(運移級序為 1)作為崩落潛感的分析單元。

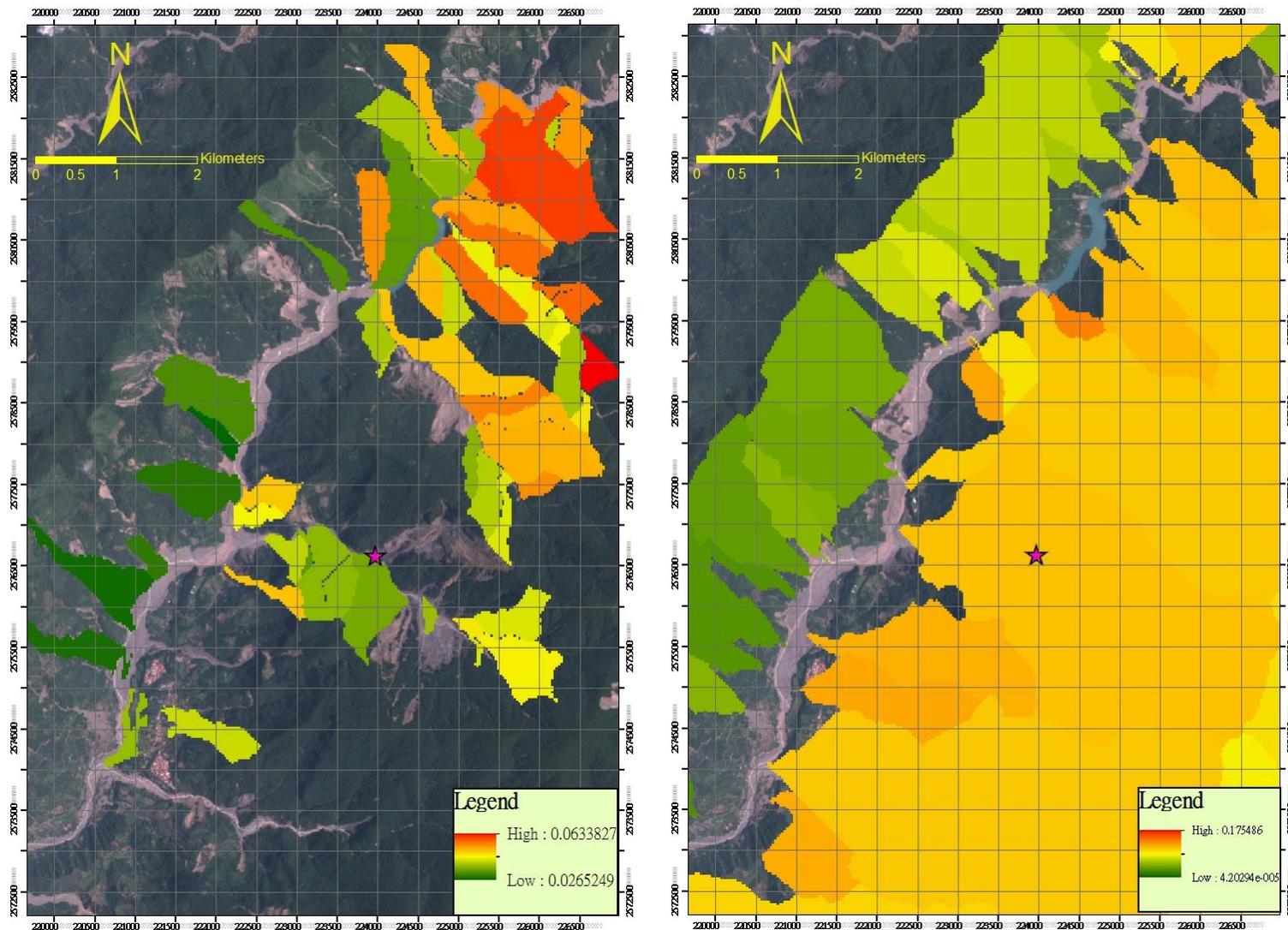


圖 4-15 崩落形成潛勢比較圖(左：本研究；右：鄭伊婷，2013)

註:紫色星號係指已確定發生堰塞湖位置

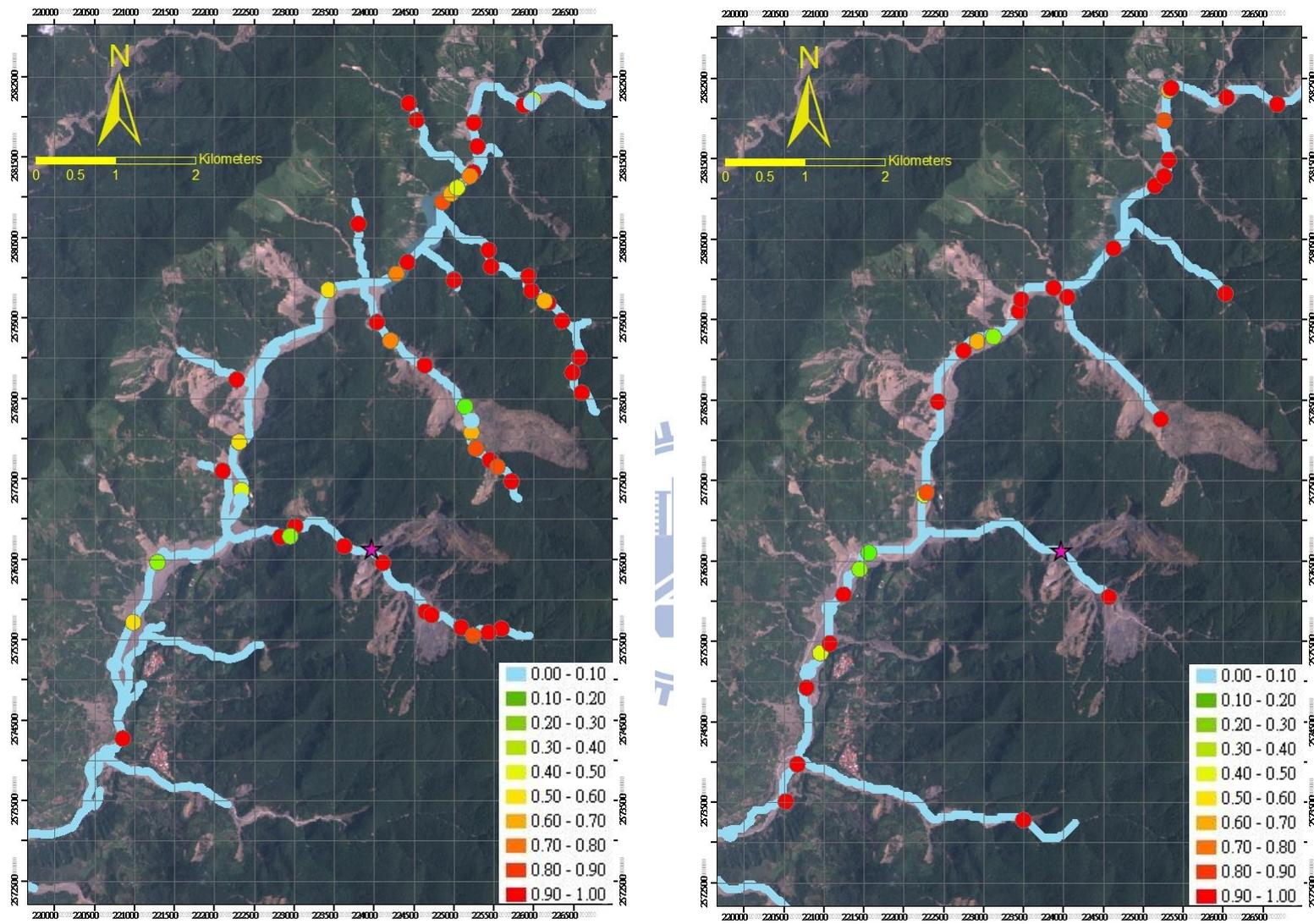


圖 4-16 崩落堰塞湖形成潛勢比較圖(左：本研究；右：鄭伊婷，2013)

註:紫色星號係指已確定發生堰塞湖位置

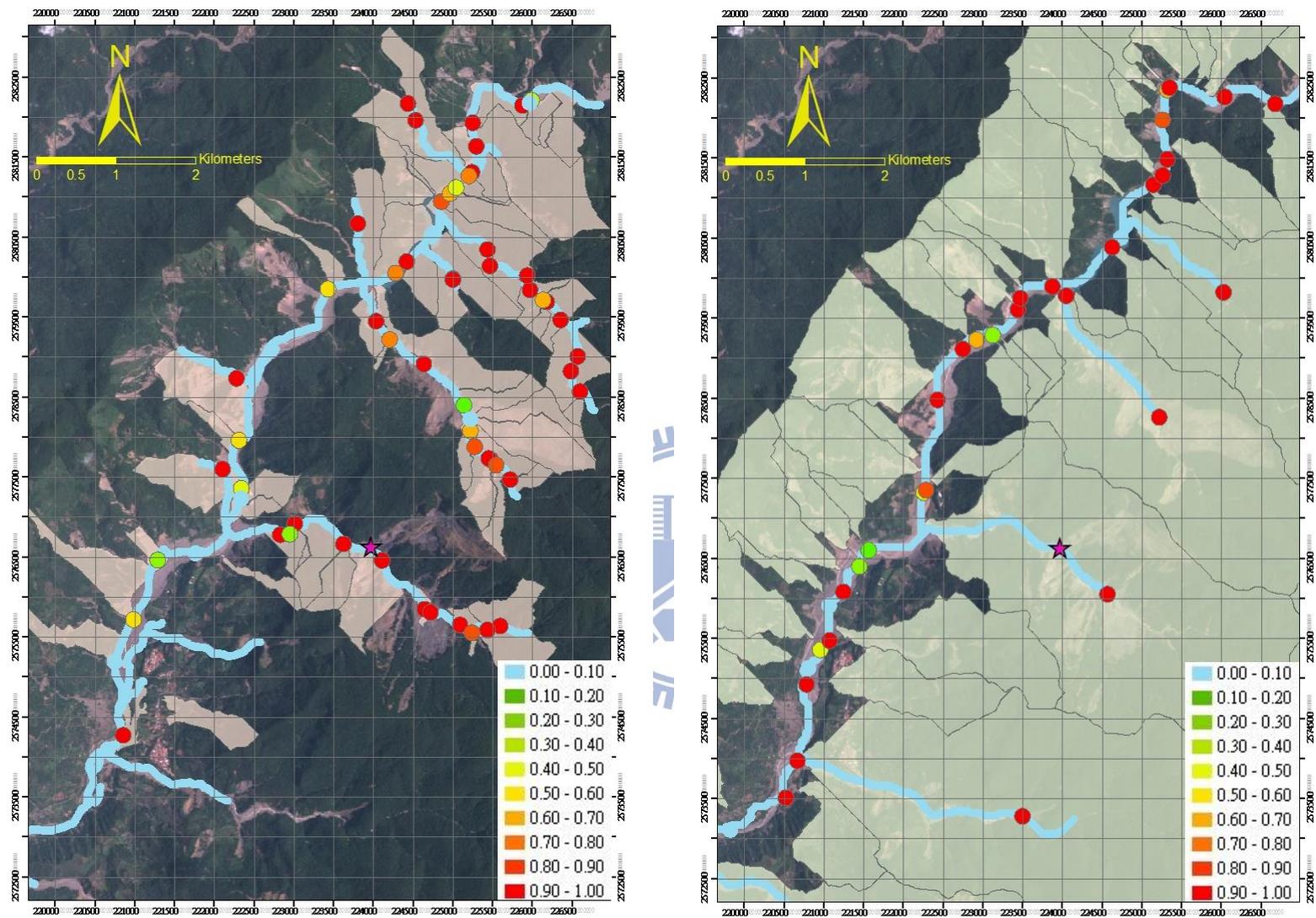


圖 4-17 崩落堰塞湖形成潛勢套繪分析單元比較圖(左：本研究，斜坡單元；右：鄭伊婷，集水區單元)  
註:紫色星號係指已確定發生堰塞湖位置

### 4.7.3 滑動堰塞湖形成潛勢圖-以旗山溪流域為例

鄭伊婷(2013)製作的岩體滑動堰塞湖形成潛勢圖，其潛勢係利用中央地質調查所(2009)專家判釋法的結果，但案例數量略嫌不足，難以明確表示滑動潛感，故本研究改採林務局(2012)的光達判釋案例(類型 C 深層崩塌)，類型 C 的案例中絕大多數係古老崩積層之破壞徵兆及少部分的岩體滑動，故重新定義山崩潛感分類，將原先岩體滑動堰塞湖形成潛感改成滑動(岩屑滑動及岩體滑動)堰塞湖形成潛感。

本研究提出更適合目前滑動堰塞湖形成潛勢圖之繪製流程，如圖

4-18 錯誤! 找不到參照來源。所示。

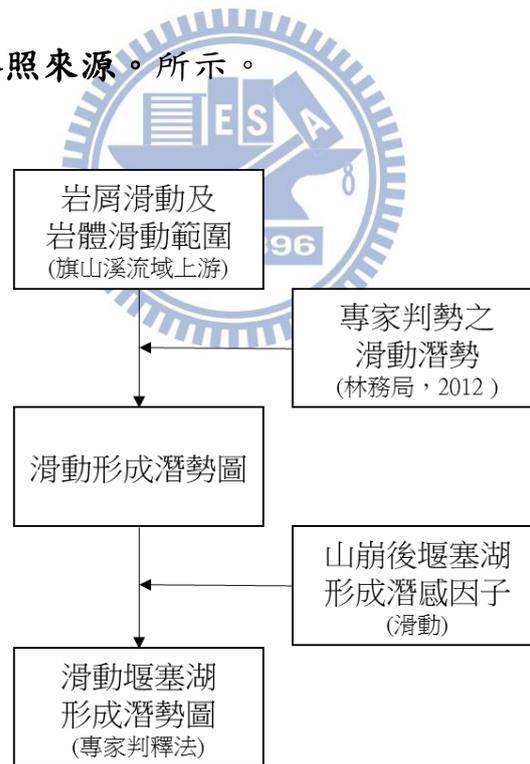


圖 4-18 滑動堰塞湖形成潛勢圖繪製流程

林務局(2012)繪製深層崩塌(類型 C)潛勢區發生度，將其發生度的結果分為三個潛感區間，並假設滑動高發生度區滑動機率區間為100%~67%；中發生度區其滑動機率區間為76%~34%，而低發生度區其動機率區間為34%~0%，再以其滑動範圍作為山崩面積，再將滑動範圍作為山崩面積，以5m精度之數值地形資料計算運移路徑與運移坡度，其中有關運移路徑的做法，鄭伊婷(2013)係利用地理資訊系統(ESRI Arc GIS)中的水文運算模組(Arc Hydro)的流動路線計算(Flow Path Tracing)進行運移路徑計算，但岩屑滑動以坡向為主，岩體滑動以岩層走向傾角為主，兩者之運移路線皆非水流方向控制，而林務局(2012)之類型 C 案例係以老崩積層滑動為主(即岩屑滑動)，故本研究改以滑動潛感範圍之平均坡向到河床溪線距離當作運移路徑長度；透過福衛二號影像判釋河道寬度及100年重現期洪峰流量資料計算事件流量代入(滑動)山崩後堰塞湖形成潛感模式進行計算。

將計算結果(機率)與滑動機率區間相乘即為滑動堰塞湖形成潛感，一樣透過運移路徑與堵塞點的對照，找到滑動範圍對應之堵塞點即可繪製滑動堰塞湖形成潛勢圖，並將結果套繪衛星影像(福衛二號，莫拉克颱風後)如圖4-16所示。此外鄭伊婷(2013)所繪製岩體滑動(滑動)堰塞湖形成潛勢圖在本研究區無資料案例故無法比對。

由結果(圖 4-16)得知本研究區之滑動引發堰塞湖潛感(機率)與山崩潛感(機率)相同，原因是透過鄭伊婷(2013)山崩後堰塞湖形成潛感模式所計算出之機率值皆為 100%，再乘上所對應的山崩潛感區間時，其結果與山崩潛感(機率)相同，兩者對照如圖 4-17 所示。

探討山崩後堰塞湖形成潛感機率為 100%的原因，主要係林務局(2012)所調查類型 C 案例之山崩面積約為 10~132ha(平均 36ha)，而鄭伊婷(2013)所用的訓練案例中岩體滑動引發堰塞湖形成案例之山崩面積為 0.2~26ha(平均 6.3ha)，故導致本研究區之山崩後堰塞湖形成潛感機率為 100%，兩者數據對照表詳表 4-10。

在本研究所新增 4 筆案例中無屬於岩體滑動或岩屑滑動之案例，故無法有效改善鄭伊婷(2013)之山崩後堰塞湖形成潛感模式。

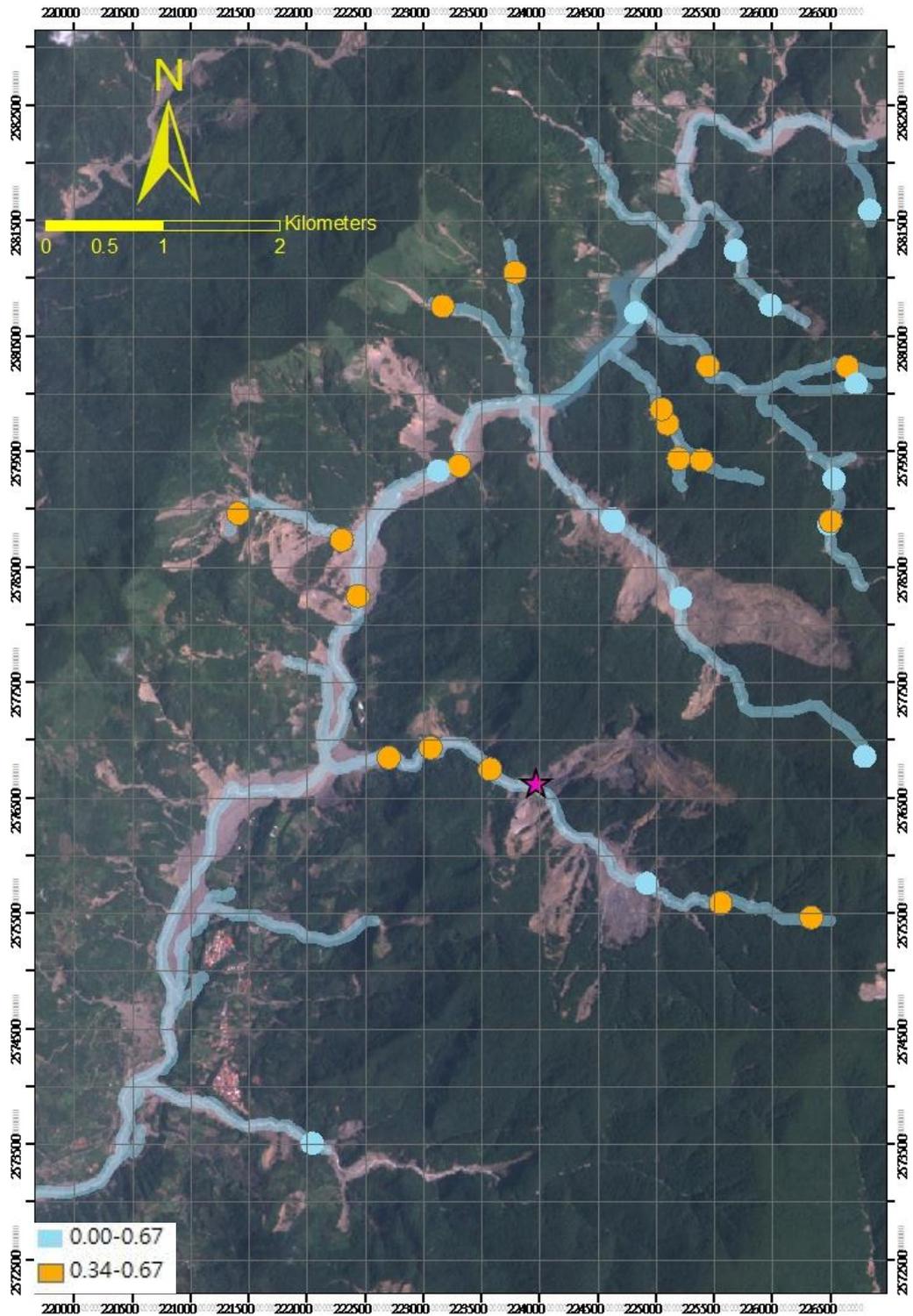


圖 4-19 滑動堰塞湖形成潛勢圖

註:紫色星號係指已確定發生堰塞湖位置

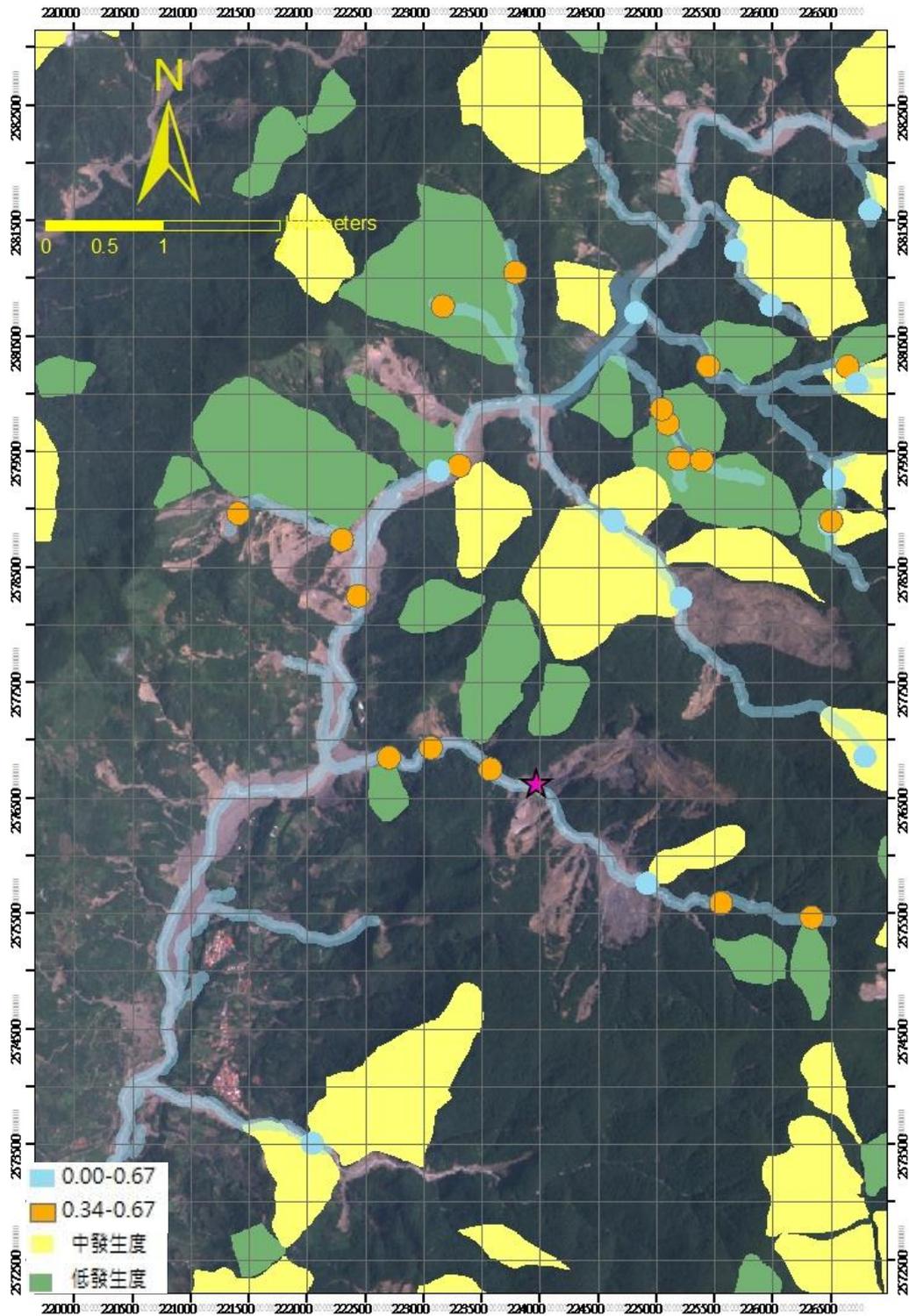


圖 4-20 滑動堰塞湖形成潛勢圖套分析單元

註:紫色星號係指已確定發生堰塞湖位置

表 4-10 滑動引發堰塞湖案例數住對照表

	編號	事件流量 (cms)	災前河寬 (m)	路徑長度 (m)	路徑平均坡 度(%)	山崩面積 (ha)
	本研究	1	85.44	75.61	829.16	68.64
2		179.57	227.59	576.09	72.94	28.83
3		0.42	221.25	445.58	91.26	25.26
4		0.15	11.97	306.15	93.61	18.40
5		16.39	6.83	352.74	104.00	29.00
6		9.52	11.23	255.93	88.24	15.07
7		58.91	19.10	273.74	86.31	10.66
8		6.62	9.91	108.26	64.69	12.58
9		0.01	8.83	483.18	75.23	49.57
10		218.99	163.41	571.84	62.83	111.62
11		10.91	262.44	619.79	67.94	42.49
12		60.50	337.83	716.37	69.97	22.64
13		44.25	150.78	863.81	72.40	54.35
14		20.09	107.41	818.87	83.21	22.04
15		17.52	35.86	491.43	75.12	21.87
16		0.90	12.31	492.79	84.02	19.77
17		14.11	9.84	589.47	85.11	19.46
18		107.26	186.21	326.43	62.07	12.97
19		20.11	10.69	395.84	55.36	45.64
20		0.03	14.91	242.08	91.34	15.71
21		14.27	9.12	114.08	86.23	43.52
22		4.14	462.14	622.21	75.98	39.08
23		1.13	247.83	216.43	101.19	24.99
24		0.07	23.81	536.40	70.31	12.14
25		250.49	16.00	461.91	90.63	72.17
26		250.49	30.37	463.29	86.01	20.13
27		2.03	9.57	124.66	78.84	96.19
28		18.62	15.71	109.74	75.23	24.66
29		3.41	5.96	262.46	81.28	42.25
30		0.37	12.07	245.56	82.84	24.66
31		0.94	6.83	476.98	69.34	24.66
32		13.47	7.05	444.17	84.96	45.11
		平均值	44.72	85.33	432.42	79.28
	標準差	73.35	116.23	207.45	11.27	28.64
鄭伊婷(2013)	編號	事件流量 (cms)	災前河寬 (m)	路徑長度 (m)	路徑平均坡 度(%)	山崩面積 (ha)
	1			120.00	37.67	0.23
	2	3.02		475.98	29.12	0.44
	3	4.01	35.54	209.71	37.04	0.53
	4	4563.27	72.23	2042.04	25.01	14.72
	5		66.00	452.23	34.28	0.30
	6		36.40	243.03	51.45	1.84
	7		131.44	2068.02	34.19	26.18
		平均值	1523.43	68.32	801.57	35.54
	標準差	2149.49	34.92	801.56	7.70	9.46

#### 4.7.4 堰塞湖形成潛勢圖-以旗山溪流域為例

繪製完土石流、崩落及滑動堰塞湖形成潛勢圖後，本研究將三種潛勢圖套疊，選取重疊區域之最大機率值，合併為整體堰塞湖形成潛勢圖(如圖 4-21)。紫色星號為旗山溪流域中堰塞湖位置，而該區之堰塞湖形成潛感為 0.9~1，代表本研究所繪製之堰塞湖形成潛勢圖合理。

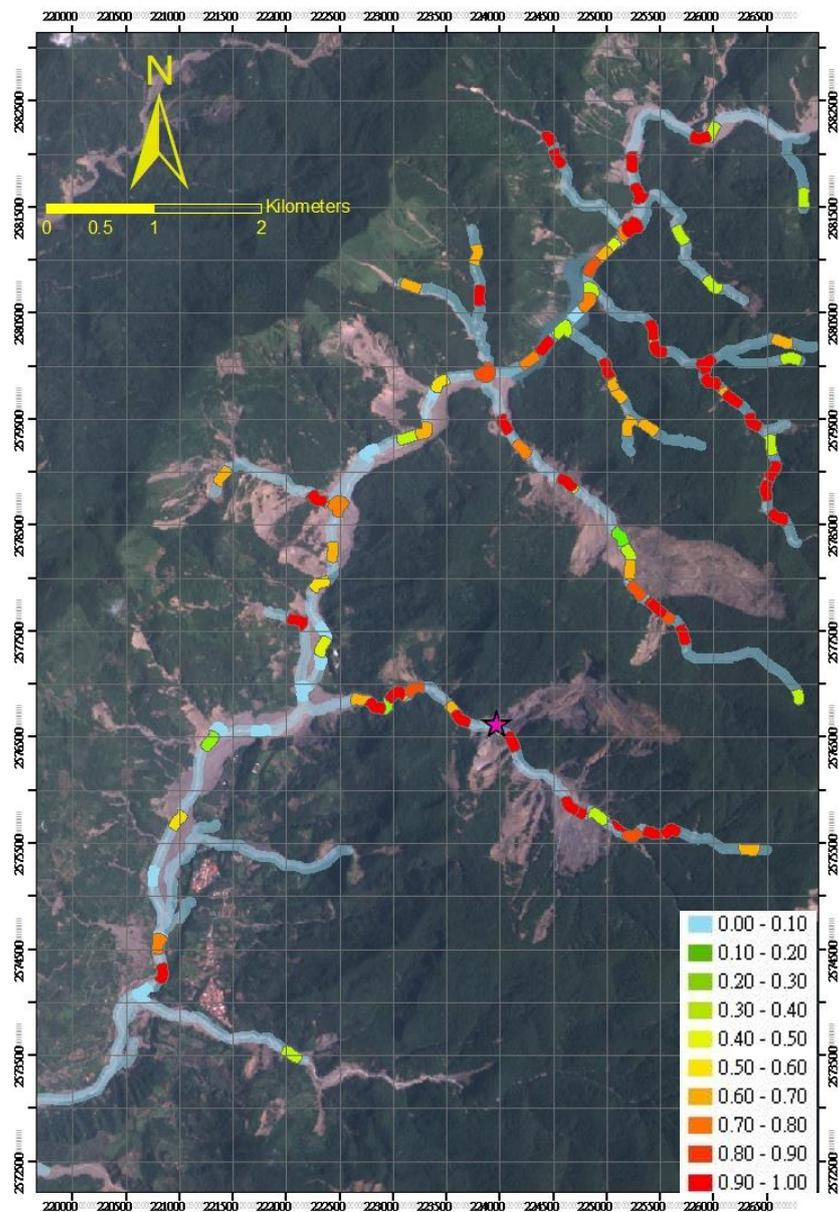


圖 4-21 整體堰塞湖形成潛勢圖

註:紫色星號係指已確定發生堰塞湖位置

## 第五章 結論與建議

根據堰塞湖形成潛感分析及潛感圖製作結果，提出下述結論與建議。

### 5.1 結論

1. 本研究引用鄭伊婷(2013)所迴歸出之山崩後堰塞湖形成潛感模式來改善堰塞湖形成潛勢圖，其預測成果優良，值得塞湖形成潛感相關研究所引用。
2. 本研究調整出適當之山崩型態為土石流、落石、岩屑崩落、岩屑滑動及岩體滑動共五種，而在分析山崩後堰塞湖形成潛感時簡化合併為土石流、崩落及滑動共三種型態。
3. 透過將數值地形模型的精度提升為 5m，並且利用斜坡單元的運移級序計算篩選出崩落之分析單元，進而改善鄭伊婷(2013)崩落(原岩屑崩滑)堰塞湖形成潛感分析。
4. 延續崩落形成堰塞湖之概念探討非直接運移至河道之斜坡單元，其發生崩落進而堆積在上游野溪演變為土石流，故本研究將非直接運移至河道之斜坡單元合併為聚積單元，以聚積單元作為分析單元繪製聚積型土石流堰塞湖形成潛勢圖。聚積型土石流堰塞湖形成潛勢圖雖有準確預測出達卡努娃部落堰塞湖位置但是堰塞湖形成潛感值偏低，若是探討堵塞點之聚積型土石流形

成潛感值反而較高，整體來說以堰塞湖形成潛感而言，研究位置不易以聚積型土石流方式堵塞形成堰塞湖，故直接型土石流模式較符合本研究區案例。

5. 為補充鄭伊婷(2013)製作滑動(原岩體滑動)堰塞湖形成的潛勢圖案例數量，本研究改採林務局(2012)的光達判釋案例(類型 C 深層崩塌)，類型 C 的案例中絕大多數係古老崩積層之破壞徵兆及少部分的岩體滑動，故重新定義山崩潛感分類，將原先岩體滑動堰塞湖形成潛感改成滑動(岩屑滑動及岩體滑動)堰塞湖形成潛感。
6. 本研究改善了滑動型態之運移路徑，由原先使用地理資訊系統(ESRI Arc GIS)中的水文運算模組(Arc Hydro)的流動路線計算(Flow Path Tracing)進行運移路徑計算，改用滑動範圍之平均坡向到河床溪線距離當作運移路徑長度。

## 5.2 建議

1. 順向坡造成之堰塞湖比例佔全球堰塞湖比例很高，本研究因為沒有蒐集到適當之順向坡山崩潛感故在此無法進行此山崩型態之堰塞湖形成潛感運算，但在未來應可以進行順向坡造成堰塞湖形成之相關研究。
2. 地震造成之堰塞湖模式比降雨造成堰塞湖模式更為複雜，需考慮地震對於地表之加速度影響或地層隆起形成堰塞湖，未來若要考慮地震為觸發因子進行堰塞湖潛感分析需要考慮更多地震相關因子。
3. 未來可納入世界所發生之堰塞湖案例進行迴歸得到山崩後堰塞湖形成潛感模式。
4. 建議可將中央地質調查所(2009)的岩屑崩滑潛感區(鄭伊婷，2013 所引用)無法預測出的已形成小型堰塞湖，故建議進行大比例尺的落石或岩屑崩落的潛感分析。
5. 因岩屑滑動及岩體滑動目前仍無法有效以量化機率代表其山崩潛感，爾後可進行相關研究。
6. 未來可補充 25 年、50 年、100 年及 200 年之重現雨量及流量來製作堰塞湖形成潛勢圖。



## 參考文獻

1. Arc GIS Resources, <http://resources.arcgis.com/>
2. Aster 官網, <http://asterweb.jpl.nasa.gov/>
3. ESRI Arc GIS, <http://www.esri.com/software/arcgis>.
4. 台灣大百科全書, <http://taiwanpedia.culture.tw/>
5. 土石流防災資訊網-行政院農業委員會水土保持局, <http://246.swcb.gov.tw/>
6. 中央地質調查所全球資訊網, <http://www.moeacgs.gov.tw/>
7. 中央氣象局網站, <http://www.cwb.gov.tw/>
8. 瑞竣科技 RiChi Technology Inc., <http://www.richitech.com/>
9. 中央地質調查所集水區地形及地質資料庫成果查詢系統 <http://gwh.moeacgs.gov.tw/gwh/gsb97-2/sys9/>
10. 經濟部水利署地理資訊倉儲中心, <http://gic.wra.gov.tw/gic/HomePage/Index.aspx>
11. 經濟部水利署第七河川局, <http://www.wra07.gov.tw/>
12. Agresti, A. (2002), "Categorical data analysis," 2nd ed., John Wiley, New York.
13. Atkinson, P. M. and Massari, R. (1998), "Generalised linear modelling of susceptibility of landsliding in the Central Apennines, Italy," Computers & Geosciences, 24, 373-385.
14. Burrough, P. A., and McDonell, R. A. (1998), "Principles of Geographical Information Systems," Oxford University Press, New York.
15. Carrara, A. (1983), "Multivariate models for landslide hazard evaluation," Mathematical Geology, 15, 3, 403-427.
16. Casagli, N. and Ermini, L. (1999), "Geomorphic analysis of landslide dams in the Northern Apennine," Transactions of the Japanese Geomorphological Union, 20, 219-249.
17. Chung, C.F. and Fabbri, A.G. (1999), "Probabilistic prediction models for landslide hazard mapping," Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, 65, 12, 1389-1399.
18. Clerici, A. and Perego, S. (2000), "Simulation of the Parma River blockage by the Corniglio landslide (Northern Italy)," Geomorphology, 33(1-2), 1-23.
19. Cox, D.R. (1970), "The Analysis of Binary Data," Methuen, London.
20. Dai, F.C. and Lee, C.F. (2002), "Landslide characteristics and slope instability modelling using GIS, Lantau Island, Hong Kong,"

- Geomorphology, 42, 213–228.
21. Dong, J. J., Tung, Y. H., Chen, C. C., Liao, J. J. and Pan, Y. W. (2009), “Discriminant analysis of the geomorphic characteristics and stability of landslide dams,” *Geomorphology*, 110, 162-171.
  22. Dong, J. J., Tung, Y. H., Chen, C. C., Liao, J. J. and Pan, Y. W. (2011), “Logistic regression model for predicting the failure probability of a landslide dam,” *Engineering Geology*, 117, 52-61.
  23. Ermini, L. and Casagli, N. (2003), “Prediction of the behavior of landslide dams using a geomorphological dimensionless index,” *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 31-47.
  24. Feinberg, S. (1985), “The analysis of cross-classified categorical data,” 2nd ed., MIT Press, Cambridge MA.
  25. Giles, P. T. and Franklin, S. E. (1998), “An automated approach to the classification of the slope units using digital data,” *Geomorphology*, 21, 3-4, 251-264.
  26. Jenson, S. K., and Domingue, J.O. (1988), “Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis,” *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54, 11, 1593-1600.
  27. Kmenta, J. (1986), “Elements of Econometrics,” Macmillan, New York.
  28. Kroup, O. (2002), “Recent research on landslide dams - a literature review with special attention to New Zealand,” *Progress in Physical Geography*, 26, 206-235.
  29. Korup, O. (2004), “Geomorphometric characteristics of New Zealand landslide dams,” *Engineering Geology*, 73(1-2), 13-35.
  30. Korup, O. (2005), “Geomorphic hazard assessment of landslide dams in South Westland New Zealand: fundamental problems and approaches,” *Geomorphology*, 66(1-4), 167-188.
  31. Lee, S. and Min, K. (2001), “Statistical analysis of landslide susceptibility at Yongin,” *Korea Environmental Geology*, 40, 1095-1113.
  32. Long, J. S. (1997), “Regression Models for Categorical and Limited Dependent Variables,” Sage Pubns, USA.
  33. Moore, I. D., Grayson, R.B. and Landson, A.R. (1991), “Digital Terrain Modelling: A Review of Hydrological, Geomorphological, and Biological Applications,” *Hydrological Processes*, 5, 3-30.
  34. Nakamura, F., Swanson, F.J. and Wondzell, S.M. (2000), “Disturbance regimes of stream and riparian systems - a disturbance-cascade perspective,” *Hydrol Process*, 14, 2849-2860.
  35. Ohlmacher, G.C. and Davis, J.C. (2003), “Using multiple logistic

- regression and GIS technology to predict landslide hazard in northeast Kansas USA, ” *Engineering Geology*, 69, 331-343.
36. Schuster, R.L. (1993), Landslide dams – a worldwide phenomenon, *Proceedings Annual Symposium of The Japanese Landslide Society*, 1-23.
  37. Schuster, R.L. and Costa, J.E. (1986), “A perspective on landslide dams In Schuster R.L. (Ed.) *Landslide Dam: Processes Risk and Mitigation*, ” American Society of Civil Engineers. *Geotechnical Special Publication*, 3, 1-20.
  38. Soille, P. (2004) , “*Morphological image analysis, principles and applications*, ” 2nd ed., Springer.
  39. Strahler, A. N. (1957) , “Quantitative analysis of watershed geomorphology, ” *Transactions of the American Geophysical Union*, 38, 6, 913-920.
  40. Swanson, F.J.; Graham, and Grant, G.E. (1985), “Some effects of slope movements on river channels, ” *Proceedings of the International Symposium on Erosion, Debris flow, and Disaster prevention*, Tsukuba, Japan, 273-278.
  41. Tsou, C. Y., Feng, Z. Y. and Chigira, M. (2011) , “Catastrophic landslide induced by Typhoon Morakot, Shiaolin, Taiwan, ” *Geomorphology*, 127, 166-178.
  42. Varnes, D. J. (1978), “Slope movement types and processes, ” *Special Report 176: Landslides: Analysis and Control* (Eds: Schuster, R. L. & Krizek, R. J.), *Transportation and Road Research Board*, National Academy of Science, 11-33.
  43. Verhulst, P.F. (1838) , “Notice sur la loi que la population poursuit dans son accroissement, ” *Correspondance mathématique et physique*, 10, 113–121.
  44. Wilson, J.P. and Gallant, J.C. (2000) , “Digital terrain analysis”, In: Wilson, J. P. and Gallant, J. C. (eds.) *Terrain Analysis- Principles and Applications*, ” New York, John Wiley & Sons.
  45. Xie, M., Esaki, T. and Zhou, G. (2004) , “GIS-based probabilistic mapping of landslide hazard using a three-dimensional deterministic model, ” *Natural Hazards*, 33, 2, 265-282.
  46. Zevenbergen, L. W., and Thorne, C.R. (1987) , “Quantitative Analysis of Land Surface Topography, ” *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, 47-56.
  47. 鄧屬予、李錫堤、劉平妹、宋聖榮、曹恕中、劉桓吉、彭志雄(2004), 臺北堰塞湖考證, *地理學報*, 第 36 期, 第 77-100 頁。
  48. 農林航空測量隊(1976), 石門水庫集水區崩塌地航測調查研究計畫

- 報告，台灣省石門水庫管理局。
49. 農林航空測量隊(1980)，曾文水庫集水區崩塌地航測調查研究計畫報告，台灣省石門水庫管理局。
  50. 李錫堤、潘國樑、林銘郎(2003)，山崩調查與危險度－評估山崩潛感分析之研究九十二年度報告(1/3)，中央地質調查所，台北。
  51. 李錫堤、潘國樑、林銘郎(2004)，山崩調查與危險度－評估山崩潛感分析之研究九十三年度報告(2/3)，中央地質調查所，台北。
  52. 李錫堤、潘國樑、林銘郎(2005)，山崩調查與危險度－評估山崩潛感分析之研究九十四年度報告(3/3)，中央地質調查所，台北。
  53. 李錫堤、董家鈞、林銘郎(2009)，小林村災變之地質背景探討，地工技術，第 122 期，第 87-94 頁。
  54. 李昫珊、董家鈞、李明旭、宋睿唐(2010)，莫拉克颱風引致之堰塞湖地形與水文參數分析－以小林村堰塞湖為例，Taiwan Rock Engineering Symposium 2010，第 21-22 頁。
  55. 廖志中、胡賢能、潘以文、林志平、黃明萬(2002)，草嶺堰塞湖斷層追蹤與地震調查評估研究，經濟部水利處水利規劃試驗所委託研究報告，國立交通大學防災工程研究中心，新竹。
  56. 廖志中、董家鈞、潘以文、徐志謙、謝勝彥、彭瑞國、吳文賢(2003)，堰塞湖形成與存在性之探討，第十屆大地工程研討會論文集，台北。
  57. 廖志中、史天元、潘以文、王承德、葉克家、林志平、董家鈞(2002)，堰塞湖引致災害防治對策之研究第一年研究成果報告，經濟部水利署水利規劃試驗所，台中。
  58. 廖志中、史天元、潘以文、王承德、葉克家、林志平、董家鈞(2003)，堰塞湖引致災害防治對策之研究第二年研究成果報告，經濟部水利署水利規劃試驗所，台中。
  59. 廖志中、史天元、潘以文、王承德、葉克家、林志平、董家鈞(2004)，堰塞湖引致災害防治對策之研究總報告，經濟部水利署水利規劃試驗所，台中。
  60. 匡尚富(1994)，斜面崩塌引起的天然壩形成機理和形狀預測，泥沙研究，第 4 期，第 50-59 頁。
  61. 侯秉承、黃建忠、李錫堤、胡賢能、吳東錦(2007)，易淹水地區上游集水區地質調查及資料庫建置(第 1 期 96 年度)－集水區地質調查及山崩土石流調查與發生潛勢評估計畫總報告(1/3)，中央地質調查所，台北。
  62. 侯秉承、黃建忠、李錫堤、胡賢能、吳東錦(2008)，易淹水地區上游集水區地質調查及資料庫建置(第 2 期 97 年度)－集水區地質調

- 查及山崩土石流調查與發生潛勢評估計畫總報告(1/3)，中央地質調查所，台北。
63. 侯秉承、黃建忠、李錫堤、胡賢能、吳東錦(2009)，易淹水地區上游集水區地質調查及資料庫建置(第 2 期 98 年度)－集水區地質調查及山崩土石流調查與發生潛勢評估計畫總報告(2/3)，中央地質調查所，台北。
  64. 侯秉承、黃建忠、李錫堤、胡賢能、吳東錦(2010)，易淹水地區上游集水區地質調查及資料庫建置(第 2 期 99 年度)－集水區地質調查及山崩土石流調查與發生潛勢評估計畫總報告(3/3)，中央地質調查所，台北。
  65. 經濟部水利署(2002)，中華民國九十年台灣水文年報，經濟部水利署。
  66. 經濟部水利署(2003)，中華民國九十一年台灣水文年報，經濟部水利署。
  67. 經濟部水利署(2004)，中華民國九十二年台灣水文年報，經濟部水利署。
  68. 經濟部水利署(2005)，中華民國九十三年台灣水文年報，經濟部水利署。
  69. 經濟部水利署(2006)，中華民國九十四年台灣水文年報，經濟部水利署。
  70. 經濟部水利署(2007)，中華民國九十五年台灣水文年報，經濟部水利署。
  71. 經濟部水利署(2008)，中華民國九十六年台灣水文年報，經濟部水利署。
  72. 經濟部水利署(2009)，中華民國九十七年台灣水文年報，經濟部水利署。
  73. 經濟部水利署(2009)，莫拉克颱風暴雨量及洪流量分析，經濟部水利署。
  74. 經濟部水利署(2010)，中華民國九十八年台灣水文年報，經濟部水利署。
  75. 經濟部水利署(2011)，中華民國九十九年台灣水文年報，經濟部水利署。
  76. 經濟部水利署(2012)，中華民國一百年台灣水文年報，經濟部水利署。
  77. 柴賀軍、劉漢超、張倬元、劉浩吾(2001)，天然土石壩穩定性初步

研究，地質科技情報，第 20 卷，第 1 期。

78. 陳昆廷、臧運忠、郭玉樹、呂明鴻、謝正倫(2010)，莫拉克颱風引致堰塞湖之案例分析，中華防災學刊，第 2 期，第 1 卷，第 43-50 頁。
79. 陳錦媽、黃國展(2013)，ArcGIS 地理資訊系統入門與應用，新文京出版社，台灣。
80. 王濟川、郭志剛(2003)，Logist 迴歸模型-方法及應用，第一版，五南出版社。
81. 陳樹群(1999)，堰塞湖潰決機制與減災工法研究，中國水土保持學報，第 30 卷，第 4 期，第 299-311 頁。
82. 陳毅青(2012)，降雨誘發崩塌侵蝕之規模頻率及其控制因子，國立台灣大學土木工程學系博士論文。
83. 張郇生(2004)，ESRI ArcGIS 地理資訊系統簡介，國土資訊系統通訊，第 49 期。
84. 鄭錦桐、紀宗吉、陳宏仁、沈哲緯、林彥享、謝寶珊、陳建宏(2007)，地質敏感區災害潛勢評估與監測—都會區周緣坡地山崩潛勢評估(1/4)，中央地質調查所。
85. 鄭錦桐、紀宗吉、陳宏仁、沈哲緯、林彥享、謝寶珊、陳建宏(2010)，地質敏感區災害潛勢評估與監測—都會區周緣坡地山崩潛勢評估(4/4)，中央地質調查所。
86. 中央氣象局(2006)，中華民國 94 年氣候資料年報，中央氣象局。
87. 中央氣象局(2007)，中華民國 95 年氣候資料年報，中央氣象局。
88. 中央氣象局(2008)，中華民國 96 年氣候資料年報，中央氣象局。
89. 中央氣象局(2009)，中華民國 97 年氣候資料年報，中央氣象局。
90. 中央氣象局(2010)，中華民國 98 年氣候資料年報，中央氣象局。
91. 中央氣象局(2011)，中華民國 99 年氣候資料年報，中央氣象局。
92. 中央氣象局(2012)，中華民國 100 年氣候資料年報，中央氣象局。
93. 史天元(2000)，橫麥卡托(TM)座標與經緯度轉換，地籍測量，第 19 卷，第 2 期，第 1-9 頁。
94. 臧運忠、陳冠廷、陳昆廷、王昭堡、謝正倫、郭玉樹(2012)，堰塞湖應變處理機制建立與應用，中華防災學刊，第 4 卷，第 2 期，第 153-160 頁。
95. 財團法人成大研究發展基金會(2011)，國有林深層崩塌致災潛勢調查評估南部重點流域第二次期中報告書，林務局，台北。
96. 財團法人成大研究發展基金會(2012)，國有林地深層崩塌致災潛勢

調查評估南部重點流域，林務局，台北。

97. 楊樹榮、林忠志、鄭錦桐、潘國樑、蔡如君、李正利 (2011)，臺灣常用山崩分類系統，第十四屆大地工程研討會。
98. 蔡光榮、王弘祐、林金炳、侯峻棕、林昆賢(2000)，921 集集大地震誘發大山崩與形成堰塞湖災害初步調查，土工技術，第 77 期，第 93-100 頁。
99. 蔡義誌，馮智偉，陳樹群(2011)，921 集集大地震與莫拉克颱風崩塌地在崩塌發生前之坡形分類，農林學報，第 60 卷，第 4 期，第 275-292 頁。
100. 童煜翔(2008)，山崩引致之堰塞湖天然壩穩定性之量化分析，國立中央大學應用地質研究所碩士論文。
101. 簡瑋延(2011)，應用物件導向分類方法自動產製斜坡單元，國立中央大學應用地質研究所碩士論文。
102. 蔡雨澄(2012)，極端降雨下之山崩潛感分析-以莫拉克颱風颱風誘發山崩為例，國立中央大學應用地質研究所碩士論文。
103. 鄭伊婷(2013)，堰塞湖形成潛感分析，國立中央大學應用地質研究所碩士論文。



## 附錄 1

### 潛感分析因子建立(2013, 鄭伊婷)

本研究沿用鄭伊婷(2013)所建立的堰塞湖分析資料庫，以下引述鄭伊婷(2013)所使用堰塞湖形成的相關因子之建立過程與步驟之全文，鄭伊婷(2013)將山崩發生以後崩落土石是否形成堰塞湖的影響因子分為三大類：山崩因子、運移因子及水文因子。

山崩因子為坡面發生崩塌後影響堰塞湖形成的相關山崩因素(山崩面積、山崩型態及山崩體積)，運移因子為土石到達河道或停止運動前的地形因素(路徑長度、路徑相對坡高、路徑平均坡度、路徑平均曲率及路徑平均粗糙度)，而最後抵達河床時相關的水文因子(水系級序、河道寬度、集水區面積、事件流量、事件雨量、河道坡度及入流流向)與崩落土石之間的相互作用將是決定最後堰塞湖是否形成的重要關鍵。山崩後堰塞湖形成相關因子及其因子來源資料整理如附表 1-1 所示。

山崩因子(山崩面積、山崩型態及山崩體積)為根據現有所蒐集之資料得到，運移因子(路徑長度、路徑相對坡高、路徑平均坡度、路徑平均曲率及路徑平均粗糙度)為利用不同年份之數值地形模型進入地理資訊系統運算得到，而水文因子中水系級序、集水區面積、河道坡度及入流流向亦是由數值地形模型運算得到；河道寬度由衛星影像判釋得到，事件流量及事件雨量為根據現有資料直接引用或推估得到。

附表 1-1 堰塞湖形成潛感分析因子(鄭伊婷，2013)

因子分類	因子名稱	因子來源	因子格式
山崩因子	山崩面積	根據文獻資料搭配影像判斷實際崩塌範圍	數字
	山崩型態	文獻資料或航照、衛星影像推估	類別
	山崩體積	文獻資料或經驗式推估	數字
運移因子	運移距離	鄭伊婷(2013)以 DTM 運算	數字
	運移相對坡高	鄭伊婷(2013)以 DTM 運算	數字
	運移坡度	鄭伊婷(2013)以 DTM 運算	數字
	運移曲率	鄭伊婷(2013)以 DTM 運算	數字
	運移粗糙度	鄭伊婷(2013)以 DTM 運算	數字
水文因子	水系級序	鄭伊婷(2013)以 DTM 運算	級別
	河道寬度	航照、衛星影像判釋	數字
	集水區面積	鄭伊婷(2013)以 DTM 運算	數字
	事件流量	流量資料或以比面積法推估	數字
	事件雨量	雨量資料	數字
	河道坡度	鄭伊婷(2013)以 DTM 運算	數字
	入流坡向	鄭伊婷(2013)以 DTM 運算	類別

以下將詳細敘述鄭伊婷(2013)對於這三大類因子的建立過程：

## 附 1.1 山崩因子

依照文獻資料與其相關圖資，由山崩與堰塞湖目錄中選定欲分析的案例，進入地理資訊系統(ESRI Arc GIS)進行因子分析。

### ● 山崩面積與山崩型態

案例崩塌範圍套疊正射影像、航空照片或衛星影像，其影像比例尺放大至約 1:3000~1:7500(福衛二號影像最佳解析度為 1:7500，捷鳥影像與 WorldView-2 最佳解析度可達 1:3000)，以人工檢核修正案例之崩塌範圍與山崩型態，鄭伊婷(2013)使用之相關影像如附表 1-2 所示。而山崩型態分類是參考中央地質調查所(2002~2006)的分類，將山崩型態分為四大類：岩屑崩滑、岩體滑動、土石流及兩種以上之混合型，此分類方法將有助於之後與中央地質調查所(2009)與蔡雨澄(2012)之各類型山崩潛感做搭配運算。

附表 1-2 鄭伊婷(2013)使用之相關影像(瑞峻科技)

影像類型	時間	影像範圍	解析度	備註
福衛二號	2007	台灣全島	1.98m	
	2008	台灣全島	1.98m	
	20081203~20090925	台灣全島	1.98m	
	200909	烏溪以南流域	1.98m	莫拉克災後航拍
	20091105~20100310	台灣全島	1.98m	
	20101209~20110424	台灣全島	1.98m	
	20120905~20121110	台灣全島	1.98m	
捷鳥影像 QuickBird	20020307~20080425	台灣全島	0.79m	
	20020307~20100223	台灣全島	0.66m	
	20020824~20101023	台灣全島	0.26m	
	20041022	台東市	0.79m	莫拉克災前航拍
	20090812	台東縣知本山	0.79m	莫拉克災後航拍
	20120618	高雄縣美濃區	0.26m	610 水災後航拍
WorldView-2	20100111~20101212	台灣北部與西南沿海區域	0.26m	
	20101212~20111219	台灣全島除中央山脈以外	0.26m	
	20120211~20120411	台灣北部與西南沿海區域	0.26m	

## ● 山崩體積

山崩與堰塞湖目錄中的山崩體積大多為現場調查記錄之相關文獻，72 筆選定欲進行迴歸分析的山崩與堰塞湖案例當中只有 35 筆案例有山崩體積的資料。為填補缺漏的山崩體積因子，鄭伊婷(2013)參考陳毅青(2012)根據台灣北部(農林航空測量隊以立體像對調查之石門水庫集水區 736 筆崩塌案例)、台灣南部(農林航空測量隊以立體像對調查之曾文水庫集水區 142 筆崩塌案例、Tsou et al.(2011)以數值地形模型比對之高屏溪流域 1 筆崩塌案例及陳毅青(2012)現地調查高屏溪流域 10 筆崩塌案例)的山崩資料(如附表 1-3)，將資料中面積與體積透過穩健迴歸分析所得到的台灣北部、台灣南部的山崩體積與面積關係式，並將鄭伊婷(2013)之山崩面積因子帶入進行迴歸計算得到相對的山崩體積因子：

$$\text{北部：} V_L = 0.507 \times A_L^{1.077} (r^2 = 0.82, n = 736) \quad (\text{附 1-1})$$

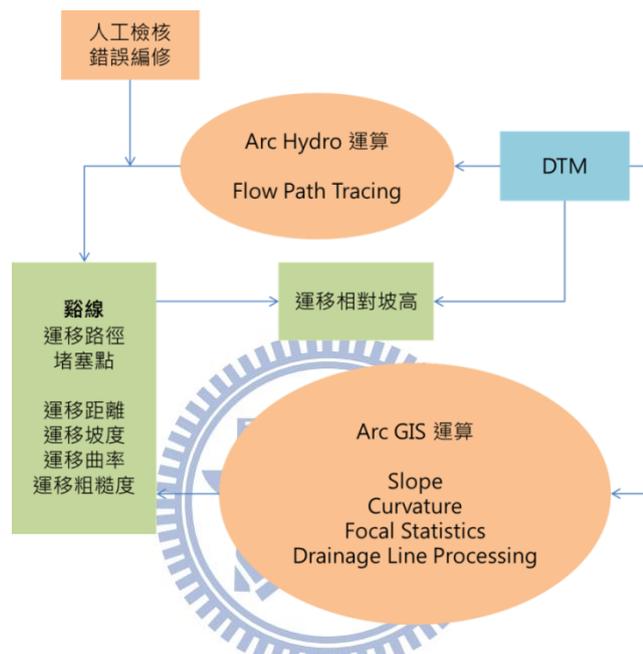
$$\text{南部：} V_L = 0.202 \times A_L^{1.268} (r^2 = 0.78, n = 153) \quad (\text{附 1-2})$$

附表 1-3 山崩體積資料(陳毅青, 2012)

	北部	南部	
	石門水庫集水區	曾文水庫集水區	高屏溪流域
調查時間	1976	1980	2010
數量	736	142	11
面積(m <sup>2</sup> )	1.0×10 <sup>2</sup> ~ 2.2×10 <sup>5</sup>	1.0×10 <sup>2</sup> ~ 2.5×10 <sup>5</sup>	1.3×10 <sup>2</sup> ~ 1.1×10 <sup>6</sup>
深度(m)	0.1~5.0	0.5~5.0	0.3~24.0
平均深度(m)	0.7	1.7	5.2
體積(m <sup>3</sup> )	1.1×10 <sup>1</sup> ~ 3.7×10 <sup>5</sup>	8.7×10 <sup>2</sup> ~ 9.4×10 <sup>5</sup>	5.8×10 <sup>2</sup> ~ 2.5×10 <sup>7</sup>
資料來源	農林航空測量隊	農林航空測量隊	Tsou et al.(2011)和 陳毅青(2012)

## 附 1.2 運移因子

運移因子則是依照欲分析之案例時間選擇適當的數值地形模型 (DTM)，以地理資訊系統(ESRI Arc GIS)及水文運算程式(Arc Hydro Tools)進行運算所得到，其運算步驟如下附圖 1-1 所示：



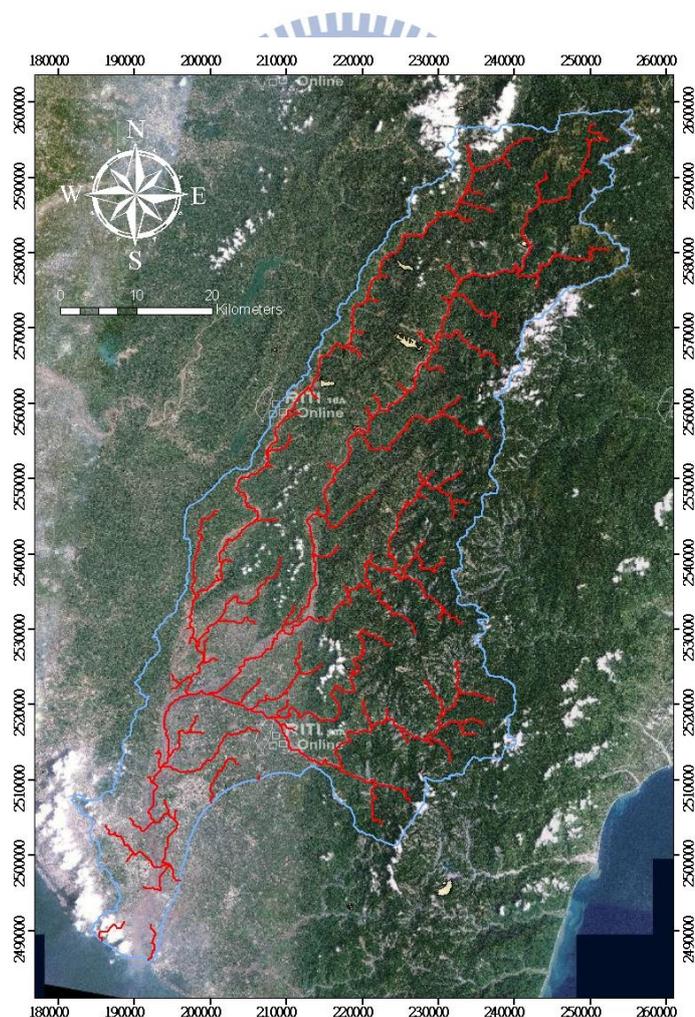
附圖 1-1 運移因子運算步驟(鄭伊婷，2013)

鄭伊婷(2013)運算步驟為：先以適當數值地形模型進行帶入地理資訊系統中(ESRI Arc GIS)以水文運算模組(Arc Hydro)可得到山崩之運移路線並同時利用 ArcGIS 中 ArcToolbox 進行坡度、曲率、粗糙度與水系運算，將所得之運移路線圖層與坡度、曲率、粗糙度與水系圖層進行套疊後運算即可得到各種運移因子。其中，運移因子運算除了得到運移距離、運移相對坡高...等，也要求取崩落土石停留的最後位置：堵塞點、堵塞點相關的豁線位置，以便後續水文因子的相關計算。

依據各種運移因子產生的先後順序，將在下面對於運移因子的運算過程及其定義加以敘述(以莫拉克颱風造成的高雄縣那瑪夏鄉達卡努瓦村旗山溪上游堰塞湖為例)：

### ● 谿線

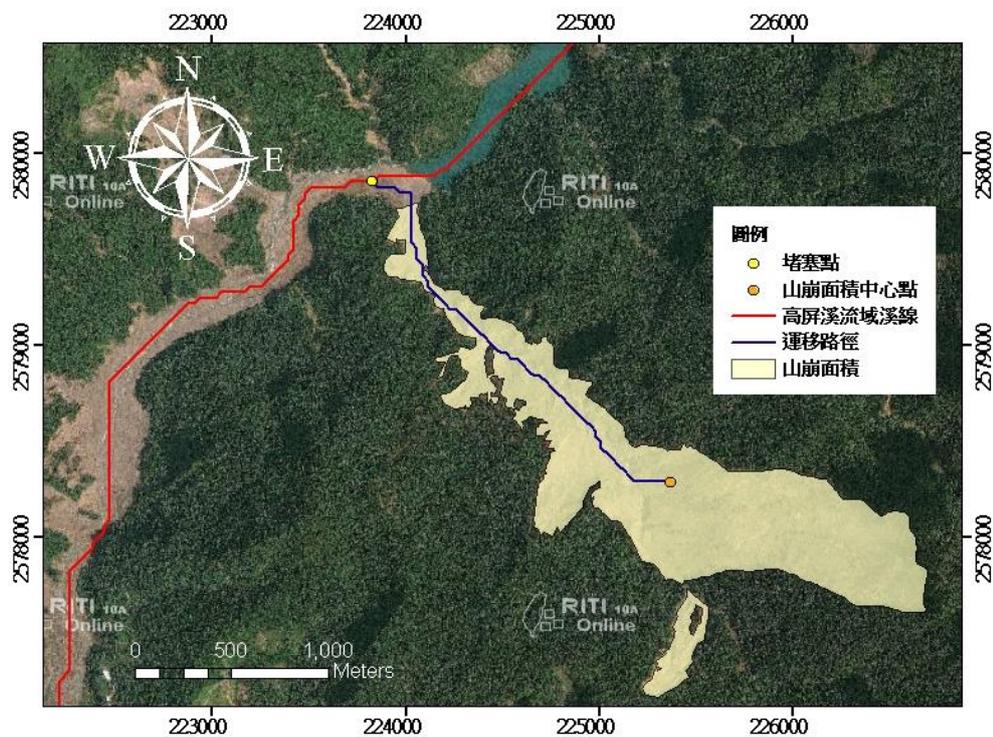
谿線為水系底部高程最低點之連線，在確認欲分析之案例的形成時間後，選取適當的災前數值地形模型(DTM)透過 ArcGIS 進行水文運算(ArcToolbox 中 Drainage Line Processing 功能)可得到該流域整體谿線如附圖 1-2 所示。



附圖 1-2 高屏河流域谿線圖(鄭伊婷，2013)

### ● 運移路徑、運移距離及堵塞點

經由崩因子建立後，選取山崩範圍的中心點作為運移路線的運算起點，透過水文運算模組(Arc Hydro)的流動路線計算(Flow Path Tracing)可算出從山崩範圍中心點到最終流域出口點的整體運移路線。最後再將運移路線、澗線與相關災前災後案例影像作套疊對比，經過人工修正(確認堵塞點位置為實際堵塞點)後即可得到此山崩發生到堵塞過程中的正確運移路徑及運移路徑與澗線交會處為堵塞點，如附圖 1-3 所示。

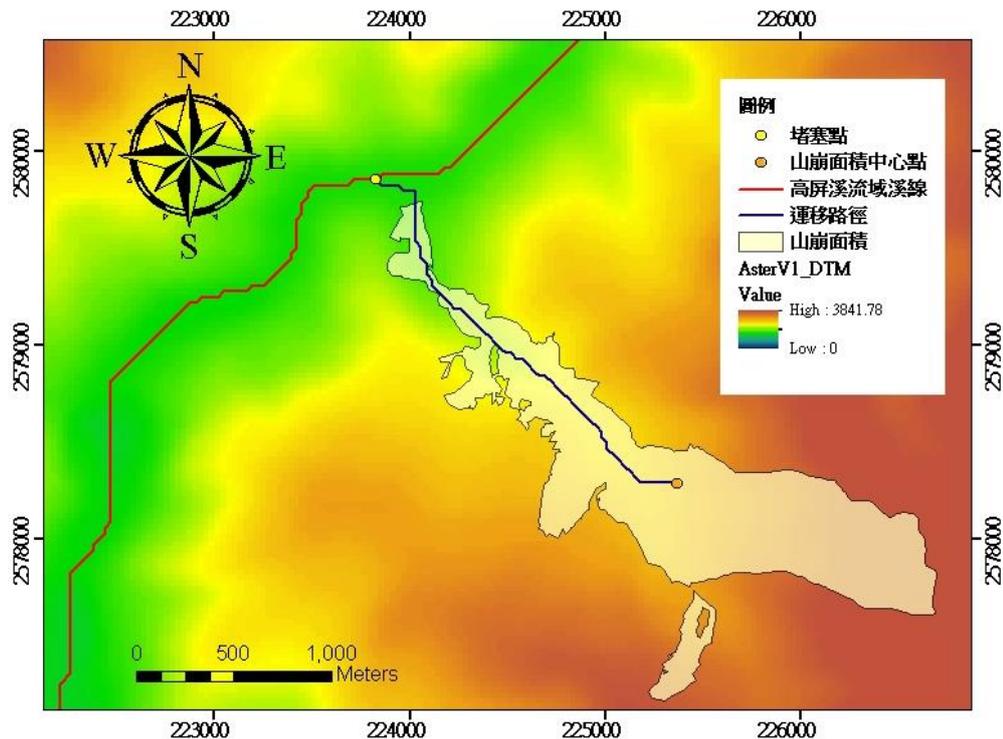


附圖 1-3 運移路徑、溪線、堵塞點位置示意圖(鄭伊婷，2013)

得到正確運移路徑後，可由地理資訊系統(ESRI Arc GIS)的基本運算功能，得到運移路徑的長度作為運移距離。

## ● 運移相對坡高

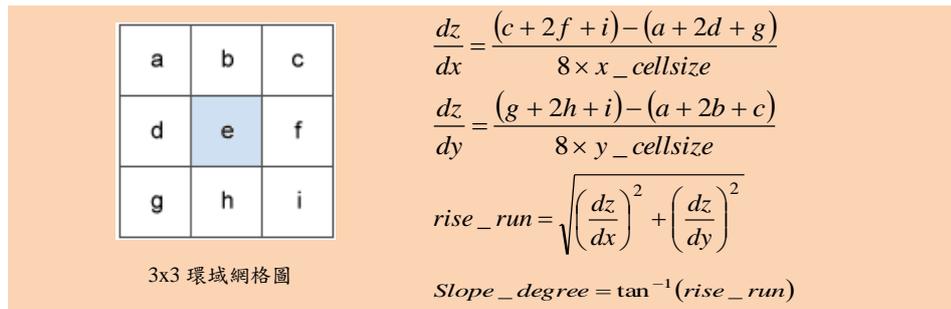
在已有正確運移路徑下，由運移路徑直接提取災前數值地形模型(DTM)的網格高程值(如附圖 1-4 所示)，並找出路徑中的最大高程值與最小高程值將其相減即為運移相對坡高。



附圖 1-4 運移相對坡高運算示意圖(鄭伊婷，2013)

## ● 運移坡度

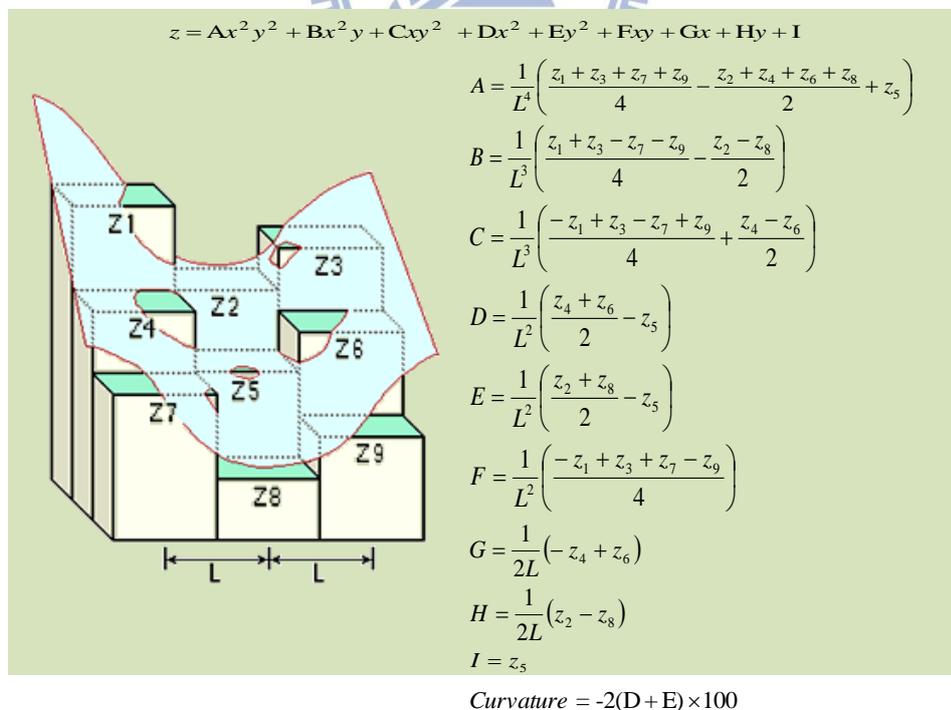
利用案例災前的數值地形模型(DTM)，進入地理資訊系統(ESRI Arc GIS)，根據 Burrough & McDonell (1998)以  $3 \times 3$  環域網格計算出中心網格最大高程差異值的方法(如附圖 1-5)，進行坡度(Slope)的運算則可得到整體流域的網格坡度圖。並且一樣由運移路徑提取相對應的網格坡度值，再計算出運移路徑的坡度平均值作為運移坡度。



附圖 1-5 以 3×3 環域網格進行坡度運算示意圖  
(鄭伊婷, 2013 修改自 Arc GIS Resources)

● 運移曲率

根據 Zevenbergen & Thorne (1987) 以及 Moore et al. (1991) 對於數值地形模型 (DTM) 運算的研究，鄭伊婷 (2013) 的曲率 (Curvature) 運算是利用災前數值地形模型 (DTM) 以 3×3 環域網格逐一計算出代表每個網格高程值的四階多項式地形面後 (如附圖 1-6)，以每個網格的二階導數作為該網格的曲率，此曲率的物理意義就如同地形的二次微分。



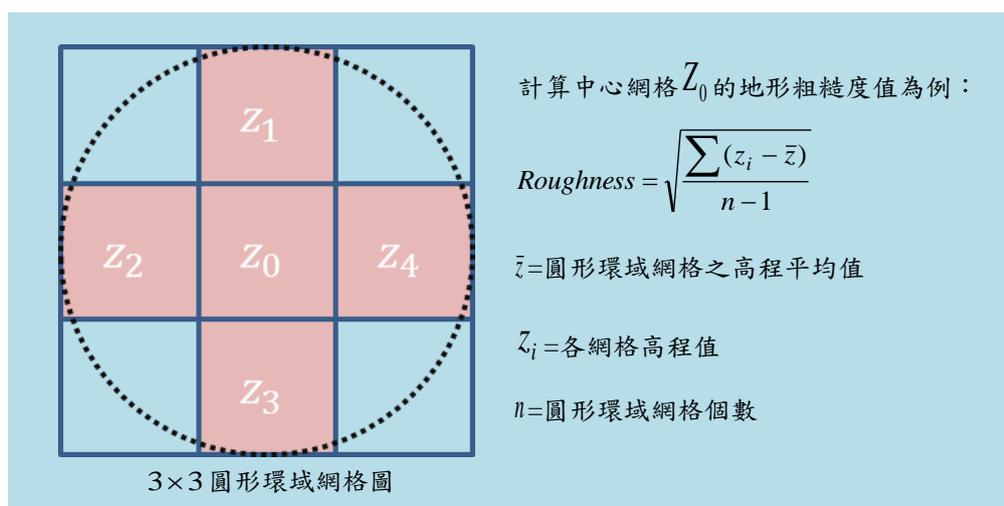
附圖 1-6 以 3×3 環域網格進行曲率運算示意圖  
(鄭伊婷, 2013 修改自 Arc GIS Resources)

最後，計算出欲分析案例所在流域之曲率圖後，將其運移路徑套疊提取曲率圖當中的網格曲率值，計算其平均值視為運移曲率。

### ● 運移粗糙度

為了有更貼切描述運移過程中地形起伏的變化程度的因子，鄭伊婷(2013)參考 Wilson & Gallant (2000)所提出的方法：利用圓形環域網格內之網格高程值標準差作為區域內的高程變化程度。選取3×3圓形(蔡雨澄，2012 因地形精度較高採用13×13圓形)環域網格以地理資訊系統(ESRI Arc GIS)的焦點統計(Focal Statistic)功能計算(如附圖 1-7)其選定的案例災前數值地形模型(DTM)之標準差視為該案例流域之地形粗糙度(Terrain Roughness)。

並且將案例之運移路徑套疊提取路徑所經之地形粗糙度值，將案例路徑全部之地形粗糙度作平均值視為其案例之運移粗糙度。



附圖 1-7 以3×3圓形環域網格進行地形粗糙度運算示意圖

(鄭伊婷，2013 修改自 Arc GIS Resources)

### 附 1.3 水文因子

在完成上述的因子計算後，根據運移因子計算過程中所得到的堵塞點與谿線作水文因子分析的基礎，可得到崩落土石最終停留的堆積處其相關水文條件對於山崩後堰塞湖形成與否的影響因子。水文因子之詳細建立過程，將在下方以莫拉克颱風造成的高雄縣那瑪夏鄉達卡努瓦村旗山溪上游堰塞湖為例進行說明：

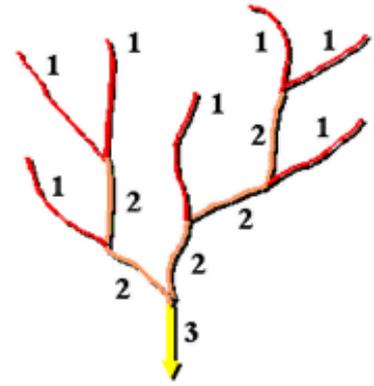
#### ● 水系級序

透過地理資訊系統(ESRI Arc GIS)的河流級序(Stream Order)運算，利用流域流向圖(Flow Direction)與谿線圖層可自動將谿線進行水系分級，其水系分級成果如附圖 1-8 所示。



附圖 1-8 水系級序分級示意圖(鄭伊婷，2013)

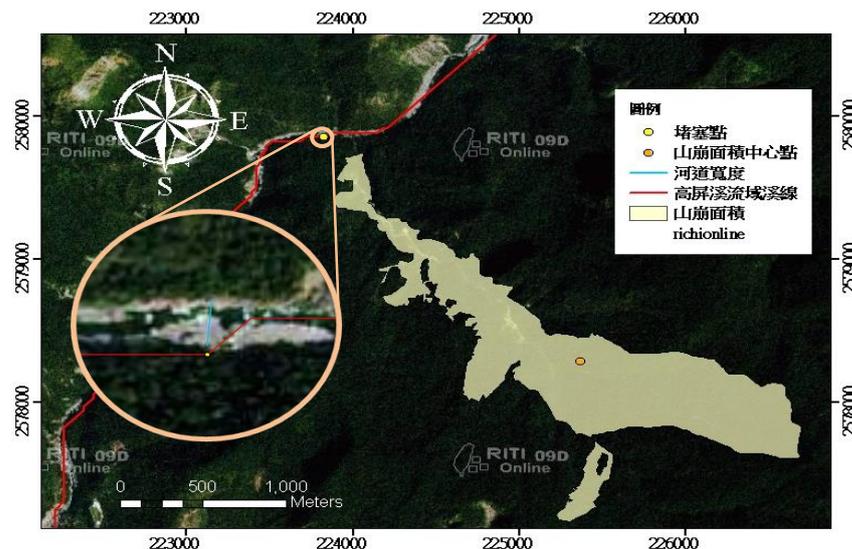
鄭伊婷(2013)所使用的水系分級方法為 Strahler (1957)所提出的方法，如附圖 1-9 所示，將所有沒有支流之河流都分為第一級，若有相同級別之河流匯流時會提高一個級別。得到整體流域之水系級序圖後，以堵塞點位置提取該處溪線之水系級序作為因子。



附圖 1-9 Strahler 水系分級示意圖 (Arc GIS Resources)

### ● 河道寬度

鄭伊婷(2013)利用不同年份之衛星影像(同附表 1-2)與蒐集到之相關圖資，選取案例災前最清晰之影像進行河道寬度判釋。因影像解析度關係，鄭伊婷(2013)以植生邊界為河道寬度邊界，繪製一條從一岸之植生邊界跨越河道至對岸植生邊界之河寬線(如附圖 1-10)，再以河寬線長度為該案例之河道寬度。



附圖 1-10 河道寬度判釋示意圖(鄭伊婷，2013)

### ● 集水區面積

以數值地形模型(DTM)與地形流向圖可透過堵塞點位置，進行上游集水區面積運算，鄭伊婷(2013)以選定欲分析之災前數值地形模型(DTM)與之前所建立之各案例堵塞點，由地理資訊系統(ESRI Arc GIS)進行堵塞點上游集水區運算，最後進行人工修正(將面積過小之集水區加以整合)，將每個山崩與堰塞湖案例堵塞點之上游集水區面積作為分析因子。

### ● 事件流量

根據不同時空的山崩與堰塞湖分析案例，鄭伊婷(2013)透過經濟部水利署水文年報網路查詢系統(<http://gweb.wra.gov.tw/wrhygis/>)找尋災害發生當時下游流量站資料，再以比面積法推估堵塞點之事件流量。

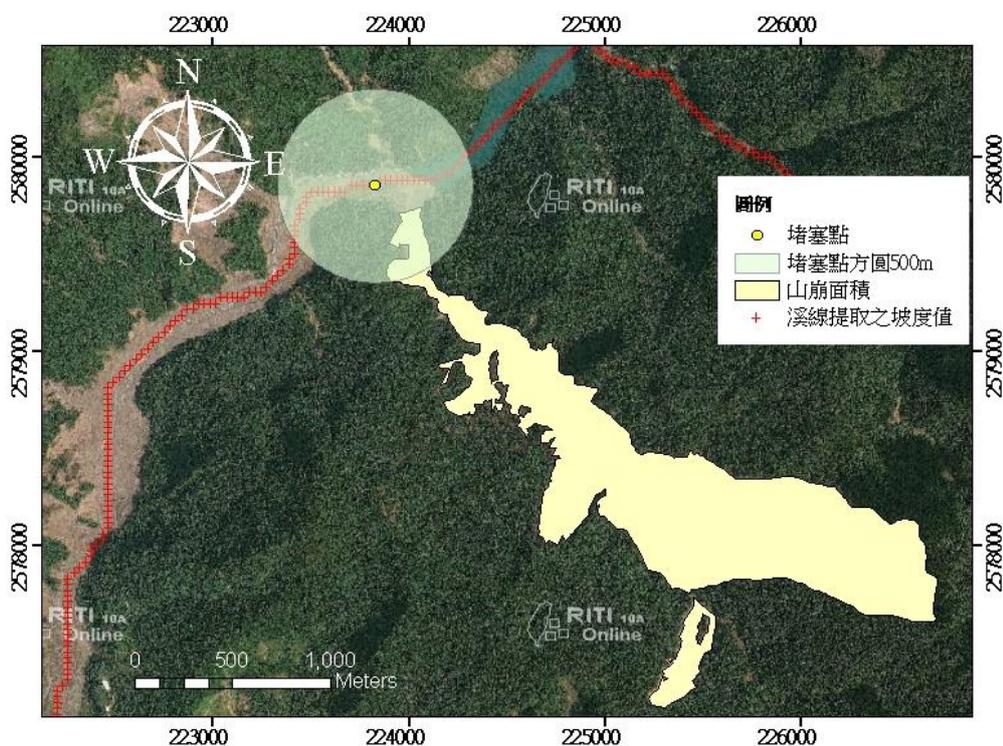
### ● 事件雨量

鄭伊婷(2013)所蒐集之山崩與堰塞湖分析案例，近五年來之案例皆有災害發生當時之雨量紀錄，但為填補年代久遠之案例事件雨量，鄭伊婷(2013)蒐集中央氣象局之雨量資料與經濟部水利署之水文年報後，找尋案例鄰近雨量站以徐昇氏法進行迴歸運算得到該案例之事件雨量。

### ● 河道坡度

若山崩與堰塞湖分析案例最後堆積區為河道上，其河道的地形因素也會影響是否形成堰塞湖，故鄭伊婷(2013)選擇河道坡度為水文因子。

先是利用運移因子運算所得到之澗線提取該流域之坡度值(為整體澗線之坡度,附圖 1-11 中紅色十字),並且透過地理資訊系統(ESRI Arc GIS)的焦點統計(Focal Statistic)計算出案例堵塞點方圓半徑 500 公尺內(只取附圖 1-11 中被方圓所包圍紅色十字坡度值作平均)澗線提取之坡度值取平均值作為該案例之河道坡度因子。

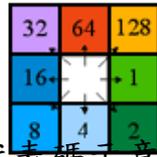


附圖 1-11 以堵塞點方圓 500m 提取河道坡度示意圖(鄭伊婷, 2013)

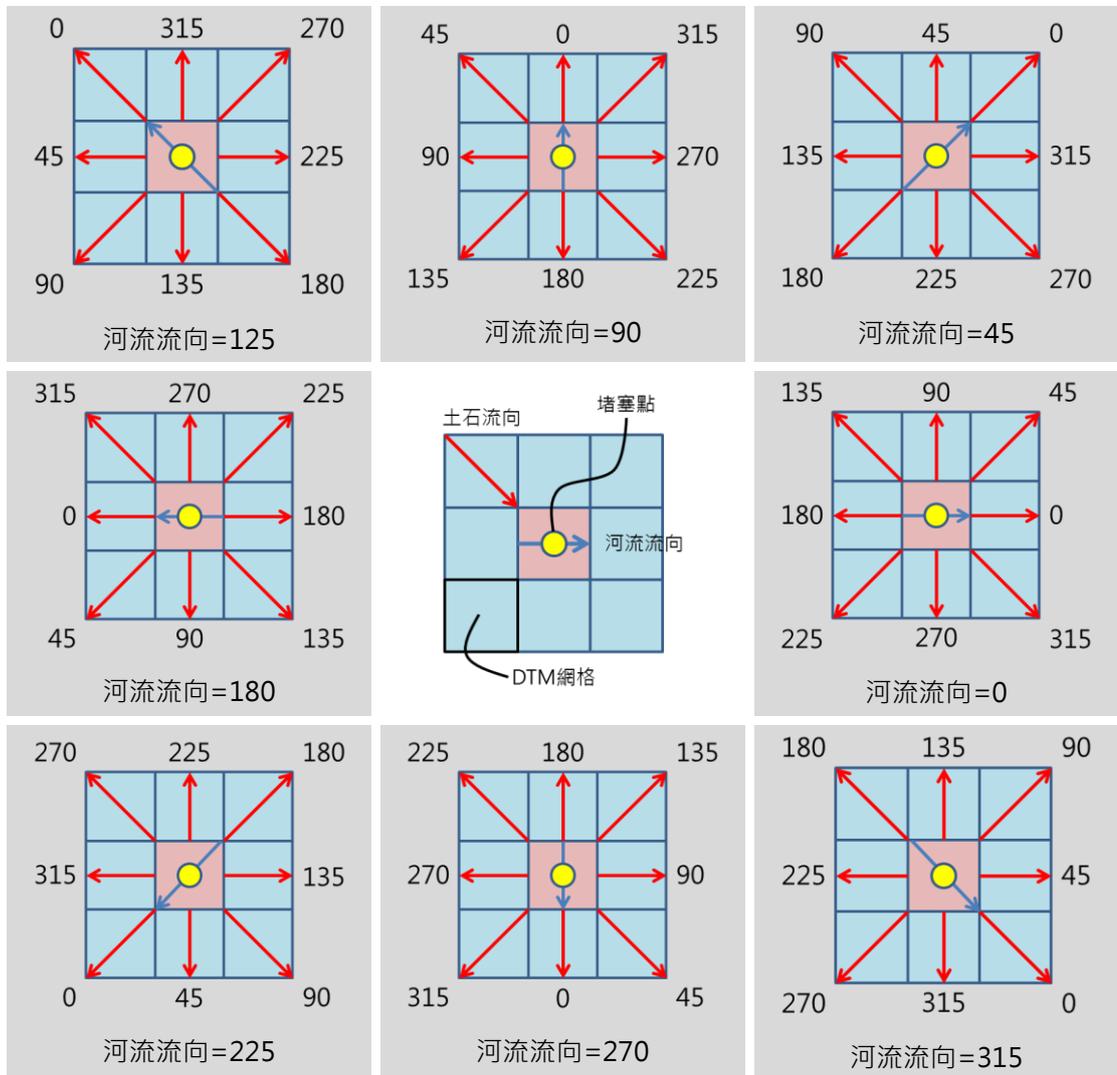
## ● 入流坡向

鄭伊婷(2013)的入流坡向定義為崩落土石滑落時方向與溪線之河流方向的相對夾角。根據 Jenson & Domingue (1988)所提出的數值地形模型(DTM)之網格八方流向(eight-direction)的精神(如附圖 1-12 將包圍中心網格之 8 個網格以 8 個不同數字代表)。鄭伊婷(2013)將堵塞點視

為中心網格，以中心網格(堵塞點網格)之河流方向向量為基準，量測崩落土石之運移路徑(如附圖 1-13 紅色箭頭)流至中心網格前之流向向量，定義兩向量之夾角視為入流坡向，共有八種定義如附圖 1-13 所示。



附圖 1-12 八方流向代表碼示意圖(Arc GIS Resources)



附圖 1-13 八種入流坡向示意圖(鄭伊婷，2013)

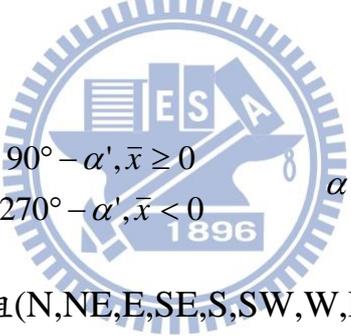
## 附錄 2

高屏溪流域地層分類表(經濟部中央地質調查，2009；蔡雨澄，2012)

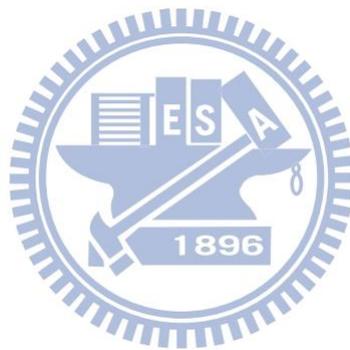
類別代號	岩性類別	地層
岩性 01	礫，砂，黏土	現代沖積層
岩性 02	礫石、砂及粘土，紅土含板岩之礫石	階地堆積層、紅土台地堆積層
岩性 03	石灰岩，生物泥礫岩或礫泥岩	大社層
岩性 04	礫岩與泥岩互層	嶺口礫岩
岩性 05	礫岩、砂岩、砂質頁岩和泥岩	紅水坑礫岩、六龜層
岩性 06	青灰色泥岩偶夾薄砂岩層	古亭坑層
岩性 07	砂頁岩互層，厚層砂岩和泥質砂岩、砂岩夾頁岩	南勢崙砂岩、糖恩山砂岩
岩性 08	粉砂岩和頁岩薄互層，夾有厚層砂礫岩透鏡體	烏山層、隘寮腳層、蓋仔寮頁岩、鹽水坑頁岩、牡丹層
岩性 09	板岩、硬頁、青灰色砂岩偶夾頁岩，夾有火成岩透鏡體	潮州層、南港層、樟山層上段、廬山層、火成岩
岩性 10	砂頁岩互層、厚層粉砂岩或粉砂岩和砂岩後互層、頁岩間夾薄層粉砂岩	長枝坑層、紅花子層、三民頁岩
岩性 11	安山岩質或玄武岩質火成岩	佳陽層、十八重溪層、玉山主山層、畢祿山層
岩性 12	厚層變質砂岩間夾板岩	達見砂岩
岩性 13	片岩	大南澳片岩（大理岩）、大南澳片岩（黑色片岩、綠色片岩、燧石）、大南澳片岩（黑色片岩為主）

### 附錄 3

高屏溪流域山崩潛感因子(蔡雨澄，2012)

岩性	儘可能參考大比例尺之地質圖，進行岩性資料萃取。
坡向	<p>蔡雨澄(2012)之坡向計算方式亦採用3x3網格，按Wilson和Gallant(2000)之坡度定義進行坡度計算。但經運算後所得到的坡向為0~360度方位角，但0度與359度所指的實際方向僅有1度的差異，但數值上則有359度的差異。為了避免計算上之偏差，坡向因子亦採用崩壞比作為之評分之依據。坡向<math>\alpha</math>計算公式如下：</p> <div style="text-align: center;">  <math display="block">\alpha = 90^\circ - \alpha', \bar{x} \geq 0</math> <math display="block">\alpha = 270^\circ - \alpha', \bar{x} &lt; 0</math> <math display="block">\alpha' = \tan^{-1}\left(\frac{\bar{y}}{\bar{x}}\right)</math> </div> <p>並將坡向分為八組(N,NE,E,SE,S,SW,W,NW)，供做分析使用。</p> <p>*本研究是使用ArcToolbox中坡向計算功能按Burrough和McDonell(1998)以3×3環域網格計算出中心網格最大高程差異值的方法計算。經運算後所得到的坡向為0~360度方位角。</p>

坡度	<p>蔡雨澄(2012)以3x3網格Wilson 和Gallant(2000)之坡度定義進行坡度計算。</p> <p>*本研究是使用 ArcToolbox 中坡度計算功能按 Burrough 和 McDonell (1998)以 3×3 環域網格計算出中心網格最大高程差異值的方法計算。</p>
----	---



地形粗糙度 (terrain roughness) 之定義為描述一區域內的地形變化程度，Wilson 和 Gallant (2000) 提出利用圓形的視窗內的高度標準差，作為區域內高度變化程度的計測方式。為了更確切的表現地形局部起伏的狀況，蔡雨澄(2012)以空間域濾波的方式，將數值地形以半徑  $13 \times 13$  進行平滑化，去除地表起伏較為劇烈的部分，僅留下大範圍的地勢的起伏，再將原始地形面扣除平滑化後的地形，即可得到地表起伏較為劇烈的高頻特徵，然後計算半徑  $13 \times 13$  之某一圓形區域範圍內的標準值來代表此區域地形之粗糙度。

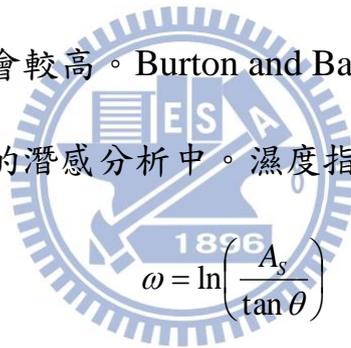


\*本研究亦參考 Wilson 和 Gallant (2000) 所提出的方法：利用圓形環域網格內之網格高程值標準差作為區域內的高程變化程度。選取  $3 \times 3$  圓形環域網格以地理資訊系統 (ESRI Arc GIS) 的焦點統計 (Focal Statistic) 功能計算其選定的案例災前數值地形模型之標準差視為該案例流域之地形粗糙度。

全坡高	<p>在數值地形模型上，沿著山坡坡向切一剖面，坡之上方轉折點為坡頂，最低轉折點為坡趾，邊坡坡頂海拔高度為坡頂標高，坡頂與坡趾之相對高差為全坡高。</p>
總曲率	<p>根據 Wilson 和 Gallant (2000) 定義以 3×3 格網之相對關係運算各項曲率值，由於總曲率之計算結果呈現對數型態分布，因此蔡雨澄(2012)將總曲率值取對數進行分析。</p>
切線曲率	<p>蔡雨澄(2012)將數值地形以半徑 13×13 進行平滑化後，根據 Wilson 和 Gallant(2000)定義以 3×3 格網之相對關係運算切線曲率值。</p> <p>*本研究的曲率運算是利用災前數值地形模型(DTM)以 3×3 環域網格逐一計算出代表每個網格高程值的四階多項式地形面後，其每個網格的二階導數即為該網格的曲率，此曲率的物理意義就如同地形的二次微分。</p>
相對坡高	<p>在數值地形模型上，沿著山坡坡向切一剖面，坡之上方轉折點為坡頂，最低轉折點為坡趾，邊坡坡頂海拔高度為坡頂標高，坡頂與坡趾之相對高差為全坡高，任一特定點至坡趾之相對高差為坡高，邊坡的坡高越高，其受擾動的機會及面積越大而穩定度越差，坡高除以全坡高則為相對坡高。</p>

濕度指數

濕度指數 (wetness index) 又稱為地形濕度指數 (topographic wetness index)、地形指數 (topographic index)、複合地形指數 (compound topographic index) (Wilson and Gallant, 2000), 此指數表示地形對土壤濕度的控制。然而此方法必須利用許多假設以達到地形對土壤濕度控制之正確性, 因此在使用上有其限制, 但其概念為坡度陡則水迅速向下流動, 因此入滲量會較低, 土壤中的含水量亦可能較低; 而於低平的地方, 由於坡度平緩, 水可較長時間留在地表而逐漸入滲, 因此土壤中的含水量可能會較高。Burton and Bathurst (1998) 亦將此概念引入淺層滑動的潛感分析中。濕度指數  $\omega$  的公式如下:



$$\omega = \ln\left(\frac{A_s}{\tan \theta}\right)$$

$A_s$  為斜坡上任一單位斷面之上游集水面積 (m),  $\theta$  為坡度 ( $^\circ$ )

## 附錄 4

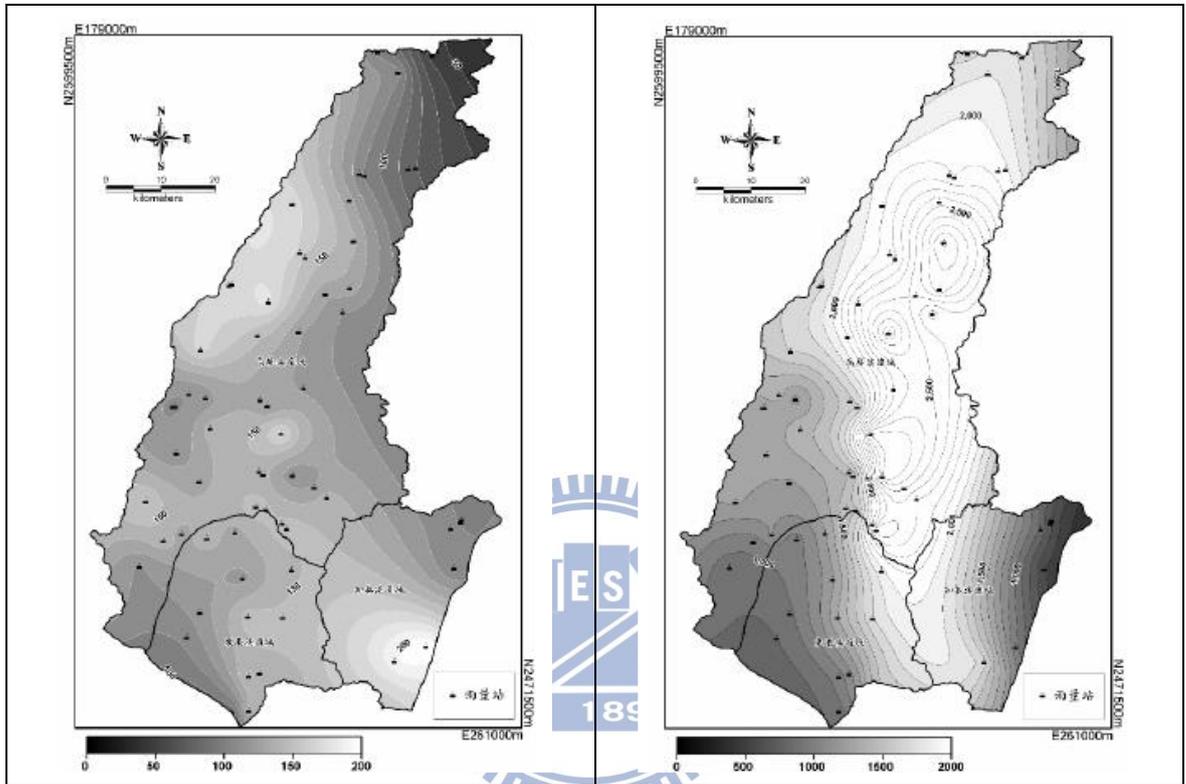
高屏溪流域土石流潛感因子(中央地質調查所，2009)

主流長度	集水區主流長度
相對高度	以集水區中最高點高程值與最低點高程值相減
溪床坡度	<p>謝正倫（1993）定義溪床坡度：</p> $S = \tan^{-1}\left(\frac{H}{L}\right)$ <p>其中，H 為溪流上下游之高程差，L 為溪流長度。</p>
事件誘發崩塌地面積比	<p>比對衛星影像前後期的變異點，決定事件誘發之崩塌地，而事件誘發之崩塌地面積，除以集水面積，即為事件誘發崩塌地面積比。</p>
事件前誘發崩塌地面積比	<p>歷年崩塌地於分析單元中所佔的面積的總和，除以集水區面積，即為事件前歷年崩塌地面積比。</p>
邊坡坡度比	<p>表示分析單元中邊坡坡度大於 25 度所佔的面積除以集水區整體面積。</p>

## 附錄 5

高屏溪、東港溪、知本溪等流域延時 1 小時延與時 72 小時 100 年重

現期距降雨量分布圖(中央地質調查所，2009)



莫拉克颱風各流域各控制站洪峰流量分析表(經濟部水利署，2009)

高屏溪支流	控制站	100 年重現期距洪峰流量(CMS)
本流	九曲堂站	26,800
荖濃溪	里港大橋	21,100
	荖濃溪與隘寮溪合流前	14,200
	新發大橋站(原荖濃站)	9,240
旗山溪	旗山溪出口	7,780
	月眉站	5,990
隘寮溪	隘寮溪出口	8,600
	三地門站	6,150
美濃溪	美濃溪出口	1,060