

國立臺灣師範大學
地理學系第二十二屆博士論文

**陳有蘭溪源流區之崩塌與土石流發生特性與
空間差異：以和社溪流域為例**

指導教授：沈淑敏

張瑞津

研究生：劉盈劭

中華民國一〇二年一月

目錄

目錄	i
圖目錄	ii
表目錄	v
照片目錄	vi
第一章 緒論	1
第一節 研究動機及目的	1
第二節 研究設計與架構	5
第三節 研究流程與方法	7
第四節 研究區概況	11
第二章 文獻回顧	15
第三章 歷年崩塌與土石流的特性與發生	26
第一節 崩塌的形態與特色	26
第二節 崩塌的歷年變遷	37
第三節 土石流的特性與發生	41
第四節 小結	45
第四章 子集水區的邊坡特性與土地利用對崩塌的影響	46
第一節 子集水區歷年崩塌變化的比較	46
第二節 子集水區地質、地形、颱風降雨特性對崩塌的影響	63
第三節 子集水區開發歷程對崩塌的影響	92
第四節 小結	99
第五章 出水溪、四號溪、頭坑溪 1963-2004 年的河道侵淤變化趨勢	102
第一節 歷年河道的侵淤狀況	103
第二節 河道侵淤變化趨勢與控因	112
第三節 河道侵淤與地形變動的意義	139
第六章 結論	151

圖目錄

圖 1-1 研究區域圖	4
圖 1-2 研究架構圖	6
圖 1-3 崩塌發生區的邊坡位置示意圖.....	8
圖 1-4 崩塌在兩事件間的變遷分類	9
圖 1-5 航照判釋河道侵淤狀況示意圖.....	9
圖 1-6 研究流程圖	10
圖 1-7 研究區地質圖.....	14
圖 3-1 各年度崩塌面積累積次數百分比統計圖	27
圖 3-2 賀伯颱風前和社溪崩塌分布圖(1993 年).....	28
圖 3-3 賀伯颱風和社溪崩塌分布圖(1996 年)	29
圖 3-4 集集地震和社溪崩塌分布圖(1999 年)	30
圖 3-5 桃芝颱風和社溪崩塌分布圖(2001 年)	31
圖 3-6 敏督利颱風和社溪崩塌分布圖(2004 年).....	32
圖 3-7 和社溪流流域五個時期的崩塌分布疊圖	33
圖 3-8 歷年崩塌的平均坡度分布圖	34
圖 3-9 崩塌之邊坡位置統計圖	35
圖 3-10 新增崩塌個數及面積統計圖	37
圖 3-11 重疊的崩塌個數及面積統計圖	39
圖 3-12 崩塌規模與重複崩塌百分比關係圖	39
圖 3-13 復原崩塌之坡度分布與該年度坡度分布統計圖.....	40
圖 3-14 歷次事件不同坡度之復原崩塌比例統計圖	40
圖 3-15 主流埋積比較圖	42
圖 3-16 三次颱風事件誘發土石流的子集水區分布圖	42
圖 3-17 賀伯颱風時雨量分布圖-望鄉測站.....	43
圖 3-18 桃芝颱風時雨量分布圖-神木測站.....	43
圖 3-19 敏督利颱風時雨量分布圖-神木測站	43
圖 4-1 出水溪歷年崩塌分布圖	47
圖 4-2 愛玉仔橋溪歷年崩塌分布圖	48
圖 4-3 四號溪歷年崩塌分布圖	49
圖 4-4 三號溪歷年崩塌分布圖	50
圖 4-5 八號溪歷年崩塌分布圖	51
圖 4-6 松山溪歷年崩塌分布圖	52
圖 4-7 一號溪及二號溪歷年崩塌分布圖	52
圖 4-8 六號溪歷年崩塌分布圖	53
圖 4-9 郝馬戛班溪歷年崩塌分布圖	55

圖 4-10 頭坑溪歷年崩塌分布圖	56
圖 4-11 七號溪歷年崩塌分布圖.....	57
圖 4-12 和社溪於集集地震時的地表加速度分布圖.....	66
圖 4-13a 一號溪崩塌平均坡度分布圖	68
圖 4-13b 一號溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖	68
圖 4-14a 二號溪崩塌平均坡度分布圖	69
圖 4-14b 二號溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖	69
圖 4-15a 三號溪崩塌平均坡度分布圖	70
圖 4-15b 三號溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖	70
圖 4-16a 四號溪崩塌平均坡度分布圖	71
圖 4-16b 四號溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖	71
圖 4-17a 松山溪崩塌平均坡度分布圖	72
圖 4-17b 松山溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖	72
圖 4-18a 六號溪崩塌平均坡度分布圖	73
圖 4-18b 六號溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖	73
圖 4-19a 七號溪崩塌平均坡度分布圖	74
圖 4-19b 七號溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖	74
圖 4-20a 郝馬戛班 1 溪崩塌平均坡度分布圖	75
圖 4-20b 郝馬戛班 2 溪崩塌平均坡度分布圖	75
圖 4-20c 郝馬戛班 3 溪崩塌平均坡度分布圖	75
圖 4-20d 郝馬戛班溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖	76
圖 4-21a 出水溪崩塌平均坡度分布圖	77
圖 4-21b 出水溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖	77
圖 4-22a 愛玉仔橋溪崩塌平均坡度分布圖	78
圖 4-22b 愛玉仔橋溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖	78
圖 4-23a 頭坑溪崩塌平均坡度分布圖	79
圖 4-23b 頭坑溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖	79
圖 4-24a 八號溪崩塌平均坡度分布圖	80
圖 4-24b 八號溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖	80
圖 4-25 和社溪歷年崩塌與地質疊合圖.....	83
圖 4-26 賀伯颱風和社溪等雨量線圖	87
圖 4-27 桃芝颱風和社溪等雨量線圖	89
圖 4-28 七號溪淤埋河段示意圖	89
圖 4-29 敏督利颱風延時累積雨量分布圖	91
圖 4-30 利用降雨條件劃分土石流發生可能性示意圖	91
圖 4-31 四號溪各年度崩塌分布與道路疊合圖	94
圖 4-32 頭坑溪各年度崩塌分布與道路疊合圖	94
圖 4-33 出水溪各年度崩塌分布與道路疊合圖	95

圖 4-34 四號溪歷年開墾範圍與崩塌及坡度疊合圖	97
圖 4-35 頭坑溪歷年開墾範圍與崩塌及坡度疊合圖	97
圖 4-36 出水溪歷年開墾範圍與崩塌及坡度疊合圖	97
圖 4-37 和社溪台大實驗林區分布圖	98
圖 4-38 子集水區歷年崩塌密度與事件規模比較圖	98
圖 5-1 出水溪歷年崩塌空間分布與河道侵淤變化示意圖	105
圖 5-2 頭坑溪歷年崩塌空間分布與河道侵淤變化示意圖	108
圖 5-3 四號溪歷年崩塌空間分布與河道侵淤變化示意圖	111
圖 5-4 出水溪 1963 年~1980 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖	115
圖 5-5 出水溪 1980 年~1985 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖	116
圖 5-6 出水溪 1985 年~1993 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖	117
圖 5-7 出水溪 1993 年~1996 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖	118
圖 5-8 出水溪 1996 年~1999 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖	119
圖 5-9 出水溪 1999 年~2001 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖	120
圖 5-10 頭坑溪 1963 年~1980 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖	124
圖 5-11 頭坑溪 1980 年~1985 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖	125
圖 5-12 頭坑溪 1985 年~1993 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖	126
圖 5-13 頭坑溪 1993 年~1996 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖	127
圖 5-14 頭坑溪 1996 年~1999 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖	128
圖 5-15 頭坑溪 1999 年~2001 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖	129
圖 5-16 四號溪 1963 年~1980 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖	132
圖 5-17 四號溪 1980 年~1985 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖	133
圖 5-18 四號溪 1985 年~1993 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖	134
圖 5-19 四號溪 1993 年~1996 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖	135
圖 5-20 四號溪 1996 年~1999 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖	136
圖 5-21 四號溪 1999 年~2001 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖	137
圖 5-22 出水溪歷年侵淤河段示意圖	145
圖 5-23 頭坑溪歷年侵淤河段示意圖	145
圖 5-24 四號溪歷年侵淤河段示意圖	145
圖 5-25 各子集水區崩塌於各年度事件進入河道比率統計圖	145
圖 5-26 研究期間事件序列與自然、人為特徵示意圖	146
圖 5-27 莫拉克颱風雨量組體圖—神木測站	146
圖 5-28 中上游埋切階地形成示意圖	148

表目錄

表 1-1 研究重大外部事件一覽表.....	5
表 1-2 子集水區流域特性表.....	13
表 1-3 和社溪流域內的雨量站列表.....	13
表 3-1 歷年崩塌統計表.....	27
表 3-2 歷年崩塌面積分類表.....	27
表 3-3 崩塌在各邊坡位置個數變化表.....	35
表 3-4 各地層之崩塌頻度及密度表.....	36
表 3-5 崩塌個數及面積統計表.....	37
表 3-6 新增崩塌的邊坡位置統計圖.....	38
表 3-7 歷年復原的崩塌規模統計表.....	40
表 3-8 歷次事件的規模一覽表.....	41
表 3-9 崩塌個數及面積統計.....	44
表 4-1 和社溪各支流歷年新增崩塌個數及面積統計表.....	58
表 4-2 歷年重疊的崩塌個數與規模統計表.....	59
表 4-3 歷年消失的崩塌個數與規模統計表.....	60
表 4-4 各支流歷年事件變遷趨勢示意.....	61
表 4-5 各子集水區崩塌與土石流資料統計表.....	62
表 4-6 各子集水區各年度崩塌主要分布的坡度區間一覽表.....	65
表 4-6 各子集水區於各年度不同地層的崩塌頻度表.....	84
表 4-7 各子集水區於各年度不同地層的崩塌密度表.....	85
表 4-8 三個子集水區的颱風事件崩塌密度比較表.....	87
表 4-9 和社測站與神木測站於桃芝颱風時雨量比較表.....	89
表 4-10 和社測站與神木測站於敏督利颱風時雨量比較表.....	91
表 5-1 三個子集水區的邊坡與河道特性一覽表.....	138
表 5-2 出水溪賀伯後發生的土石流事件.....	140
表 5-3 三個子集水區環境特徵與河道侵淤特性統整表.....	149

照片目錄

照片 1-1 航照上的崩塌地	8
照片 1-2 航照中的土石堆積體	8
照片 5-1 頭坑溪於賀伯颱風前後航照比較	107
照片 5-2 頭坑溪桃芝颱風後航照	107
照片 5-3 四號溪 1963 年航照	109
照片 5-4 四號溪賀伯颱風後航照上的土石流扇	110
照片 5-5 四號溪桃芝颱風後航照上的土石流扇	110
照片 5-6 頭坑溪分段示意圖	121
照片 5-7 四號溪 1993 年航照	130
照片 5-8 四號溪敏督利颱風後航照	131
照片 5-9 和社溪河道堆積	140

第一章 緒論

第一節 研究動機及目的

河流地形在地形學的發展中，有著重要的地位，研究的面向常同時考慮河流系統的空間及時間的複雜性，累積的研究課題包括河流形態、河流營力及河流調整行為等的研究。由於中下游段的沖積河道為人類生活的主要範圍，過去的研究大部分以此為主。自 1990 年代起，山區河流的研究日增，包括河道侵淤(Kasai et al.,2004)與平面形態(Montgomery and Buffington,1997)和邊坡與河道之間的沈積物耦合關係(Schrott et al.,2003)的研究，以及山區河道分類並應用在生態復育上(Brierley and Fryirs, 2005)。

台灣島 2/3 的面積為山地，河流短小且大多屬地勢起伏大、河道坡降與邊坡陡峭的山地河流(石再添等，1980)。加上地質環境在活躍的地殼變動影響下極為破碎，夏、秋兩季為降雨集中且降雨強度高的颱風季節，使邊坡沈積物供應(sediment supply)及河流搬運(sediment transport)快速，若颱風豪雨造成普遍性崩塌，也常同時導致土石流的發生。崩塌、土石流發生頻繁，常造成下游沖積扇或流域內居民財產與生命的威脅。又因地狹人稠，山地地區的開發利用面積與種類日益增加，山地地區這種相對脆弱環境的過度利用，使得山區河流的變化更為複雜，使中高海拔山區的受災可能性上升。一般而言，河川源流地區因平緩地非常有限，位在溪流谷口的土石流扇或埋積階地，因坡度較緩，多被開發利用為農業區甚或住居。但當發生普遍性崩塌，造成土石流再作用時，這些地點常成為最嚴重的受災區。

隨著崩塌和土石流災害所造成的損失日增，自 1990 年代起，臺灣地區對於山區河道的研究以土石流作用的探討為主：以「有效集水面積」、「河床坡降」變數，作為區劃全臺各溪流是否容易發生土石流的起點(農委會，

1995)；或針對某一主要流域，以眾多流域地形計測(morphometric)變數和其他環境變數，來探討哪些研究區內溪流發生土石流與否的主要控因(例如，李錫堤，1996、張瑞津等，2001)；近期則注重土石流潛勢的分析(例如，林美聆等，2000、Lee et al., 2008)。然而，歷次重大颱風事件發生時，同一流域內位置鄰近且地形、地質因子相似的子集水區，常有不同的地形變動反應(崩塌和土石流)，有必要進一步探究。

Brierley and Fryirs(2005)及 Phillips (2007) 都提到每一條支流都因為不同的自然環境，而有不同的河流特徵，即使是鄰近、自然環境相似的河流，也會因對歷次事件的不同反應而累積了屬於各支流獨特的系統歷史(system history)。提醒了吾人各個子集水區在面對同一事件時，反應可能會有集水區與集水區之間空間差異的存在。而需要更細部的去思考、觀察子集水區內部會影響河道搬運的可能流域地形特徵。而臺灣過去對崩塌或土石流事件的反應研究中，研究對象多是較大流域(如：陳有蘭溪流域等)(Lin et al., 2003)，鮮少著墨低等級集水區反應行為的個別差異，但山區居民多居住在這些子集水區出口的扇階或河階上，在子集水區內部所發生的崩塌與土石流作用直接影響這些居民的生命財產安全，這也是本研究除了檢視和社溪流域整體的特色外，還需著墨子集水區的重要原因之一。

臺灣全島性崩塌地目錄 (landslide inventory) 的建置，可溯自 1950 年代 (姚鶴年，2008)，土石流潛勢溪流的調查則始於 1990 年代，為了大範圍普查土石流潛勢溪流，相關單位應用「有效集水面積」以及「河床坡降」指標劃分出許多潛勢溪流(農委會，1995、2002)。由於是大範圍的普查，多是針對某個主要河流的流域或行政區，歸納或統計分析整個區域 (包含多個子集水區)的崩塌地分布和主要控因。而山區居民居住的空間多是在更小的子集水區單元，如河階或主支流匯流口的扇階，甚至比高更低的沖積扇。因此，子集水區的崩塌和土石流的發生與控因的檢視，更是一個需要關注的議題。

各子集水區土石流再作用與否，應是取決於各子集水區內的崩塌狀況和河道埋淤狀況，而子集水區的崩塌與河道埋淤可能受到自然與人為因素共同影響，還可能受到外部事件的強度與發生序列所影響(張瑞津等，2001)。甚至前一個事件的崩塌，所產生的敏感區，提供了下一次事件發生時的邊坡弱點；也可能因崩塌發生的河段中有幾處明顯的坡降平緩處可供停積土石，使土石流的動能受到限制。而崩塌或搬運下來的土石，又會對其下游的河段地形造成什麼樣的影響？是使河段進入一系列的調整？還是會因為先前已大量搬運，而在河道平緩處停積土石，不會向下搬運，產生土石流發生時間的遞延效應。所以除了掌握整個研究區(較大流域單元)的崩塌狀況外，也應檢視各子集水區對各次颱風/地震事件之反應歷程的異同。

綜上所述，子集水區對事件的反應可能受到流域地形特徵以及過去對外部事件反應的規模，造成彼此之間土石流發生與否的變數。因此，本研究以陳有蘭溪源流之一的和社溪流域為研究區(圖 1-1)，檢視 1993-2004 年間發生重大事件(包含賀伯颱風、集集地震、桃芝颱風、敏督利颱風)前後拍攝的航空照片(表 1-1)，判釋及歸納崩塌特性的變化，探討歷次重大颱風豪雨和地震事件在誘發和社溪流域地形變動上的角色，也一併檢視和社溪流域各子集水區在各次事件中的反應(崩塌、土石流)，以及事件後沈積物在河道中的侵淤狀況，藉此比較歸納各子集水區之間影響反應的流域地形特徵與其人為影響。

由以上的陳述，本研究希望藉由對流域與其子集水區中沈積物產出(崩塌)至搬運(河道侵淤)與堆積(土石流)的探討，達成以下幾點目的：

1. 了解和社溪流域崩塌分布的特性。
2. 了解和社溪子集水區的崩塌特性與影響崩塌發生的控因。
3. 了解和社溪子集水區的河道侵淤變遷與土石流發生的影響。
4. 歸納流域地形特徵和崩塌的特性對子集水區的河道侵淤現象的影響。

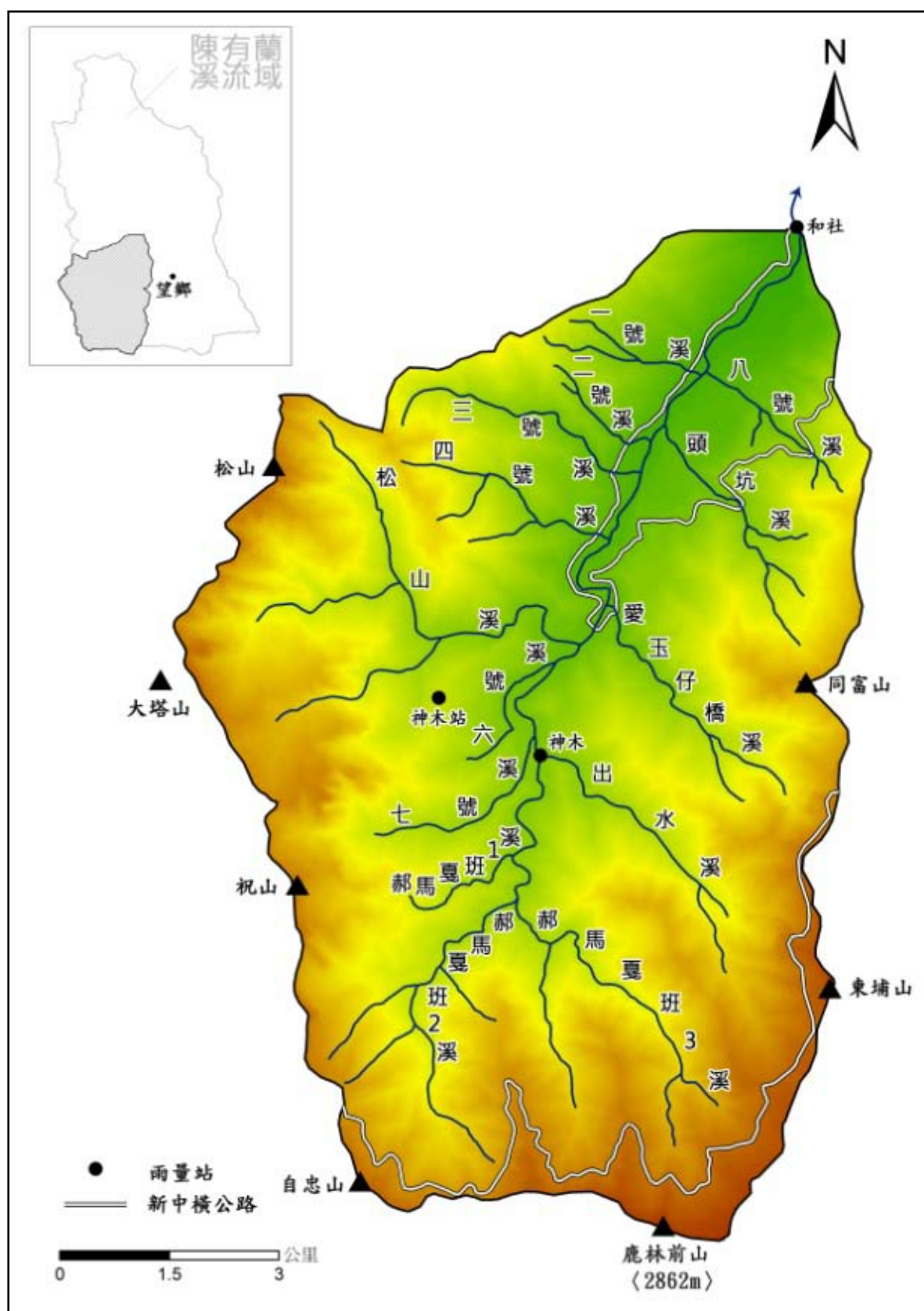


圖 1-1 研究區域圖

第二節 研究設計與架構

本研究以土石流作用頻繁的陳有蘭溪源流區-和社溪流域為研究區，利用航空照片進行詳細的地形判釋，希望可以找到和社溪流域及其子集水區之間的空間差異。除了土石流作用頻繁外，相對於陳有蘭溪另一個源流區—沙里仙溪，和社溪因其人為開發程度較高，集水區的影響因子較為豐富。和社溪共有 12 條主要子集水區，其中郝馬戛班溪由於流域面積大，為了方便詮釋，再區分為郝馬戛班 1、2、3 溪，共 14 個子集水區(圖 1-1)。這些子集水區在過去的外部事件中，發生崩塌與土石流的頻率與影響各異，利於討論子集水區在外部事件發生後邊坡崩塌發生與河道沈積物侵淤變化。

本研究區於 1999 年經歷了發生頻率相當於 300~400 年(陳文山, 2005)的集集地震，在邊坡誘發大量的崩塌，帶來許多沈積物的產出。1996 年和 2001 年分別遭遇洪水頻率相當於 200 年規模的賀伯颱風、桃芝颱風。在桃芝颱風之後，較大規模的颱風為 2004 年的敏督利颱風，正好可以利用來檢視在經過規模大的幾次事件後，子集水區對此次事件的反應。除此之外，本研究區為了建立幾次事件發生前的初始環境，另外判讀了 1993 年的子集水區的河道沈積物堆積與邊坡崩塌。故，本研究區處理的事件如下表：

表 1-1 研究重大外部事件一覽表

年度	1993	1996	1999、2000	2001	2004
代表事件	初始環境	賀伯颱風	集集地震	桃芝颱風	敏督利颱風
事件發生日期		1996.07.29 ~ 1996.08.01	1999.09.21	2001.07.28 ~ 2001.07.31	2004.06.28 ~ 2004.07.04

人為開發的利用於上述時間內的變化有限，為了取得更多的人為開發現象，本研究選擇三個子集水區，增加判釋 1963、1980、1985 年度的航照，共繪製 8 個年度的崩塌分布圖。此外，為了了解這三個子集水區在此

8 個年度的崩塌對河道的影響，因此本研究再針對此三個子集水區判釋河道的侵淤狀況，希望能夠了解崩塌與河道侵淤的影響。

本研究的研究架構圖如下(圖 1-2)：

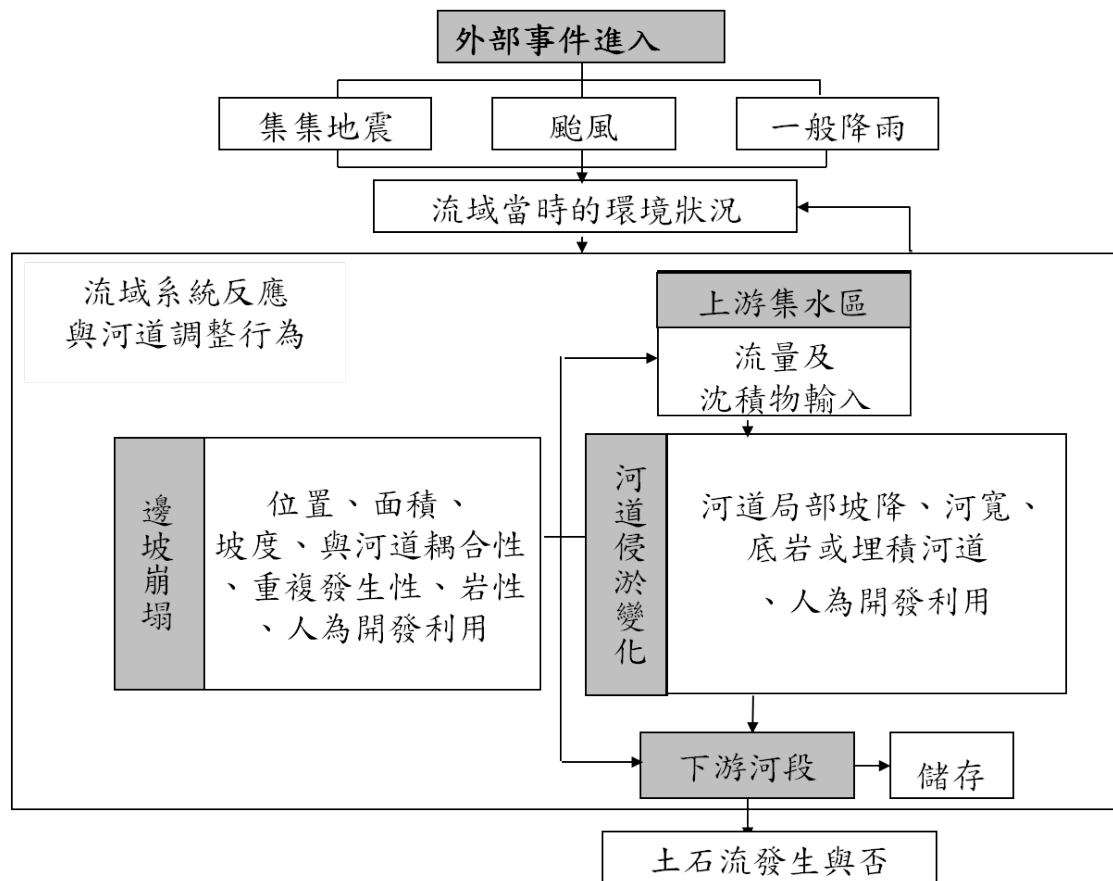


圖 1-2 研究架構圖

第三節 研究流程與方法

近年來的崩塌研究多以衛星影像為主要的研究工具，關於衛星影像與航照應用在崩塌調查的優缺點亦有學者著文討論（林慶偉等，2002、蕭國鑫等，2003）。航照的優點在解析度高，因此正確性高。雖然判讀上研究者的主觀意見相對明顯，但藉由立體成像的觀察，研究者較易建立對研究區域的地形特徵的感受。因此，本研究進行分析研究的主要資料為利用航空照片判讀的邊坡崩塌與河道侵淤的資料。茲就資料取得與進行流程說明如下(見圖 1-6)。

(一)崩塌的分布位置：

1. 2004 年以前，採用農航所出版的航空照片，利用立體鏡判釋崩塌，再將判釋所得的崩塌直接利用 ArcGIS 軟體，數化成*.shp 檔案格式，建置以 1:25000 經建版地形圖為底圖的崩塌地 GIS 圖層，以利與其他年度崩塌進行分析。和社溪全流域判釋的年份為 1993 年、1996 年、1999 年、2001 年。為了進一步分析人為因素的影響，增加判釋出水溪、頭坑溪及四號溪三個子集水區的 1963、1980、1985 三個年度的航照。
2. 2004 年的崩塌判釋則利用中央地質調查所進行臺灣地區崩塌資料庫的調查研究所使用的正射航空照片，以及該單位委外生成的數值高程模型 (DTM)，應用 ArcGIS 系統中的「STEREO ANALYSIS」外掛程式，配合該地的 DTM 以特殊眼鏡將螢幕上的相鄰兩張正射航照呈現立體的形態，直接利用軟體進行崩塌數化，檔案格式為*.shp。
3. 照片中新鮮反白的裸露地即為本研究判釋的崩塌目標(照片 1-1)。土石流的發生，則以匯流口處有無發現土石堆積體為判釋的依據(照片 1-2)，若無明顯的堆積體，但可判釋出匯流口有土石扇堆積的殘餘，也會加以

註記。判釋的航空照片有黑白與彩色兩種，根據過去經驗，一般狀況下可判釋到的最小崩塌地面積約為 300 平方公尺。



照片 1-1 航照上的崩塌地



照片 1-2 航照中的土石堆積體

(二)崩塌的屬性

1. 將崩塌的圖層疊上 5mx5m 的 DTM 資料，應用 ArcGIS 中「Spatial Analyst」裡的「Surface Analysis」，計算出崩塌的坡度、坡向、高度分布，從等高線讀出崩塌的坡長，註記崩塌發生區的邊坡位置(圖 1-3)，並記錄崩塌末端是否已經進入河道等等的屬性資料。
2. 疊上自中油公司嘉義圖幅數化的地質圖，將崩塌的屬性加入地層以及距離構造線的距離。

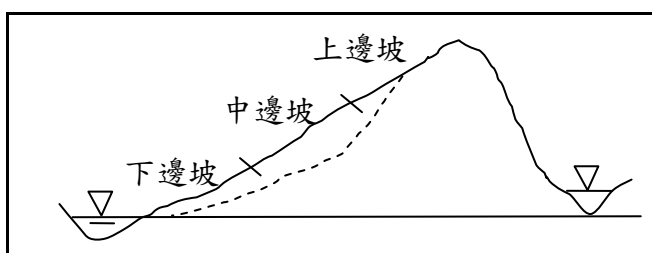


圖 1-3 崩塌發生區的邊坡位置示意圖(虛線表示崩塌的位置)

(三)崩塌的變遷

1. 利用前後兩次事件之崩塌地圖層進行疊圖分析，將同一位置在後一版航照上可判釋出崩塌，但在前一版沒有，視為「新增」的崩塌地；前後兩版航照上均可判釋出崩塌時，歸類為「重疊」，範圍可能是擴大或縮小；

前一版有崩塌，後一版沒有判釋出崩塌時，則視為崩塌地「復原」(圖 1-4)。

2. 對於上述三個種類的崩塌進行統計，分析其崩塌特性。

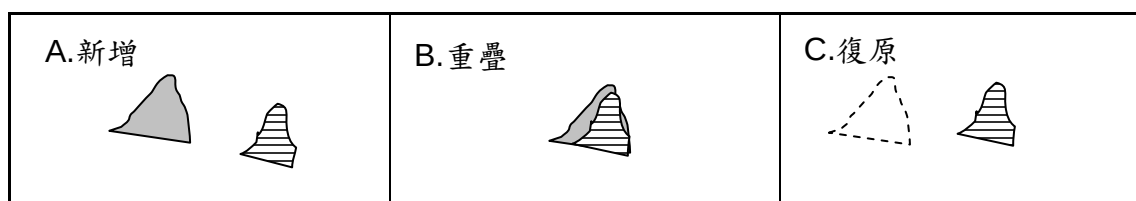


圖 1-4 崩塌在兩事件間的變遷分類(灰階為前一事件，橫線為後一事件)

(四)記錄河道的土石侵淤狀態

1. 利用立體鏡以及數值航照系統判釋河道內河床上的堆積狀況。利用河床高度與邊坡的相對高度來記錄不同年度間，河床中土石移動的相對狀況，並記錄侵蝕與埋淤的河段位置分布(圖 1-5)。
2. 製作各子集水區各年度河道侵淤分布圖，以利比較與分析討論。

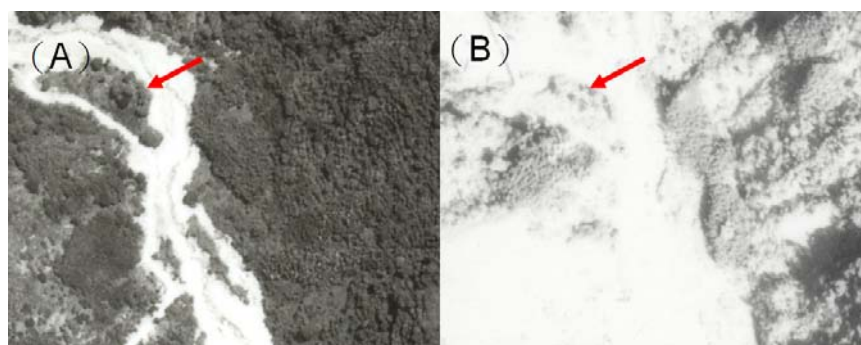


圖 1-5 航照判釋河道侵淤狀況示意圖(B 圖箭號位置因河中洲受掩埋，記錄為「淤埋」)

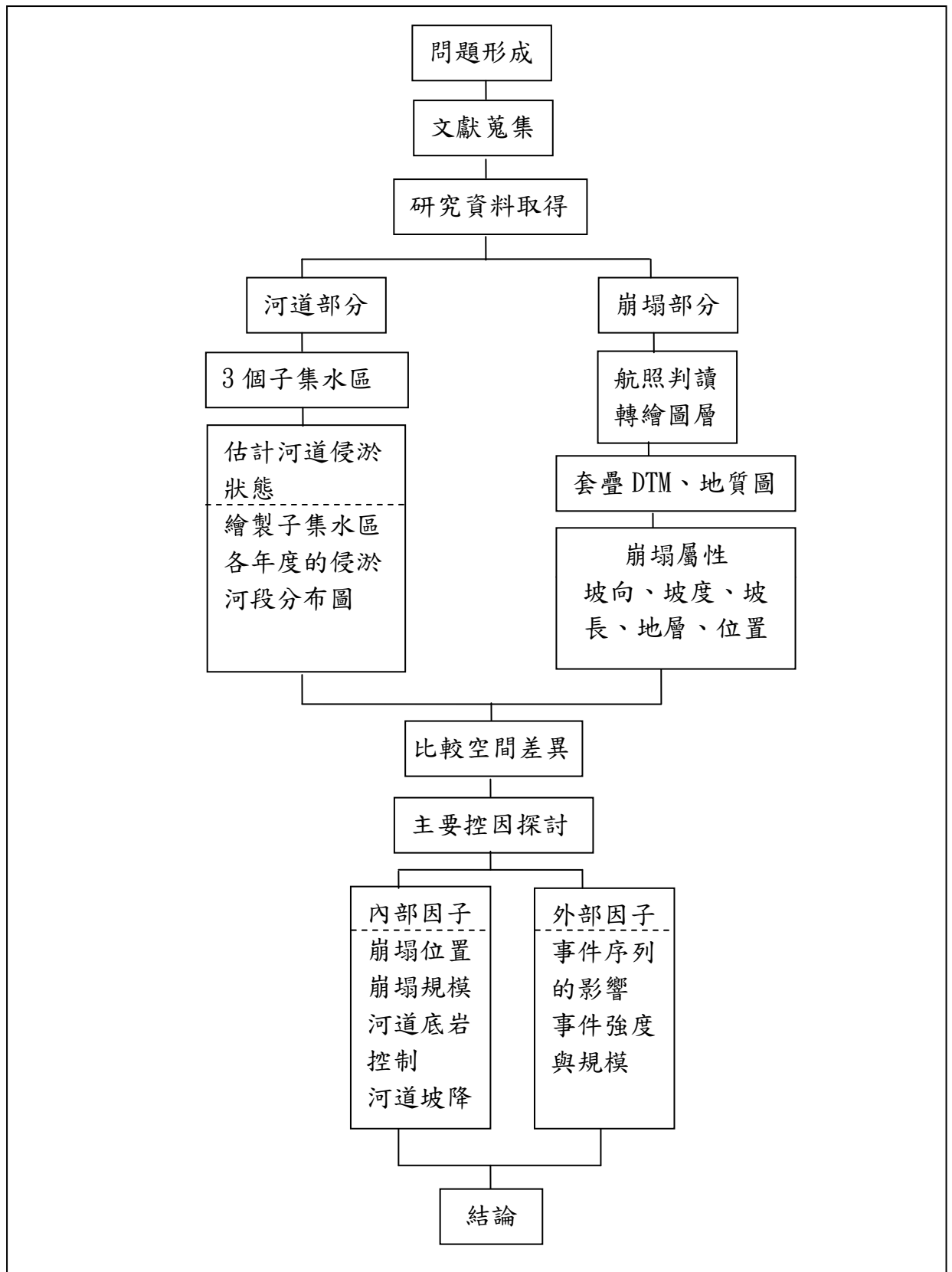


圖 1-6 研究流程圖

第四節 研究區概況

和社溪流域位在濁水溪支流陳有蘭溪流域的西南隅，位處阿里山脈與玉山山脈交界處，最低點約 750 公尺，最高點為鹿林前山 2862 公尺，屬於源流型的集水區，地形起伏甚大。它的流域面積約 92 平方公里，主流長約 17 公里，主流坡降 8.5%，為一河流等級 4 級的山地型河川（張瑞津，1997）（圖 1-1）。本流域內包含 14 個低等級河的子集水區，分別是左岸的一號溪、二號溪、三號溪、四號溪、松山溪、六號溪、七號溪（學界另有愛玉仔溪的說法（林基源等，2009、何幸娟等，2010））、郝馬戛班溪（又稱霍薩溪）及右岸的出水溪、愛玉仔橋溪、頭坑溪及八號溪。其中，一級河及二級河各佔 42%，松山溪及郝馬戛班溪為三級河。流域坡度在 30-35 度之間，反應了山地型河川陡峭的環境特性。河長的部分多在 5 公里以下，流路短，對事件反應較為快速，易觀察變動情況（表 1-2）。大多數溪溝谷口有土石流扇發育，這些也是本區之聚落、房舍分布相對密集的地點。

在地質上，本區位於西部麓山帶的東側邊界，出露的地層主要是新第三紀中新世的岩層（圖 1-6）。南港層（和社層）分布在和社至神木沿線野溪及郝馬戛班溪及出水溪的下游，主要由暗灰色至暗黑色緻密頁岩或厚層粉砂岩構成。頁岩多成球狀風化，較大岩塊易崩解成小岩塊，粉砂岩則抗蝕性較強，會出現瀑布或陡壁的現象（謝有忠，1999）。南莊層則為淺灰色細粒厚層砂岩為主，略成馬蹄形，多分布在研究區的中上游段，厚層砂岩常風化成大岩塊，本區河道中多巨石，大部分都由南莊層風化而成。關刀山砂岩段由細粒至中粒的淡青色砂岩組成，夾少許深灰色頁岩，由於砂岩多呈厚層塊狀，在地形上常見陡壁，分布在松山溪上游地區。區內有多條構造線，通過和社溪的斷層由北向南有神木斷層、十八折坑斷層及兒玉斷層。前兩者切過關刀山砂岩段、南莊層及南港層，兒玉斷層則切過南莊層及南港層並為兩地層的界線。和社背斜與同富山向斜被三個斷層截切。顯示本研究區地質構造多，岩體較為不穩定，由大部分溪流中下游的露頭可見大

量崩積層及河道豐富的土石堆積，都可顯示本區各子集水區地質的破碎狀況。

在氣候上，依據望鄉測站資料顯示，年平均雨量為 2509.4mm (1961-2002 年)，雨量集中 5-9 月份，佔了全年雨量的 76%，主要的大型降雨為春雨(5-6 月)及颱風雨(7-9 月)其中颱風雨的雨量及強度又超過春雨。冬季每月平均降雨量不及 50mm，為乾濕分明的流域。本研究利用經濟部水利署位於流域外下游側的望鄉測站 (1961 年設立)，用以統計本區的長期降雨趨勢；以及交通部氣象局位於流域內的神木村測站(1999 年設立)，可作為 2000 年後之雨量比較(表 1-3)。

表 1-2 子集水區流域特性表

河名	流域面積 (km ²)	河長 (km)	河流坡降 (°)	流域坡度(°)	河流等級
一號溪	1.65	1.64	16.9	31.5	1
二號溪	0.61	1.32	13.8	34.2	1
三號溪	3.14	3.88	11.7	37.5	1
四號溪	2.45	3.21	12.7	35.5	2
松山溪	15.89	6.36	9.0	36.0	3
六號溪	2.07	2.50	10.6	29.1	1
七號溪	4.08	3.37	9.5	37.0	2
郝馬嘎班溪 1	1.46	2.96	13.6	32.0	1
郝馬嘎班溪 2	10.48	5.05	8.6	32.53	2
郝馬嘎班溪 3	12.82	4.91	11.3	33.48	2
出水溪	8.57	5.08	11.3	34.8	2
愛玉橋溪	7.01	4.27	13.3	36.8	2
頭坑溪	4.42	3.74	14.2	33.0	2
八號溪	1.72	1.63	12.9	32.8	1

註：河流名稱依據經建版第一版二萬五千分之一地圖上所載

表 1-3 和社溪流域內的雨量站列表

測站編號	站名	海拔高度	設站年代	測站性質	所屬單位
01H390	望鄉	2200m	1961/8/1	自動雨量站	經濟部水利署
C0H9A0	神木村	1595m	1999/2/1	自動氣象站	中央氣象局
C1I070	和社	825m	1992/7/1	自動雨量站	中央氣象局
C1I340	新興橋	897m	2002/8/1	自動雨量站	中央氣象局

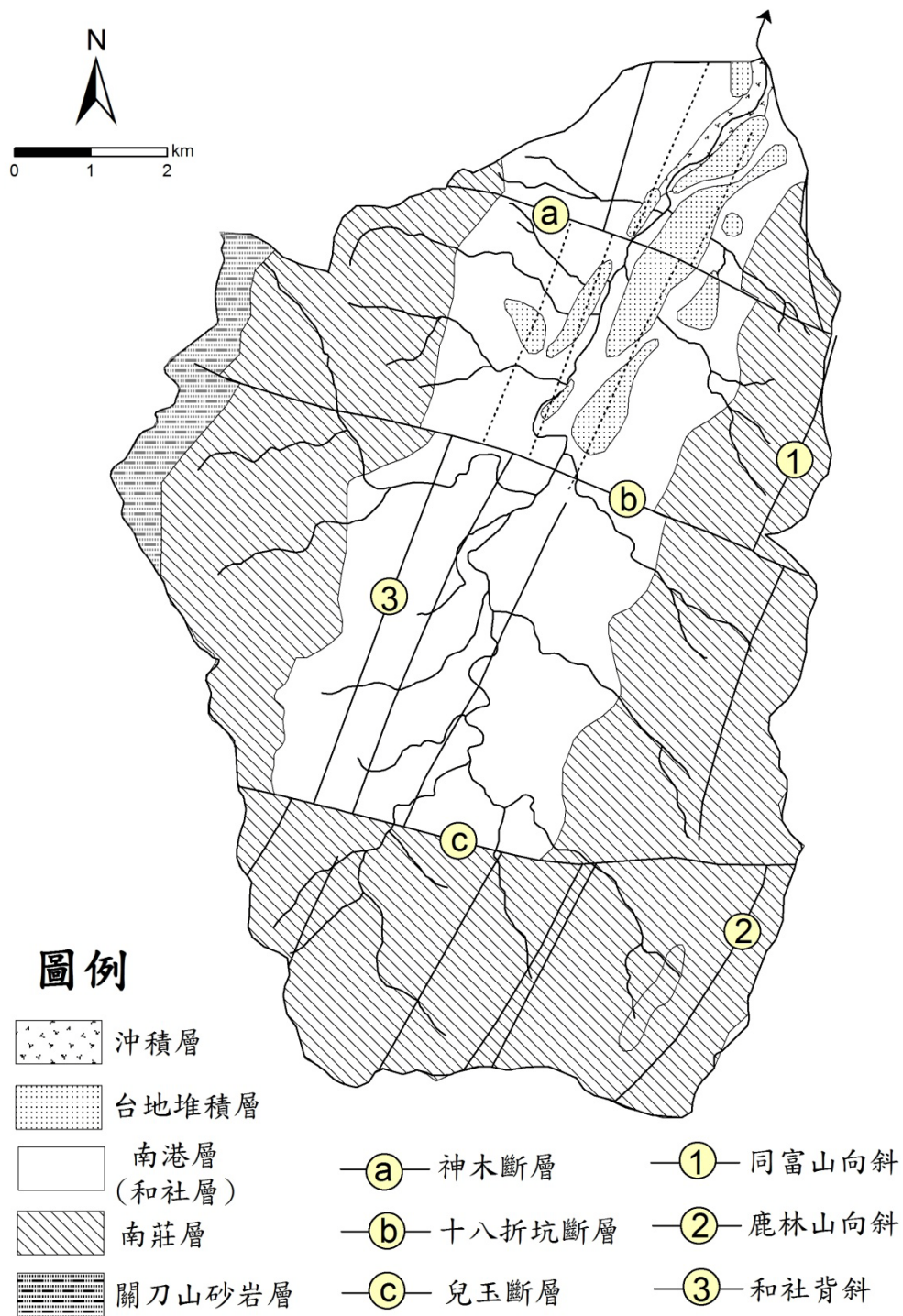


圖 1-7 研究區地質圖 (整理自中油地質圖—嘉義圖幅, 1986、謝有忠, 1999)

第二章 文獻回顧

本研究區域在幾次事件之後，河道沈積物輸入和輸出頻繁。為了了解河道形態如何透過侵蝕、埋積的過程達到平衡、河道形態的改變又會受到哪些流域內部因素和外部事件的影響？在這些外部事件的發生後，河道要如何回到平衡的狀態，或者，進入另一個地景循環的週期？流域反應事件的過程，又可以提供給河道整治什麼樣的想法呢？臺灣的土石流研究又有哪些面向？以下就這些概念進行國內外的文獻回顧。

一、河道反應與地景回復的概念陳述

(一)河道調整的定義

自然的河流可被視為能量與物質流入與流出的開放系統(Leopold and Langbein, 1962)。這種觀點強調河流行為的重要性，包括對加諸在系統身上的外在限制或控制(external constraints)，以及系統以調整內部幾何形態(internal geometry adjustments)作為對這些控制的反應。地形學者尤其對調整是否有趨向系統均衡(system equilibrium)有著濃厚的興趣。因有效外部事件(跨越界檻值，通常指降雨形成的洪水)的影響而有地形作用(geomorphic work)，使河道形態有所改變，河道將會在隨後的外部事件中進行調整，回復之前的河道狀態。至於地形作用的定義有兩種說法：1. 洪水所搬運的懸浮質的量(Wolman and Miller, 1960)；2. 地景的變動，又作地形有效性(geomorphic effectiveness)，或作回復時間(recovery or relaxation time)的長短(Wolman and Gerson, 1978)。台灣的山區河流遇大型外部事件地景變動快速，較適合第二種定義。所謂的有效的外部事件，根據 Kochel(1988)的定義，指再現頻率(recurrence interval)超過 50 年頻率的洪水。河道調整的主因為流量與沉積物負載(sediment load，尤其指底質)，同時須配合氣候、植被、土壤、地質、流域的自然特性(Knighton,

1998)。

(二)均衡的概念

如上所述，地景經過調整是否趨向均衡，是地形學家所關注的問題。對河道調整的短期研究(10-100 年)中，近期較為關注的焦點為河道橫剖面及河道形態回復均衡的動態調整過程。均衡的定義有許多分類：Knighton(1998)提出穩定均衡(stable equilibrium)及不穩定均衡(unstable equilibrium)，前者即為地形系統受到干擾後，會回到接近事件前的相對穩定的狀況，干擾因子會被去除；後者則由系統一個形態的改變會引發其他形態的改變，使系統處於不穩定的狀態。Renwick(1992)將均衡分三類：均衡(equilibrium)、不均衡(disequilibrium)、非均衡(non-equilibrium)。

1. 均衡：非靜止狀態，但在調整過程中，回復時間短，很快回復穩定狀態。
2. 不均衡：河道持續向均衡狀態調整，但反應時間長，在下一次事件來臨前，可能沒有時間回到均衡。
3. 非均衡：沒有朝向均衡的趨向，因而無法判定其特徵。

Knighton(1998)則從河道反應(channel response)來看河道均衡的動態過程，提出 5 種狀態。其中 state1,2 通常在潮濕氣候的沖積河道中出現，對事件不反應或快速回復。state3 則是在半乾燥地區，因為水流能較不穩定，會延遲回復的時間。state4,5 則是單一或連續事件超越內部界檻值，無法回復，只好到另一個新的均衡狀態，其中 state5 通常 $TF > 1$ ，沒有足夠的時間回復之前的狀態。(TF = 平均回復時間 / 平均事件再現時間)

二、影響河道回復的控因

影響大洪水後的地形反應與河道回復有許多因素，包括影響河道與氾濫原外部(external)的流域因素(drainage basin factors)、河道自然特性內部控制的河道因素(river channel factors)，再加上洪水的時間序列(temporal ordering of floods) (Kochel,1988)，最後為沉積物的輸入。

(一) 流域因素

1. 氣候要素(climate)：山區及沿海發生的大規模、歷時短及高強度降雨，都有可能形成洪水，配合低強度但高頻率的降雨，可改變地景或協助河道回復。
2. 水文要素(hydrologic factors)：
 - a. 有效集水面積：流域面積越大，洪水的相對規模越小，因此對洪水的地形作用力控制有限，但若雨場遍佈全流域，會有相當驚人的作用力。流域面積較小的流域，由於逕流的路徑較短，在一次大的降雨中會出現 flash-flood，可能超越界檻值而有明顯的河道變動。
 - b. 洪峰流量與 FFMI(flash-flood magnitude index)：對河道調整的有效水流有許多學者討論。Baker(1977)認為在邊界抗力大(底岩)、高流量環境下，罕見的大洪水為有效的水流。Pickup and Warner(1976)則認為比較頻繁(但要大於滿岸水流)，約 3-5 次/年的水流才是有效的水流。Ashmore and Day(1988)、Nash(1994)and Batalla and Sala(1995)則認為有效的水流需視流域內不同河段流量及沉積物而有相當的變異。Carling(1988)認為當床質加粗時，搬運的界檻提高，大洪水相形重要。Kochel(1988)根據 Wolman and Miller(1960)及 Baker(1977)的研究，前者為潮濕地區要在大洪水(最大洪峰>平均)時，才有明顯地形改變，調整則在滿岸水流或小規模等常經歷的事件中發生；後者是提到半乾燥的地區只有大洪水才有可能改變形態，但長期處於連續洪水下，小規模的降雨也會有河道的調整，提出了峰流量 / 平均年流量的比值比洪水的峰流量來的有意義，並以 FFMI 來說明此一概念。【 $FFMI = X^2/N - 1$ (最大流量-平均流量)/ 記錄年份】

3. 流域形態(basin morphology)

- a. 流域形狀：圓形比長形流域易生 flash-flood。
- b. 崎嶇數(ruggedness number)加上流域規模加上一級河的水流頻度可用以解釋相似氣候及地勢，不同流量原因。
- c. 植被覆蓋：比例越高，逕流集中趨勢越低，沉積物產出也較少。
(Hooke, 2003)
- d. 土壤厚度：土壤越薄，易生 flashy flood，洪峰流量也會較高。

(二) 河道因素

1. 河道坡降及床質：主要受地質因素的影響，岩性較堅硬，河道坡降較高，搬運粗粒的能力越高，加上有粗顆粒的床質作為磨蝕的工具，地形會有比較明顯的變化。山區河流只要有陡的河床坡降、豐富的粗顆粒，不管氣候或植被狀況都可能會發生明顯的地形反應(Nolan and Marron, 1995)。
2. 河道幾何形態：洪水影響河道變動能力的因素有水深及流速(Kochel, 1988)。在底岩河道，水受限在河道中，水深、流速增加(以德州 1954 年洪水為例，河水深達 25 公尺，流速達每秒 12 公尺)，會產生巨大的渦流，對底岩、巨石堆積的下游側及不規則的河床、谷壁上作用，這樣的渦流可以搬運巨石，造成河道大規模的改變。在半乾燥區因後續的小洪水無法重新搬運作用後的河道，回復時間需要很久或無法回復(state4)。潮濕地區則在幾次大洪水後就會回復，達到之前的均衡。

(三) 洪水的時間序列

1. 過去：比較不同氣候、不同流域。Wolman and Gerson(1978)認為洪水的時間序列是不同氣候區不同回復速率的主要控因，潮濕地區在洪水中變化有限，容易恢復；乾燥地區則會有劇烈的變化，需要百年以上的時間才會恢復。

2. 近期：比較同一流域不同事件的河道反應及調整。Kochel(1980)提出德州的 Pecos 河，經歷 1954 及 1974 年大洪水，前者變化很大，後者只有一點侵淤，因為間隔只有 20 年，前者的事件未調整完，沒有新的物質進入河道，後者不會有明顯的變化。Newson(1980)則是討論 1973 及 1977 年的洪水，前者崩塌多，變化少，後者相反。1973 年很久沒洪水，邊坡風化程度高，崩塌很多，但 1977 年崩塌雖少，卻有 73 年物質可進行再作用，變化很大。Bevan(1981)則提出事件的序列對兩種系統有重要的影響。1. $TF > 1$ 的流域，2. 對降雨的反應強烈受內部界檻影響的系統。Calver and Anderson(2004)也提到 1952 年洪水所發生的明顯地形變化在維持 50 年後改變有限，就是因為 50 年來沒有與 1952 年同等規模的洪水發生。

(四) 沉積物由邊坡輸入至河道

1. 主要發生在山區型的河流，由於邊坡為流域沉積物的主要來源，因此與邊坡的關係非常密切，且受大顆粒(large particles)的影響深，巨石的堆積可能造成水流能的消散，而影響地形的變化程度。且邊坡與河道的耦合程度也會影響崩積物是否進入河道作用的重要因素(Schrott L. etc.,2003)。
2. 大型洪水也會造成邊坡的不穩定，產出大量崩塌物質輸入河道，使流量與沉積物負荷的比率(discharge-load ratio)會隨河段有很大的差異。該次洪水的效應將隨沉積物輸入量的增加而持續更久，後續洪水無法沖走崩塌物中較大的顆粒，而形成 state4 或 state3(如果有恢復)。Wohl(1992)舉出澳洲北部的例子，極端事件可以移動 5 公尺以上的巨石，後續洪水無法繼續移動這些巨石，使環境無法恢復，而到達 state4 的新狀態。
3. 即使是在大家普遍認同回復快速的潮濕地區，都會因為大量沉積物

的輸入而延遲其回復時間(Nolan and Marron, 1995)。Hassan 等人(2004)以加州西北海岸溪流為例，說明這些未立即輸出的沈積物儲存在河道中，沙或細礫在低水流就會移動，比表面中徑還大的顆粒在高流量時也不一定移動，推遲了回復的時間。

4. 大流域的山崩來源比較多，接收許多一級河川的沈積物質，土石流發生的間隔比較短。相對的，小流域要累積一段時間才發生土石流，重現期比較長(May and Gresswell, 2004)。

三、山區河道回復的河床指標地形及其應用

河道在高頻率、低規模的一般水流調整時，會有選擇性的搬運，一般水流可以搬運粒徑較小的顆粒，造成床質加粗(bedload coarsening)或甲冑化(armouring)的現象，增加河床搬運的界檻值，河道暫趨穩定，要在下次大洪水才會被搬運，反應河道在短期是平衡的。若形成 pavement(半永久的堆積，覆瓦緊密)，需大於 100 年再現頻率的洪水才能搬運，反應的是河道在此期間是不平衡的(Richards and Clifford, 1991)。在底岩河道中，河床及谷壁的底岩出露(bedrock exposure)比例增高都說明了上次大洪水存在河道中的記憶被消除，達到穩定均衡的狀態(Kasai et. al, 2004)。梯狀潭(step-pool)的出現也代表了河道相對穩定的狀況。梯狀潭的形成多是主體巨石因坡度或河寬而停滯在河中(debris obstacle)，小巨石或粗礫填充其間或在後面覆瓦排列，為陡峭山區河流的代表(Korup, 2005)。梯狀潭只會在極端事件(再現期>50 年)、沉積物供應減少、寬深比降低時才會移動。就因其穩定的特色，梯狀潭為一個有效的均衡地形指標(Knighton, 1998)，但若深潭填滿大量細粒物質，會削弱其消散能量的角色，反而會加速侵蝕、流速增加，進而成為不穩定的地形代表(Richards and Clifford, 1991)。

台灣的山區河道有沉積物負荷多，河道坡降陡峭，流能集中的特色，因此每遇到高強度降雨時，河道都會有高濃度的挾沙水流或土石流的發生，

尤以後者造成的地形變動最大。雖然伴隨大量沈積物的產出，但因颱風季節的高強度降雨及春雨期間高頻低規模的降雨，使河道的回復時間較短，回復行為也較容易觀察。河道調整的過程會有如上述相應的河道地形出現，如果在工程應用前先做好河流基礎調查，利用簡單的航照判讀及指標地形的確認加以挑選適合的解決方法，應可讓工程應用達到最大的效益。Thorne 等人(1996)提及將地形分類為 3 類，1. 不穩定(unstable)，表示有連續的侵淤，河寬的調整、平面形態的改變，容易造成災害。2. 動態穩定(dynamic stable)，河道形態會隨各種變數的變化而誘發動態的營力—反應機制。3. 穩靜穩定(Moribund stable)，在過去高能量期形成，經過時間削夷，成為低坡降、能量的環境，有抗蝕的河床及河岸。其中動態平衡的變化通常超過工程的時間尺度，常在施作時，誘發系統的回應不穩定；穩靜穩定不會劇烈反應人類的干擾行為，但若施作大量工程，地景將永遠不會回復。若在工程施作前，先有完善的地形考察(橫剖面的測量等)，透過河道形態的觀察、測量並推論其作用營力，進而分辨河道的穩定狀態(stability status)，可以增加工程的效益，維持地景的穩定性。Page 等人(1998)對澳洲 Tarcutta 溪所做的調查，將河道分為侵蝕段及堆積段，發現不同的工程方法對不同性質河段會有相當不一樣的效果，其中蓄意的河道調整，如對沼澤進行排水、移除大量有機碎屑，反而引起河道急遽下切、洪峰流量急遽增加等影響下游工程穩定性的反效果。

四、以河道剖面測量論河道恢復行為

(一) Kasai, Marutani and Brierley(2004)以 Oyabu 河上游源頭區約 3 公里(上游公里為 B 河段，其下游 2 公里為 O 河段)範圍在 1993 年颱風後大量堆積後的河床調整為主題進行研究，並比較之前在 1954，1971 年發生的颱風影響。

1. 方法：

(1) 比較歷次**橫剖面**的體積變化 $V_k = \{A_k + A_{k+1} + (A_k A_{k+1})^{0.5}\} L_k / 3$

($A_k A_{k+1}$ 為橫剖面積， L_k 為兩剖面間的距離)

(2) 河床形態：

(i) 縱剖面：取每點與回歸線的殘差之標準差相加，得**粗糙度**

(ii) **底岩出露百分比**：表示已到侵蝕的極限

(3) 河床形態改變敏感性 = $(V^+ - V^-) / (L_w \sum_{(t=1-n)} F_t)$ (分母代表水流能，分子為累加沈積物變化值)

2. 結果與討論：

(1) 物質的直徑大小與數量會影響沈積物搬運的門檻(河床粗糙程度、甲胃化、巨石阻擋的力量)，因此對降雨的反應會有空間上的變異。

(2) 大量堆積時，粗糙度降低，系統變的敏感，在低規模、高頻率事件下有效作用。當中強規模事件發生，大量搬運儲存物質，敏感度下降，水流選擇性搬運，床質加粗、灘潭或梯狀潭系統發育，底岩逐漸出露。系統趨於穩定，之後的搬運需大事件才會作用。

(3) 河段連結：集水面積較小，搬運力較低，需要流能大的事件才會回復(大颱風或長期降雨)。流能大而大量搬運的河段，發育灘潭系統及底岩出露。但在大事件作用下搬運，會進入「供應限制(supply-limited)」，之後不管事件規模多大，輸沙量都會降低。

(4) 由 1954，1971，1993 的大規模堆積推測，河道劇烈變化有 20 年的循環(才有足夠的風化物質)，大規模加積後需 7 年的回復時間。但若有大規模伐木等活動，時間會被重設，系統原有的地形記憶會消失。

(二)加州 Eel 河及其支流對 1955，1964 及 1997 事件的反應與回復

Sloan 等人(2001)藉由對上述溪流在三次事件中河道寬度、侵淤狀況的改變及其回復的情形，欲獲得控制河道恢復的因素，並加以估計現今以流量為主的真正的影響程度。以下就基本資料及結果加以簡述：

1. 方法：

- (1) 航照等歷史資料(3-7 年一次)：繪出河寬與河道位置
- (2) 橫剖面：說明河道、河階與河岸的關係
- (3) 河階表面：縱剖面
- (4) 樹輪：推洪水後重新植被的時間
- (5) 粒徑分布
- (6) 流量資料

2. 結果與討論：

- (1) 已知氣候狀態下，源頭區高坡降、粗粒物質的特性會有地景明顯的改變。
- (2) 主支流地形效應展現在不同的部分。主流為河道加寬。另提及階地受侵蝕程度不同，而侵蝕能力與水深及坡度的乘積成正比，因此比高較低侵蝕較明顯。
- (3) 主流的回復就河寬而言需數十年，因降雨與逕流都有很高的季節性差異，回復的營力不是連續的。加上洪水堆積物的粗粒易透水特性，使植物不易在乾季時生長，影響了河道的回復。
- (4) 支流洪水期的演育：支流為河道形態及位置的變化(近源頭與崩塌地點，顆粒較粗)，河口有大量且快速的堆積與下切。在暴雨時期，大量物質由邊坡進入支流，當主流水位上升超過支流水位，堵塞支流造成支流口堆積，主流水回淤造成憩水(slackwater)堆積。當主流水位下降至新堆積物質之下，支流隨即下切，形成兩岸不對稱的

階地。

(5) 支流的回復：谷床地形主要還是罕見、大規模的洪水事件產物。植物需要穩定的河床面才能生長，因此由樹輪可以判定河道在後續洪水持續調整作用的時間，但支流一直未達均衡，而以下切與遷急點等形態表現，1997 年更重新引起河道調整作用。因為三次洪水之間距離太近，沒有足夠時間回復；中度洪水無法搬運粗粒，因此會維持到下次大事件來臨。

(6) 水後的回復速率慢是因為大量堆積物的輸入，細粒可在小規模高頻率的水流中搬運，但崩塌的粗粒則需要大至中度的洪水才能搬運。因此，地景回復的速率與「流量」的關係不明顯，反而與「邊坡破壞的規模與頻率」較有關係。

(三)於瑞士阿爾卑斯山區從事崩塌與河道的十年尺度監控。

Schuerch, P., Densmore, A.L., McArdell, B.W., and Molnar, P.(2006) 監控瑞士中部阿爾卑斯山上的崩塌長達 11 個月，並作了一次河道的縱剖面測量。

1. 方法：

- (1) 在崩塌上裝上數個感應器，追蹤邊坡物質移動的速率與方向。
- (2) 利用河床投影高度，以公式估算崩塌物質的體積。
- (3) 比較 1993、2004 年兩次河道縱剖面，但兩次河道剖面的測量方法不同。

2. 結果：

- (1) 以十年尺度而言，河道是呈現堆積的狀態。
- (2) 河道沈積物的搬運是在夏天高水流時期搬運，但研究期間水量較少，搬運能力較差，崩塌物質多堆積在河床上。十年內加積約 1500m^3 。其中兩區加積最明顯的位置，與崩塌的位置一致。

(3) 舊崩塌的再度復發，可能與坡腳的崩積層被移除有關。

五、系統歷史的相關研究

1. 過去的環境干擾會影響河道型態，因而影響對未來干擾的反應。也會受地質、氣候與極端事件的影響，使得預測河道反應以及解釋現有河道變遷複雜且困難。因此，河道的反應受子集水區的歷史影響變的複雜且獨特。(Buffinton,2012)
2. 地景的多樣性會因集水區曾經歷的歷史(當代的环境控制)而有其獨特性。在任何河段的變化都可能進一步影響整個地景。(Philips,2007)
3. 歷次事件下，因為流域的自然環境、流域內部特徵不同，因而有不同的反應，造就每一條河的獨特性，個別差異。此外，每一次事件後，改變過後的環境，會成為下一次事件的初始環境，而初始環境的改變，會影響流域在下一次事件中的反應(Brierley and Fryirs,2005)。

六、臺灣的土石流研究

崩塌與土石流的議題在 1996 年賀伯颱風發生後廣泛受到重視，國內各種研究學門投入相關研究，研究成果大致可分為以下 6 類：

1. 土石流發生機制

應用水槽試驗及數值模擬方式探討土石流發生的機制，發現河流沖刷邊坡所產生的崩塌物質在河床坡度及河水達到臨界水深的影響下開始運動(陳俞旭，2008；薛祖淇，2001；彭成邦，2003)。討論不同的地形因子與臨界雨量的關係，進而建立個案地區發生土石流的降雨指標(范正成等，2001；許斐芳，2006)，更明確指出在集集地震後臨界降雨量明顯降低(范正成等，2001；周憲德等，2002；鄭胥智，2002)。探討降雨強度與雨水入滲造成土體孔隙水壓激增，進而破壞土體穩定性所造

成的土石流動為土木學門著重的重點(林美聆、王幼行,1999;洪鳳儀、林美聆,2000;曾泓儒,2001;莊鴻榜,2002;張守陽等,2005)。透過航照比對及現場材料分析強調地質條件與降雨強度對土石流發生的影響(陳宏宇等,1999;紀怡光,2001)。

2. 崩塌及土石流發生的控因

此類研究多為個案研究,就已發生的崩塌或土石流討論發生的空間特性,再以統計方法檢視各項因子的重要性。重要的因子包括集水區的地層與構造、規模、坡度、坡向、起伏比及粗糙度、集水區內崩塌地面積、植生狀態,降雨強度及延時,形狀係數,沖積扇的有無、土地利用等等(林銘郎等,1996;林銘郎,2003;林昭遠等,2000;林佑勳,2000;劉雲漢,2000;鄒恬慈,2001;蔡添成,2001;何明憲,2003;柯明淳,2003;林俊全等,2003;郭芳吟,2003;陳崇華,2004;陳文福等,2005)。

3. 崩塌、土石流危險度劃分

此類研究多以因素分析、判別分析等統計方法來判定上述崩塌或土石流的控因的權重,對集水區進行分類,再將已發生的崩塌與土石流事件與判定的危險溪流進行比對(林美聆等,2000;廖偉民,2001;謝東良,2001;楊凱均、黃宏斌,2002;張維訓,2003)。亦有多篇論文透過模糊理論及類神經網路分析來處理各項控因,判斷危險溪流的危險等級,再加以驗證(陳明棠,2002;林信亨等,2002;林正道,2003;蕭震洋,2003;陳正文,2004;黃筱芳,2004)。也有利用謝正倫(1993、2000)發展指標進行不同地區危險溪流調查的研究(蘇明道等,1999;羅偉等,2001;張東炯等,2002);利用土石流發生機率進行分級(詹錢登等,1999;楊育瑄,2010)。

4. 利用降雨、水文的資料,進行土石流預警界檻值的劃定或雨場切割研究(陳振杰,1999;李毅宏,2003;曾奕超,2004、黃婷卉,2002)。

5. 崩塌或土石流的空間分布利用的研究工具主要為航照判讀、衛星影像判

釋與 GIS 套疊等技術(雷祖強等, 2001; 蔡光榮等, 2003; 廖鳳卿, 2003)。再採用類神經網路及統計分析方法加以分析解讀(陳樹群等, 2005)。有針對單一事件的調查報告及因應對策(曾建貴等, 2002; 賴建信等, 2001; 陳天健等, 2001; 姚嘉耀等, 2004), 也有利用多年資料比較多次事件地景變遷的研究(張子瑩等, 2004; 王景平等, 2005)。大多是對對單一一次颱風事件對地景造成的影響進行分析, 找出地形變化發生的主因; 比對多次事件的崩塌、土石流的空間分布, 找出該區自然環境對事件的反應模式, 或歸納出地景系統對降雨事件產生反應的界檻值。

第三章 歷年崩塌與土石流的特性與發生

本研究判讀 1993 年、1996 年、1999 年、2001 年及 2004 年的航照，數化各年度的崩塌分布(圖 3-2~3-7)，分析各年度的崩塌形態與其分布特色。此外，比較前後年度發生的崩塌，藉以瞭解歷年崩塌的變遷特性，在分析地震及大豪雨等事件對崩塌的影響。

第一節 崩塌的形態與特色

本節將判讀崩塌的成果加以歸納分析，就崩塌的個數、規模，以及崩塌發生的區位，包括邊坡位置以及地層的關係。

一、崩塌個數、規模

和社溪流域在 1993 至 2004 年間，崩塌地個數由賀伯颱風前的 132 個，在桃芝颱風後至最高峰 717 個，敏督利颱風後略降為 679 個；崩塌地面積由賀伯颱風前的 154.7 公頃，在集集地震/桃芝颱風後超過 500 公頃，敏督利颱風後明顯下降為 315.2 公頃 (表 3-1)。

崩塌頻度表示單位面積內崩塌的個數，可以了解流域內崩塌的破碎程度。五次事件中以敏督利颱風的崩塌頻度最高，每平方公里達 7.4 個崩塌，桃芝颱風的 7.2 個與敏督利颱風時的崩塌相近，集集地震則是 5.5 個(表 3-1)。崩塌密度則可以了解流域內崩塌的分布密集程度，可以看出崩塌的嚴重程度。五次事件中，集集地震與桃芝颱風的崩塌密度最高，分別是每平方公里有 5.5 公頃及 5.2 公頃的崩塌面積，其次為賀伯颱風，也有 4.8 公頃的崩塌密度，賀伯颱風前最低。

從研究期間的五次崩塌地資料歸納，本流域的崩塌地有 6 成以上不到 1 公頃(表 3-2、圖 3-1)，崩塌面積小，與臺灣其他地區崩塌規模趨勢一致 (簡碧梧,1995)，其中敏督利颱風的比例最高，近 9 成都是 1 公頃以下的崩塌，集集地震與桃芝颱風的崩塌也多在 1 公頃以下。面積大於 1 公頃的崩塌地，以賀伯颱風時比例最高，不論崩塌個數或崩塌面積都可達該次事件的一半(表 3-2)。

就崩塌地形狀而言，賀伯颱風時的崩塌很多是屬於塊狀的崩塌，相對的，集集地震後則增加了許多長條型的山崩溝，使得集集地震時的崩塌個數比賀伯颱風

時增加了 1.5 倍。但由於集集地震後新增的崩塌多在 1 公頃以下，即使個數大增，發生崩塌的範圍也比賀伯颱風時廣泛，面積僅增加 10%。

表 3-1 歷年崩塌統計表

		賀伯颱風前	賀伯颱風	集集地震	桃芝颱風	敏督利颱風
崩塌	個數	132	201	517	717	679
	頻度(個/km ²)	1.4	2.1	5.5	7.2	7.4
	面積(ha)	154.7	468.3	514.9	470.7	315.2
	密度(ha/km ²)	1.7	4.8	5.5	5.2	3.4

表 3-2 歷年崩塌面積分類表

崩塌面積(ha)	0-0.5		0.5-1		1-5		>5		總計
	個數	%	個數	%	個數	%	個數	%	
賀伯颱風前	79	59.85	21	15.91	27	20.45	5	3.79	132
賀伯颱風	56	27.86	42	20.90	79	39.30	24	11.94	201
集集地震	320	61.90	91	17.60	88	17.02	18	3.48	517
桃芝颱風	470	65.55	137	19.11	98	13.67	12	1.67	717
敏督利颱風	500	73.64	107	15.76	67	9.87	5	0.74	679

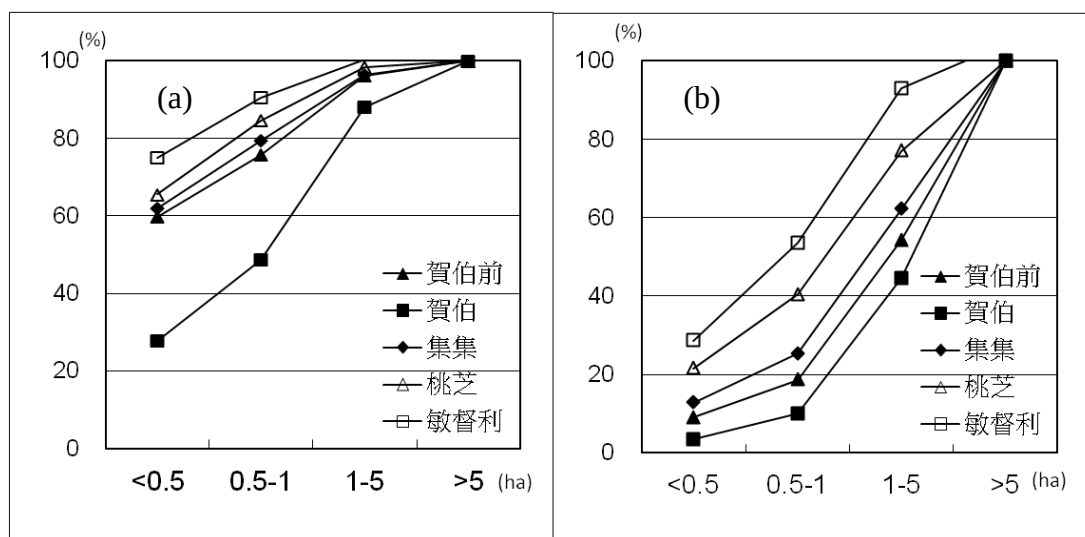


圖 3-1 各年度崩塌面積累積次數百分比統計圖((a)崩塌個數；(b)崩塌面積)

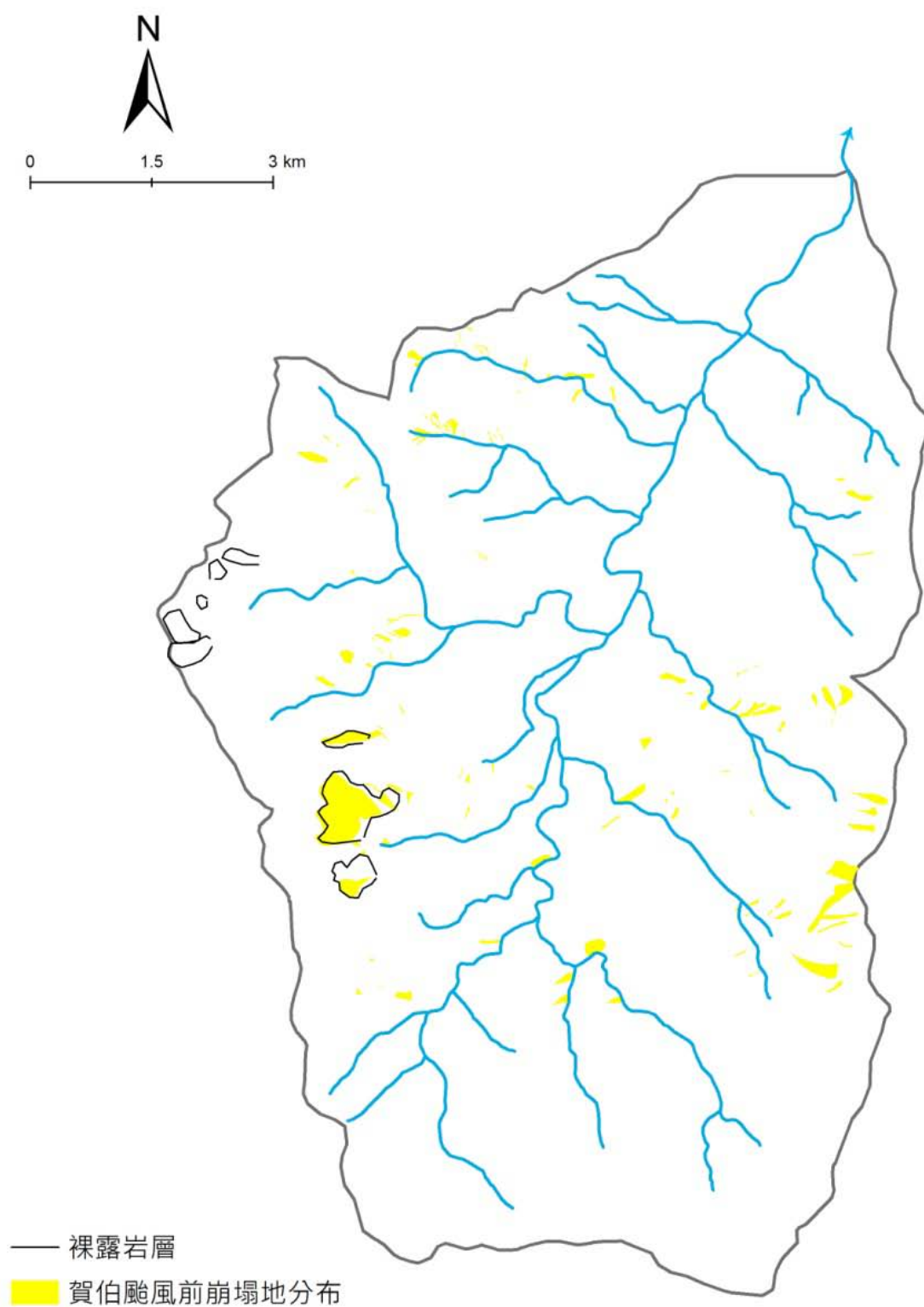


圖 3-2 賀伯颱風前和社溪崩塌分布圖(1993 年)

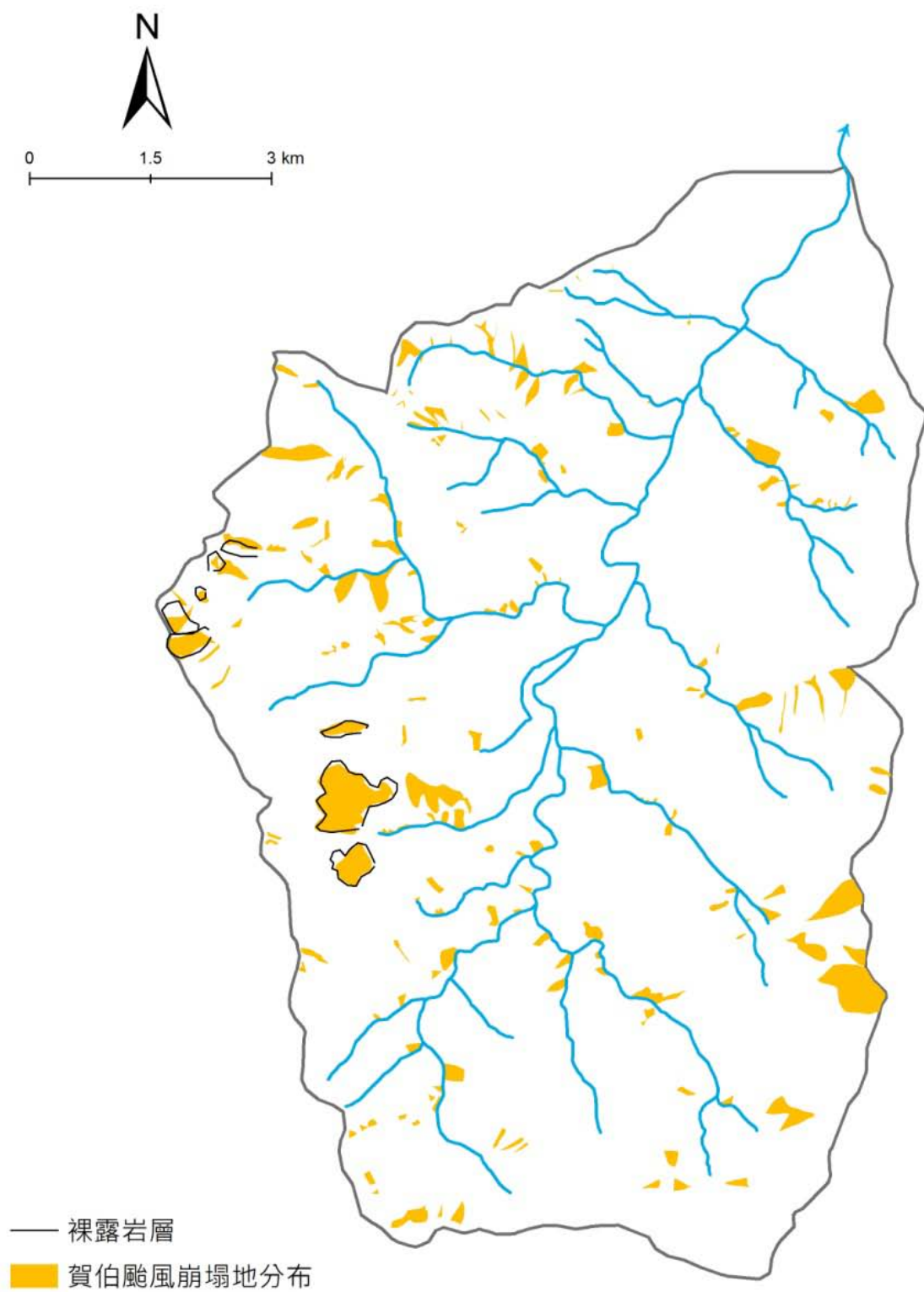


圖 3-3 賀伯颱風和社溪崩塌分布圖(1996 年)

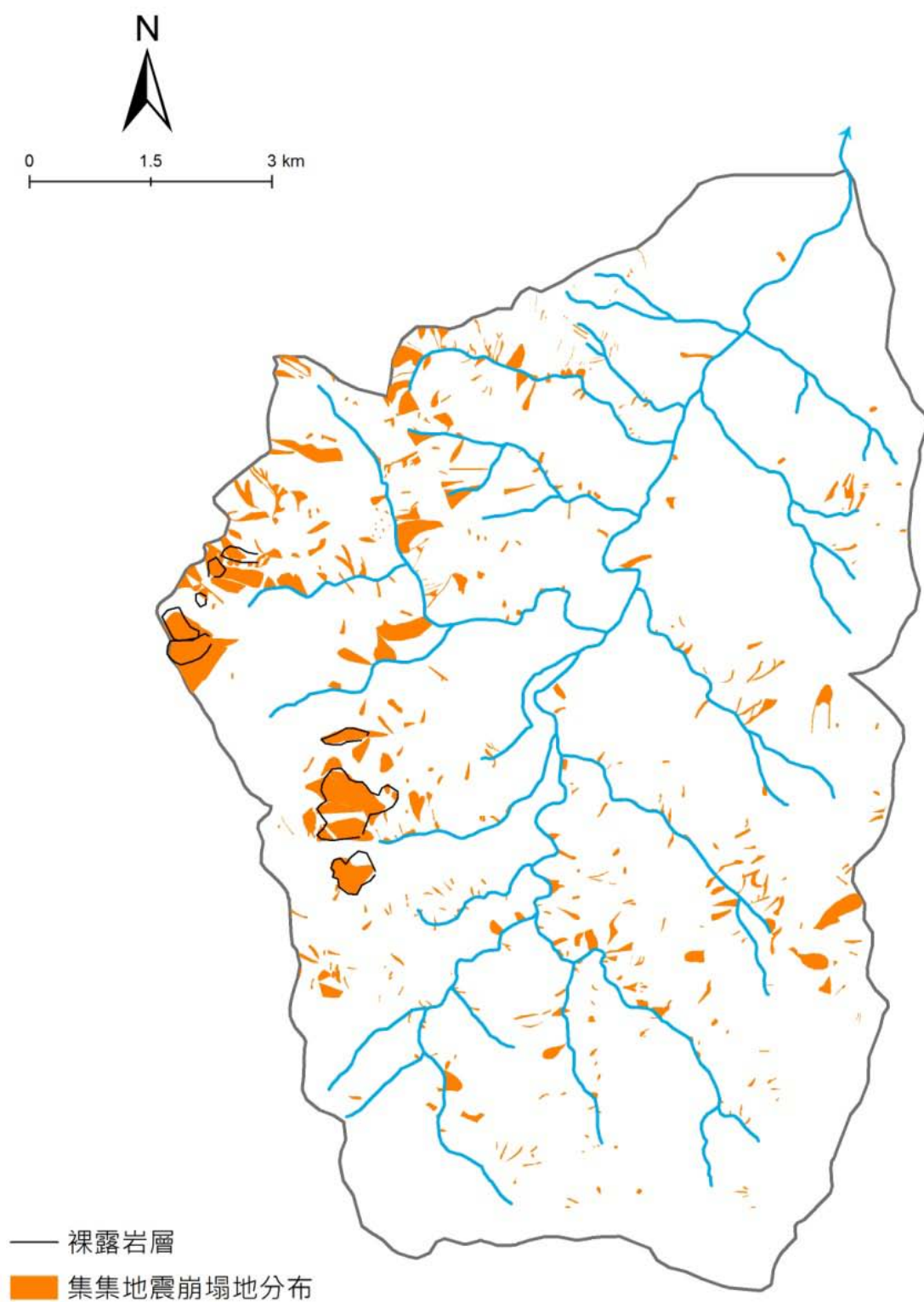


圖 3-4 集集地震和社溪崩塌分布圖(1999 年)

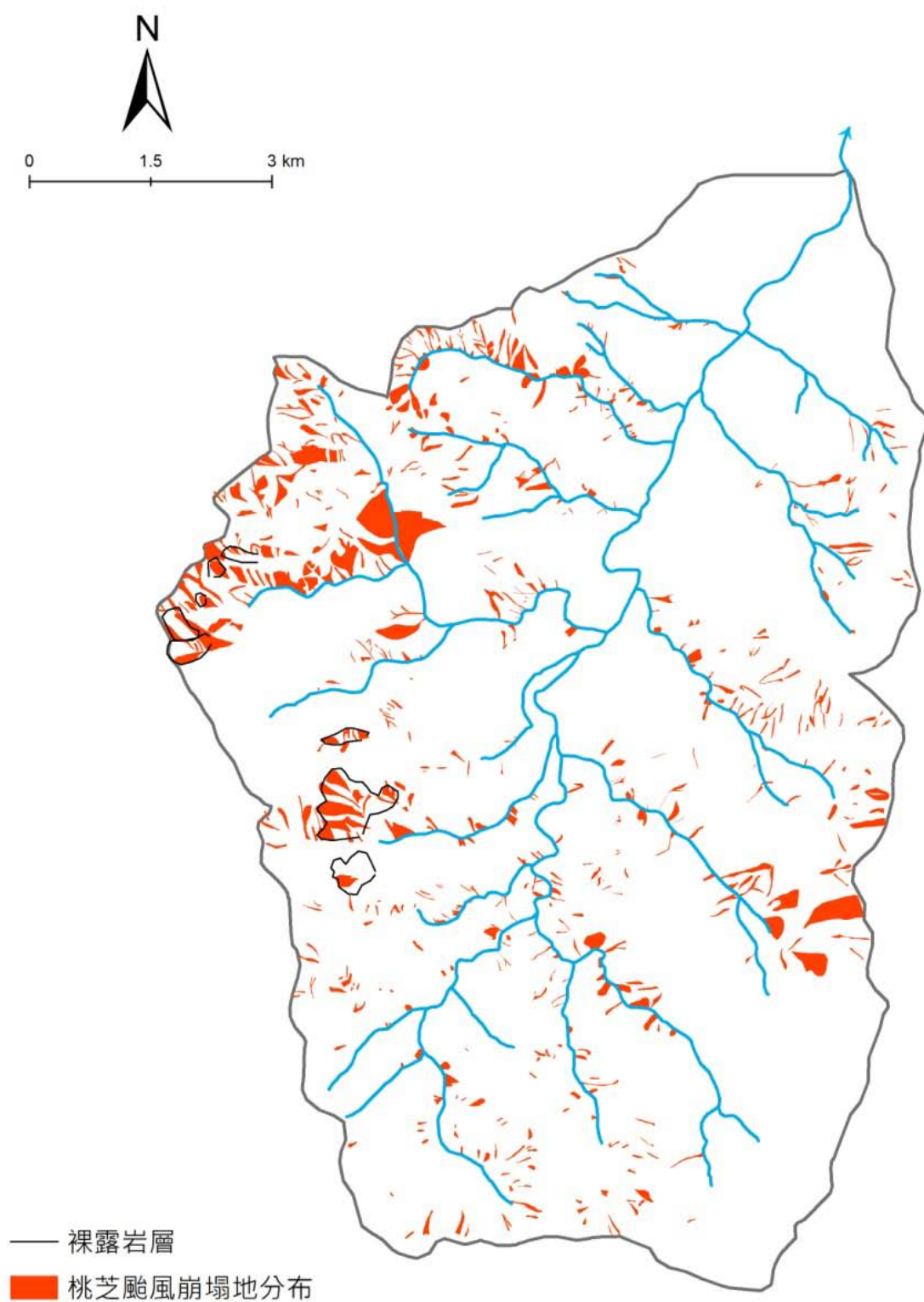


圖 3-5 桃芝颱風和社溪崩塌分布圖(2001 年)

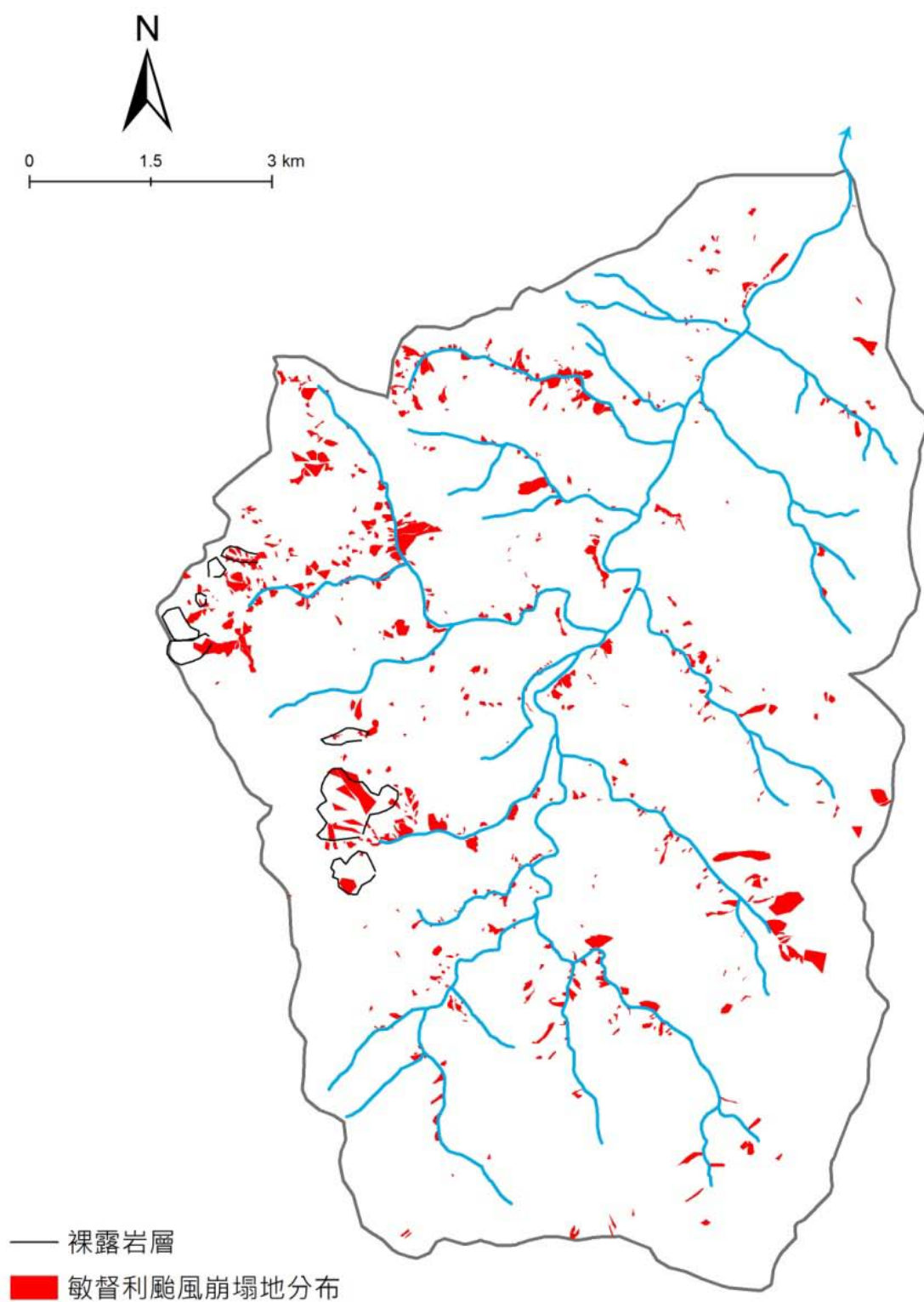


圖 3-6 敏督利颱風和社溪崩塌分布圖(2004 年)

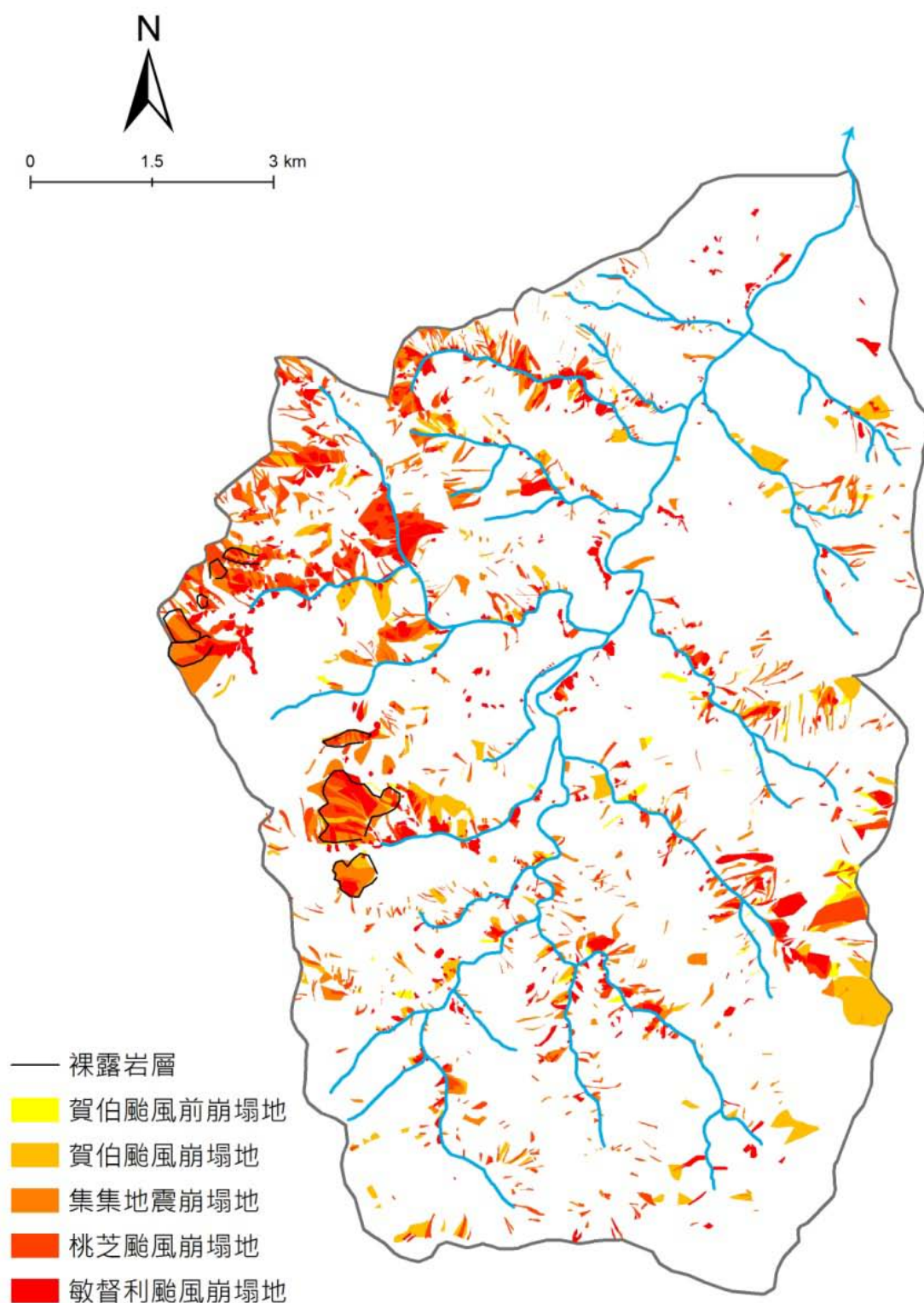


圖 3-7 和社溪流域五個時期的崩塌分布疊圖

(註：裸露岩層指流域內長期裸露的陡峭邊坡。本研究判釋時可透過亮度判釋邊坡作用與否。)

二、崩塌之邊坡位置

(一)崩塌的平均坡度

本研究先將五次事件崩塌與坡度圖疊合，計算每一個崩塌的平均坡度值(圖 3-8)。平均坡度值是一般研究普遍使用的指標，可與其他崩塌研究成果相比較。發現大多數的崩塌發生在 35—45° 之間，集集地震和桃芝颱風的崩塌平均坡度(40-60°)明顯較賀伯颱風的崩塌(35~50°)高。表示集集地震後崩塌的坡度相較之前的賀伯颱風有增加的趨勢，桃芝颱風的崩塌中有 13.25%是集集地震的崩塌向上邊坡延伸，因此平均坡度也較賀伯颱風高；敏督利颱風的平均坡度則較桃芝颱風緩，但仍比賀伯颱風時高(圖 3-8)。賀伯颱風前的崩塌平均坡度 35° 以上的比例較高，是因為有幾個發生在陡坡的老崩塌，若除去這些老崩塌，其餘的崩塌大都集中在 35° 以下。

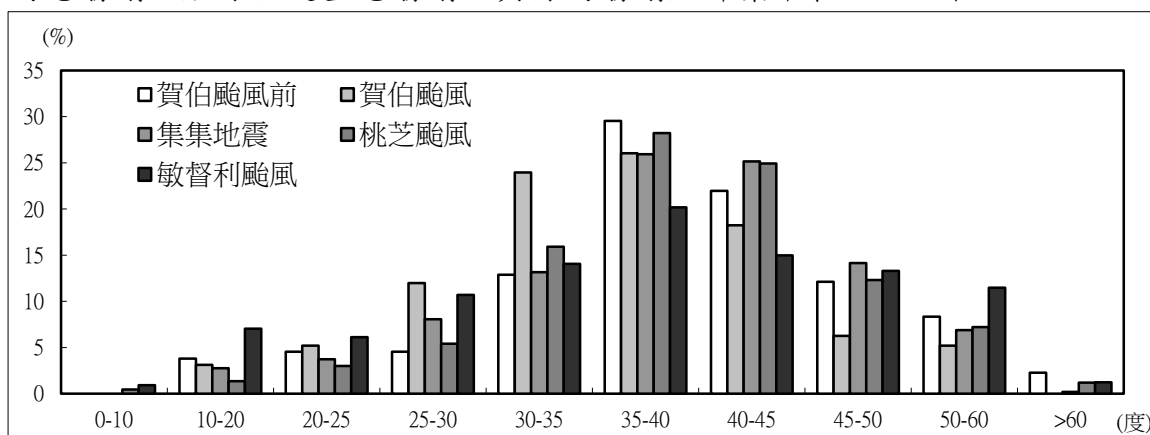


圖 3-8 歷年崩塌的平均坡度分布圖

(二)崩塌發生的邊坡位置

崩塌出現的邊坡位置 (圖 3-9)，在賀伯颱風前，崩塌個數在各邊坡位置的分布較為平均，約各佔 30 - 40%。位於上邊坡之崩塌在桃芝颱風後接近 6 成；位在下邊坡之崩塌地的比例在集集地震和桃芝颱風後低至 2 成，敏督利颱風後上升至 3 成以上(雖然崩塌地仍以上邊坡的比例最高)。仔細比較事件之間的崩塌邊坡位置的差異，可以發現賀伯颱風在上、中、下邊坡都是崩塌面積變動最大的事件；崩塌個數增加以集集地震增加比例最明顯，以中上邊坡為主(表 3-3)，顯示出地震所誘發的崩塌區位特色(Chang et al., 2007)。

桃芝颱風上邊坡的崩塌面積雖然較集集地震少，但崩塌個數的變化仍達到 62%(表 3-3)，顯示桃芝颱風在上邊坡增加許多小規模的山崩溝。桃芝颱風的崩塌區位比較接近地震形態，雖是降雨造成的崩塌，卻因地震生大量的裂隙，導致崩塌，受集集地震影響明顯(Lin et al.,2003)。

賀伯颱風與桃芝颱風發生時，位於中邊坡的崩塌個數雖較少，面積卻增大(圖 3-9)，可能與山腰地區孔隙水壓較大，邊坡在水的弱化之下，易發生崩塌(徐美玲，1995)。敏督利颱風時，中、上邊坡的崩塌面積相較於桃芝颱風都呈現負成長，僅位於下邊坡的崩塌面積增加，與其屬於長延時，高強度的降雨事件較相關(陳樹群等，2012)。

表 3-3 崩塌在各邊坡位置個數變化表(上排：個數和面積的變化值，下排：百分比變化值)

	賀伯颱風後～前		集集～賀伯		桃芝～集集		敏督利～桃芝	
	個數	面積(ha)	個數	面積(ha)	個數	面積(ha)	個數	面積(ha)
上邊坡	47	221.16	150	31.24	149	-29.31	-134	-168.58
	112%	204%	169%	9%	62%	-8%	-35%	-48%
中邊坡	-6	44.52	84	13.37	14	9.08	19	-23.47
	-13%	147%	200%	18%	11%	10%	18%	-20%
下邊坡	19	25.53	83	15.36	-6	-8.5	103	13.80
	45%	160%	136%	37%	-4%	-15%	78%	33%

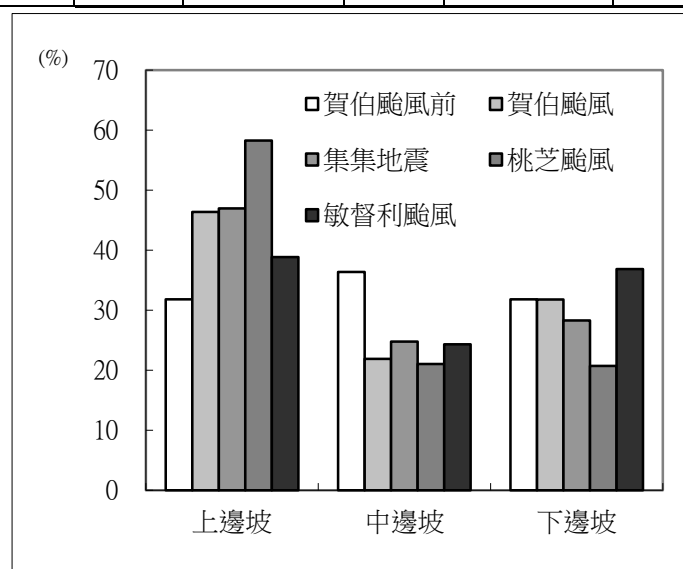


圖 3-9 崩塌之邊坡位置統計圖

三、崩塌與出露地層之間的關係

崩塌在各出露地層的分布狀況，也有時間上的變化。在賀伯颱風前，崩塌出現在南莊層及南港層，密度與頻度都比之後的事件低(表 3-4)。賀伯颱風之後，關刀山砂岩層的崩塌密度上升，集集地震為高峰，至敏督利颱風明顯下降。南莊層與關刀山砂岩層的崩塌密度與頻度在敏督利颱風後明顯下降，崩塌現象趨於緩和。南港層的崩塌密度自集集地震以來持續增加，以敏督利颱風時增加幅度較為明顯，且多為發生在下邊坡的河岸侵蝕。Lin et al.(2008)提到地震前到地震後和社層（南港層）崩塌密度逐漸低降，而南莊層的比例則為逐漸升高，與本研究的發現不盡相同。這可能與兩個研究區內出露地層之比例不同有關：就陳有蘭溪流域整體而言，南莊層分布面積較廣，南港層在和社聚落以下，僅出露於陳有蘭溪主流沿線，而在和社溪流域內其出露面積所佔比例，相對遠較其在陳有蘭溪流域之比例為高，因此造成兩地區崩塌密度趨勢不同。因此，本研究顯示的地層空間差異性，說明在潛勢分析中，不同地層的權重應隨研究區域中地層比例而有所不同。此外，該篇文章利用衛星影像判釋崩塌地，卻不包含本區為數眾多的山崩溝的側蝕及深層崩塌，與本研究的定義有所出入，因而造成崩塌母群體的根本差異，也是結果不同的主因。

表 3-4 各地層之崩塌頻度及密度表

	賀伯颱風前		賀伯颱風		集集地震		桃芝颱風		敏督利颱風	
	密度 (ha/km ²)	頻度 (個/ km ²)	密度 (ha/km ²)	頻度 (個/ km ²)	密度 (ha/km ²)	頻度 (個/ km ²)	密度 (ha/km ²)	頻度 (個/ km ²)	密度 (ha/km ²)	頻度 (個/ km ²)
沖積層	—*	—	—	—	—	—	—	—	—	—
台地層	—*	—	0.2	0.3	—	—	0.1	0.3	0.9	4.7
關刀山砂岩	0**	0	17.6	4.0	36.6	12.7	24.3	24.2	6.0	13.5
南莊層	2.3	1.8	5.2	1.9	6.1	5.8	6.0	7.1	3.0	5.7
南港層	1.0	1.1	3.8	2.4	2.9	5.1	3.0	7.0	3.6	9.0

註：* 判釋時受限照片拍攝角度與品質，未判釋出崩塌。** 雖有裸露岩壁，但未判釋崩塌發生。

第二節 崩塌的歷年變遷

本研究為了細分各次崩塌間的關係，將前後兩次事件的崩塌相比，將崩塌細分成三種類別：新增、重疊及復原。若兩次崩塌所發生的崩塌面積有 50% 以上的重疊，就視為重疊的崩塌，而該次崩塌可能是重疊後擴大或縮小，本研究暫不討論。1993 年至 2004 年間五次事件中，崩塌地的新增、重疊和復原的判釋結果，如表 3-5 所示。

表 3-5 崩塌個數及面積統計表

	賀伯颱風	集集地震	桃芝颱風	敏督利颱風
新增個數(比例(%))	157(78.1)	400 (77.4)	406(56.6)	370(54.5)
新增面積(比例(%))	229(49.0)	215(41.8)	147(31.1)	105(33.3)
重疊個數(比例(%))	44(21.9)	117(22.6)	311(43.4)	309(45.5)

一、新增崩塌

(一) 新增崩塌的個數與面積

兩兩事件比較後，集集地震與桃芝颱風的崩塌新增個數最多。賀伯颱風及集集地震所造成的新增崩塌個數占該事件崩塌超過 3/4，變動最大。其中，賀伯颱風因數個大面積崩塌發生，新增面積最高(圖 3-10、表 3-5)；但集集地震崩塌以小規模的山崩溝為主，因此新增面積比例約 4 成(表 3-5)。桃芝颱風與敏督利颱風的崩塌則有近 5-6 成屬於新增崩塌，崩塌仍以小規模為主，僅佔總崩塌面積 3 成左右。

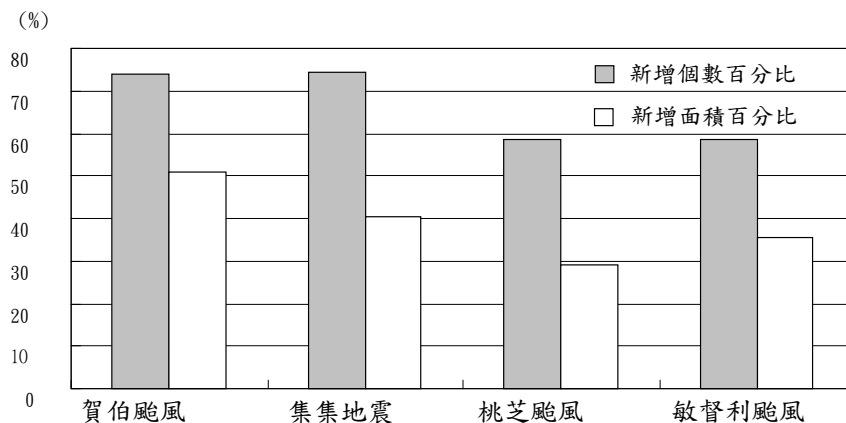


圖 3-10 新增崩塌個數及面積統計圖

(二)新增崩塌發生的邊坡位置

上邊坡新增的崩塌比例以集集地震與桃芝颱風最高(表 3-6)；下邊坡則以賀伯颱風與敏督利颱風為高。同樣是颱風事件，桃芝颱風上邊坡新增的崩塌比例 (55.6%)大於賀伯颱風 (40.9%)(表 3-6)，較符合 Chang et al. (2007)所言之大地震的效應，與颱風造成之崩塌多集中在中下邊坡的狀況不同。筆者進一步統計本研究區在桃芝颱風後的崩塌有 13.3%是集集地震時的舊有崩塌向上邊坡延伸的產物，更明確的顯示出此次事件受集集地震的影響程度。

表 3-6 新增崩塌的邊坡位置統計圖

	上邊坡	中邊坡	下邊坡
賀伯颱風前後(%)	40.9	22.7	36.4
集集賀伯(%)	48.2	23.6	31.0
桃芝－集集(%)	55.6	20.2	24.2
敏督利－桃芝(%)	33.6	25.8	40.7

二、重疊與復原的崩塌

面積 5 公頃以上的崩塌重複發生機率達 50%以上，1 到 5 公頃的崩塌也有 30% (圖 3-12)。桃芝、敏督利兩次颱風的崩塌重疊的個數較高，達 4 成以上(表 3-5)；且重疊的面積比例都在七成左右。若以歷次事件重疊的崩塌比例來反映舊崩塌的復發狀況，表示這兩次事件與集集地震的關係相對重要。

五次事件中，復原的崩塌之面積多小於 1 公頃(表 3-7)，小規模的崩塌在歷次事件都有 5 成以上的復原程度。這類崩塌從航照上觀察多屬於淺層崩塌，植物容易生長。此外，復原的崩塌也和坡度有關，以賀伯颱風等四個事件後的平均狀況而言，坡度越低的崩塌越容易復原 (圖 3-13~14)，30° 以下的崩塌有 6-7 成的機會在下一年度已被植被覆蓋，裸露面消失。這應該與坡度低，風化物質較豐富，植物容易著生，坡面逕流的流速相對較慢，沖蝕能量較弱有關。值得注意的是，雖然賀伯颱風

後的復原崩塌被植被覆蓋，但若是風化物質豐富的地區，即使集集地震沒有出現，有些崩塌會在桃芝颱風時再重新發生新的崩塌。在 50° 以上的陡坡地區，復原的崩塌其面積多不超過 1 公頃。

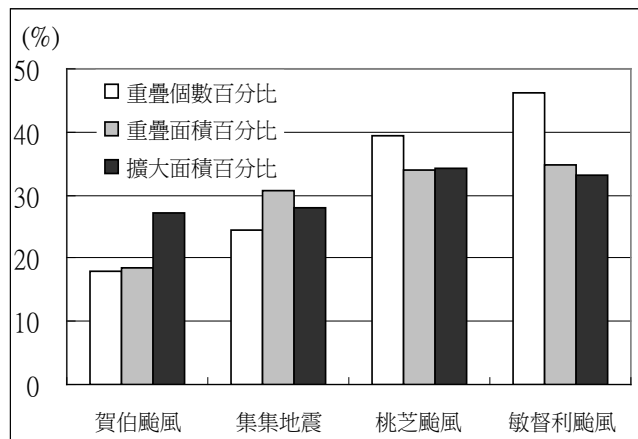


圖 3-11 重疊的崩塌個數及面積統計圖

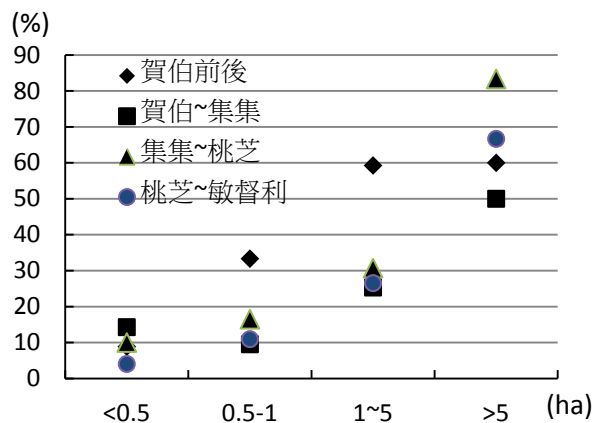


圖 3-12 崩塌規模與重複崩塌百分比關係圖

表 3-7 歷年復原的崩塌規模統計表

崩塌面積 (ha)	賀伯颱風前 (1993 年)		賀伯颱風 (1996 年)		集集地震 (1999 年)		桃芝颱風 (2001 年)	
	個數*	(%)	個數*	(%)	個數*	(%)	個數*	(%)
<0.5	61/79	77	33/56	59	213/320	67	324/470	69
0.5-1	10/21	48	30/42	71	36/91	40	74/137	54
1-5	9/27	33	31/79	39	16/88	18	31/98	32
>5	1/5	20	6/24	25	0/18	0	1/12	8
總數	81/132	61	100/201	50	265/517	51	429/717	60

(註：「*」後一事件發生時，前一事件已復原的崩塌個數與該年度該等級崩塌總個數關係的表示法)

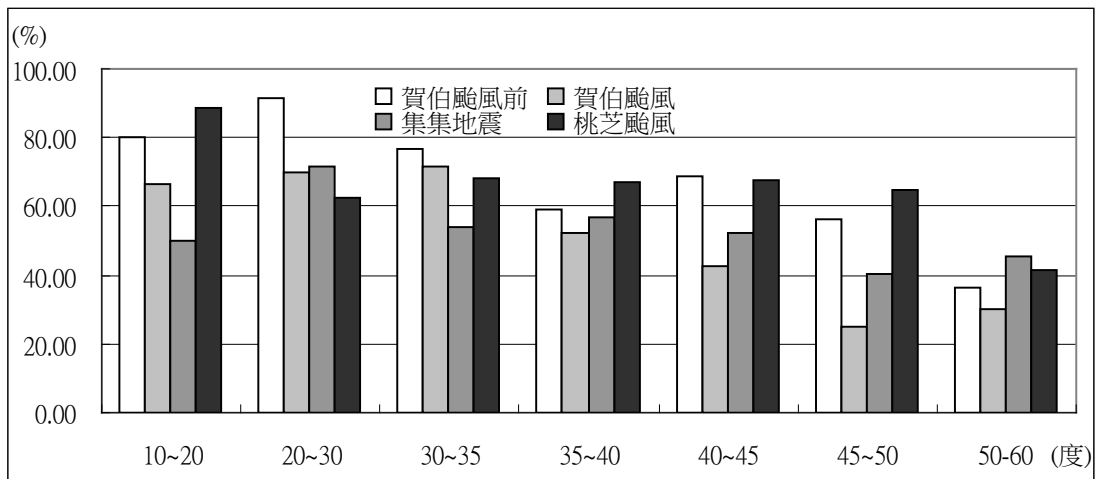


圖 3-13 復原崩塌之坡度分布與該年度坡度分布統計圖

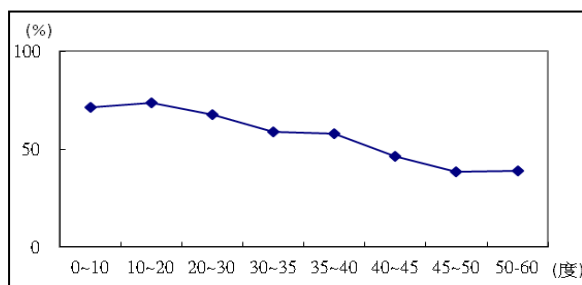


圖 3-14 歷次事件不同坡度之復原崩塌比例統計圖

第三節 土石流的特性與發生

根據和社溪流域內或鄰近測站的資料，研究區間三次颱風事件在累積雨量方面，以賀伯颱風最大，其次為敏督利颱風，在最大時雨量方面以賀伯颱風最大(圖 3-17)，其次為敏督利颱風。集集地震是數百年發生一次的大地震(陳文山等，2002) (表 3-8)，而緊接其後的桃芝颱風降雨強度特高(91.5 mm，圖 3-18)，正好將之前被地震鬆動的邊坡土石，極有效率的輸出至溪溝與下游，由航照中可看出陳有蘭溪主流的明顯堆高(圖 3-15)，賀伯颱風及桃芝颱風都誘發了 12 個子集水區的土石流，可以在子集水區下游出口處看到新生土石扇的堆積(圖 3-16)。之後的敏督利颱風降雨強度雖稍低(72.5 mm，圖 3-19)，但累積雨量卻更高(1416 mm)，崩塌雖以新增為主，但新增比例已較集集及賀伯颱風降低，重複發生相對較高，而且半數是縮小的狀況，可以看出敏督利颱風對邊坡崩塌的影響程度相對降低。其新增的崩塌多發生在中下游河道的兩側，屬於下邊坡河岸侵蝕的部分，也與桃芝颱風有部分區隔。此外，可能因為桃芝颱風已經做了很有效率的地形功，敏督利颱風在本研究區只誘發 4 個子集水區發生土石流(圖 3-16)。簡而言之，這十年間對本研究區崩塌影響最大的是賀伯颱風與集集地震兩事件，桃芝颱風延續並增強集集地震的效應，敏督利颱風雖然降雨強度與前兩次颱風相當，但其崩塌密度已降低。

表 3-8 歷次事件的規模一覽表

代表事件	賀伯颱風前	賀伯颱風後	集集地震後	桃芝颱風後	敏督利颱風後
事件日期	-	19960729 ~0801	19990921	20010728~ 31	20040629 ~0704
累積降雨量	-	940	-	634	1416
最大時雨量	-	67	-	91.5	72.5
地震規模	-	-	7.3	-	-

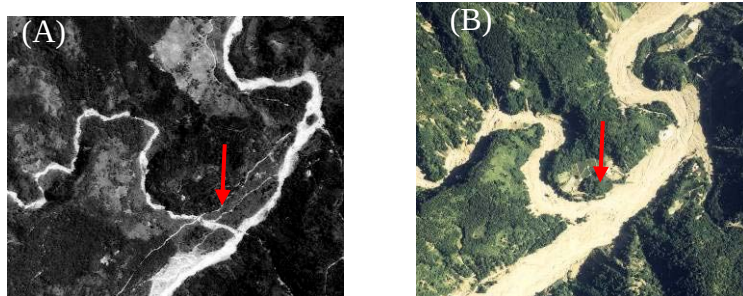


圖 3-15 主流埋積比較圖(A 為 1980 年航照，B 為 2001 年桃芝颱風後航照，箭頭處為主流河床淤埋)

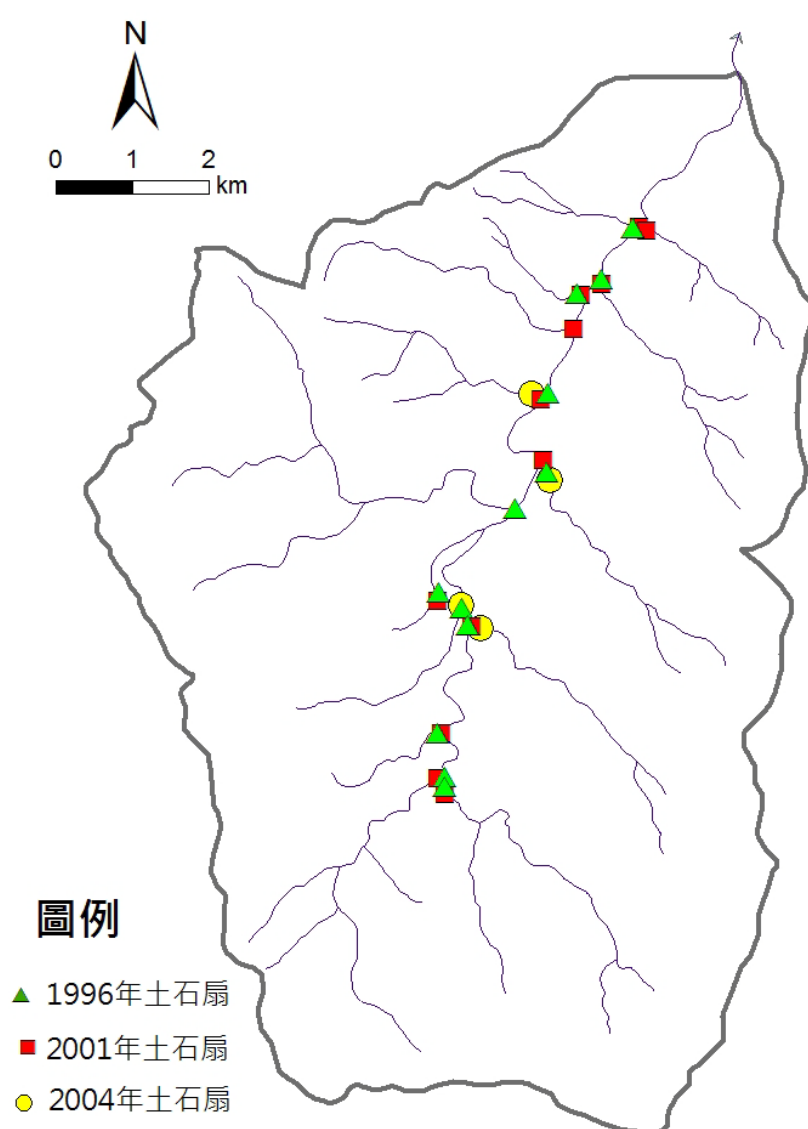


圖 3-16 三次颱風事件誘發土石流的子集水區分布圖

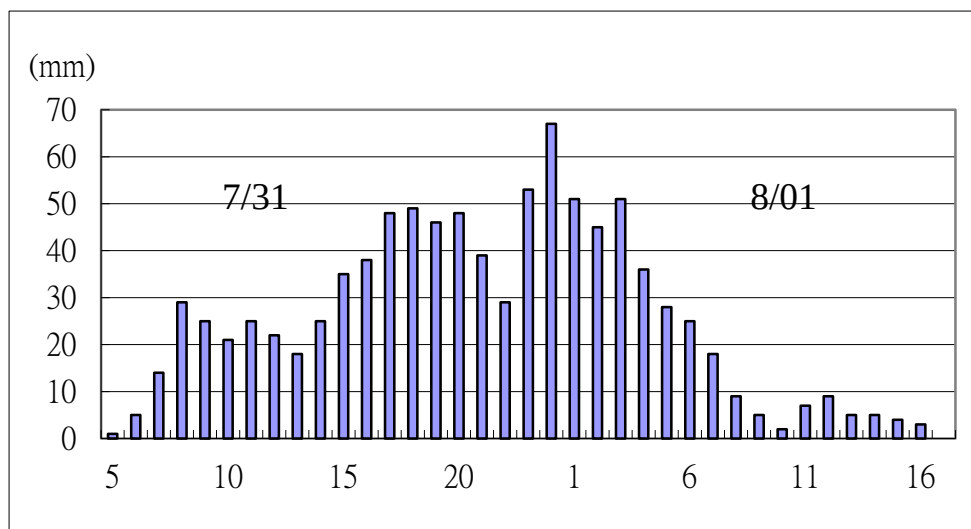


圖 3-17 賀伯颱風時雨量分布圖-望鄉測站

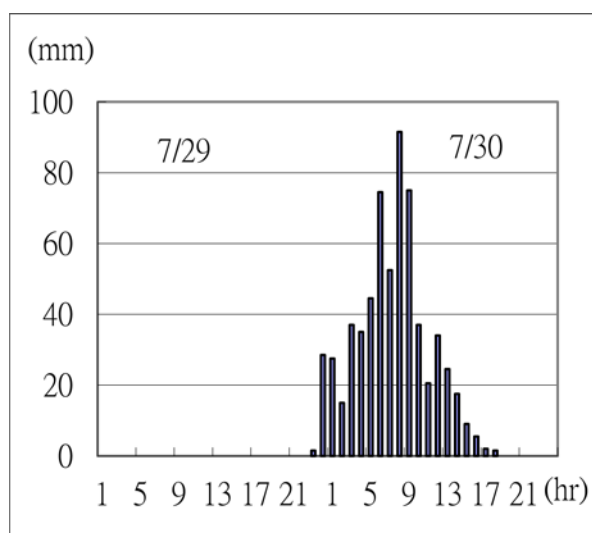


圖 3-18 桃芝颱風時雨量分布圖-神木測站

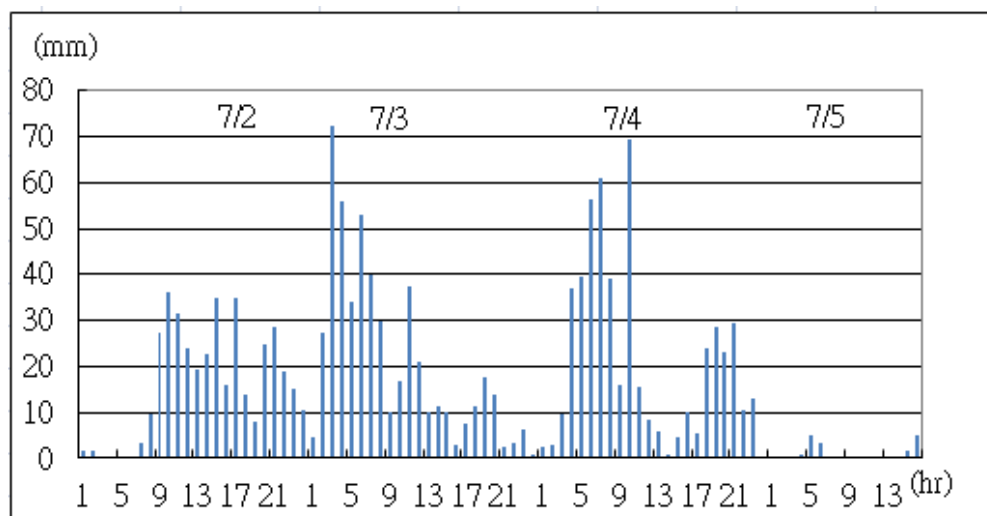


圖 3-19 敏督利颱風時雨量分布圖-神木測站

Chang et al. (2007)利用航照與 SPOT 和福衛二號的影像判釋集集地震與賀伯、桃芝、敏督利與 2005 年的海棠颱風，發現地震後的三次颱風造成的崩塌與地震發生區位重疊比例，由桃芝的 40.3%降至海棠颱風的 30.1%，暗示著和社溪邊坡雖仍受地震影響但效應已在遞減，邊坡物質的供應量相對減少。Chang and Slaymaker(2002)則比較 1963 年至 1996 年的和社溪崩塌，在伐林及築路與不良體質的自然環境下，崩塌直至 1993 年才明顯降低(表 3-9)。相較於該研究期間的 33 年，本研究期間卻在 10 年左右就有恢復趨勢，可能是因為連續大的「形成事件」(Brunsden,1990)將邊坡不穩定連續破壞，一次將土石釋出，而本區多低等級的河流，河道較窄，耦合性(coupling)較高，土石直接進入河道，再加上數次高強度降雨，土石流也將大量土石送至陳有蘭溪主流，由航照中主流的明顯堆高可為一證。亦表示在這十年間，連續事件完成了前五十年間需要多年累積的效用。

表 3-9 崩塌個數及面積統計(重整自 Chang and Slaymaker(2002))

	1963	1980	1993	1996
個數	104	276	175	248
面積(ha)	669	307	206	380

此外，本區各子集水區與和社溪的匯流口附近，發育一連串的河階與扇階以及現代的土石流扇。顯示本區沉積物眾多，且搬運頻繁的體質。因此，本區的邊坡雖在近 10 年頻繁發生的大事件下，已相對穩定，若有相當的事件，崩塌範圍可能不至於超出敏督利颱風的規模，但因河道土石量不明，仍須慎防土石流的發生。

第四節 小結

和社溪流域屬於中高海拔的源流型集水區，具有邊坡崩壞的高敏感體質。本研究判釋多期航照和現場查核，仔細檢視和社溪流域在 1993 年至 2004 年間歷經颱風和地震干擾下的崩塌、土石流等地形反應。結果顯示：

1. 從崩塌面積、數量與密度來看，近十年間，對本研究區崩塌之發生影響最大的是賀伯颱風與集集地震兩事件，桃芝颱風延續並增強集集地震的效應。敏督利颱風的降雨強度雖與前兩次颱風相當，但由其崩塌密度降低，及其上邊坡崩塌比例減少而下邊坡河岸侵蝕增加的現象來看，似乎顯示集集地震鬆動的邊坡物質，多已被帶往下邊坡或進入河道。由此推想，若近期再發生規模類似的颱風降雨事件，和社溪流域的邊坡崩塌程度應不至於超過敏督利颱風誘發的崩塌規模，但因河道堆積物質儲存量不明，土石流發生的可能性仍高。
2. 本流域發生的崩塌面積多小於 1 公頃，在研究期間內，大於 5 公頃的崩塌有 50%以上的機會復發。就各地層的反應而言，關刀山砂岩層在賀伯颱風至集集地震時崩塌密度明顯增加，南莊層則在敏督利颱風時明顯下降，南港層則些微上升，與敏督利的崩塌多發生在中下游區段有關。
3. 在這個具有崩塌高敏感體質的源流區，近十年間遭受數次颱風與地震事件干擾，各子集水區多發生土石流，但各事件誘發土石流的子集水區數量仍有差異。賀伯、桃芝颱風誘發 12 個子集水區的土石流，敏督利颱風則為 4 個。因此，除了大區域崩塌和土石流的判釋與解釋外，還需要以子集水區為單位詳細調查影響其發生崩塌或土石流的控因組合，藉以判斷個別子集水區後續的地形變動。

第四章 子集水區的邊坡特性與土地利用對崩塌的影響

由上一章的討論可知，和社溪整體雖然呈現容易崩塌的體質，但以崩塌密度而言，卻不是每一個子集水區最高的崩塌密度都發生在同一個年度；每個子集水區的土石流發生次數及事件也不盡相同。本研究判釋五個年度航照的土石流作用特徵，發現在賀伯颱風和集集地震/桃芝颱風兩組事件後，和社溪流域 14 條溪流谷口有 12 條溪流可判讀出新生的土石流堆積體，2004 年敏督利颱風後發生土石流的溪流則不到 1/3 (表 4-6)。為了更明確瞭解每一個子集水區是否有其個別影響崩塌發生的主控因，以及崩塌特性影響土石流發生的程度，檢討子集水區個別的崩塌空間差異有其必要性。

第一節 子集水區歷年崩塌變化的比較

比較各年度的崩塌密度，和社溪有 2/3 的子集水區土石流發生趨勢與崩塌規模的狀況一致。但若細究各子集水區對各組事件的反應，可謂「大同」之中仍有「小異」：一、出水溪、愛玉仔橋溪、四號溪在三次颱風事件後都有發生土石流；二、三號溪、八號溪、松山溪都只發生一次，但前二者在桃芝颱風時發生，松山溪則在賀伯颱風時發生；三、大多數的支流都是發生兩次土石流，分別在賀伯後及集集地震/桃芝颱風後。分述如下：

一、土石流發生三次的出水溪、愛玉仔橋溪及四號溪

出水溪在 1993 年在上游源流區以及下游區段都有大面積的崩塌及山崩溝。賀伯颱風之後，源頭區的大面積崩塌繼續在原地擴大，但小崩塌的發生位置相對分散，且以新增為主(圖 4-1)，其新增的崩塌個數比例是幾次事件當中較高的(表 4-1)。集集地震發生後，出水溪在中下游新增多個崩塌；源流區的崩塌仍在其上發展新的山崩溝，個數增加但面積縮小。桃芝颱風後，下游的崩塌發生位置多重複發生，且面積擴大(圖 4-1)。敏督利颱風發生時，上游的崩塌明顯減少，中游在集集地震開始的崩塌更加劇，下游新增多個小崩塌(圖 4-1)。整體而言，下游的崩塌面積偏小，新增和重疊比例

都高；中游從集集地震開始，崩塌明顯增加；上游重複發生機率高，但敏督利颱風後崩塌明顯減少。

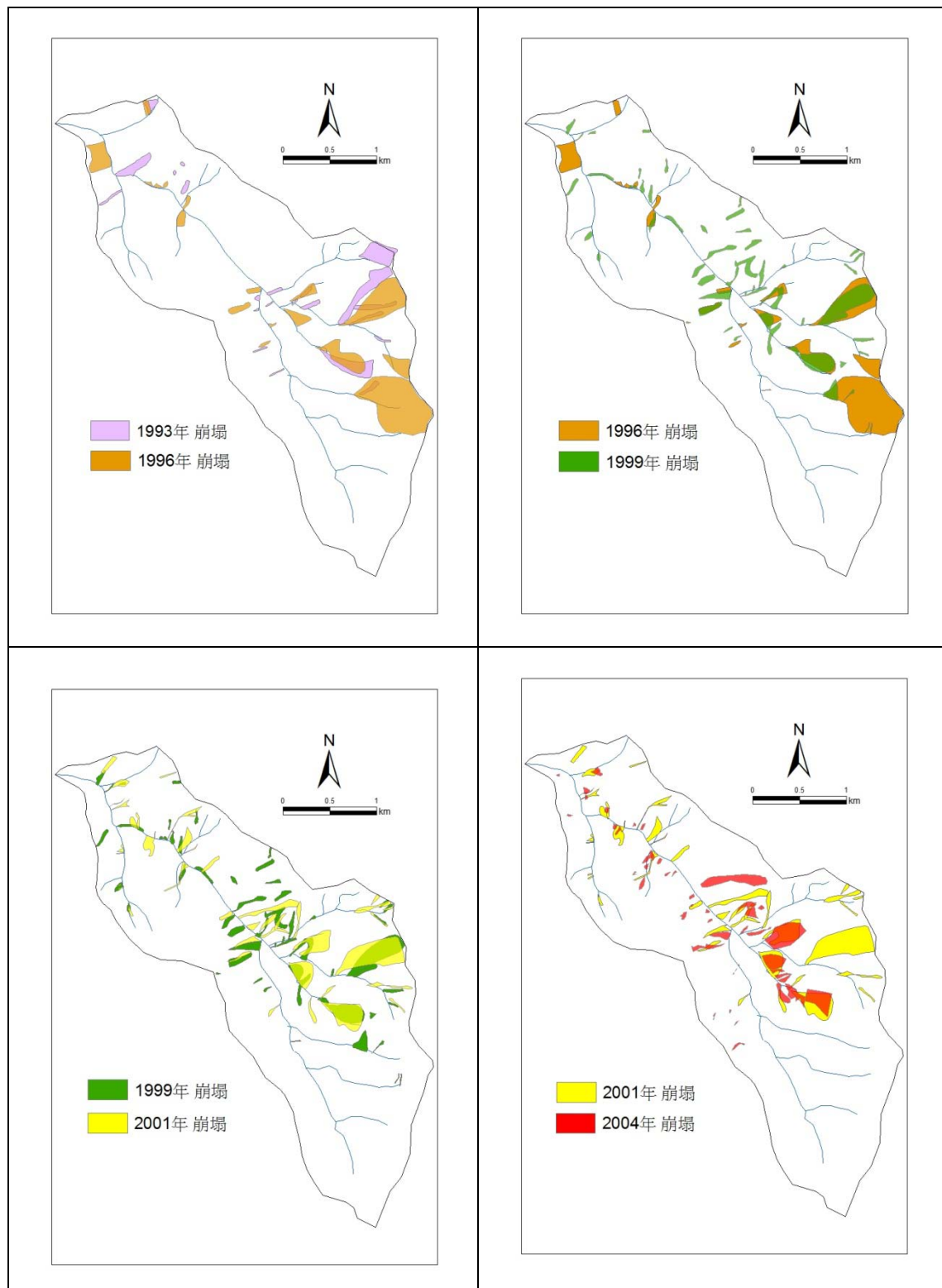


圖 4-1 出水溪歷年崩塌分布圖

愛玉仔橋溪在賀伯颱風前崩塌集中在源頭區(圖 4-2)，賀伯颱風時重複發生。集集地震上游源流區崩塌仍然重複發生，下游則新生數個崩塌。桃芝颱風時，源流區除了重複發生，亦有新生的山崩溝；下游則新增數個河岸侵蝕，這次事件的新增個數與面積比例都較大。敏督利颱風時，上游部分仍重複發生，下游仍有新增的河岸侵蝕。整體而言，上游的崩塌重複發生頻率高，但到敏督利颱風後的面積有縮小的趨勢；下游的崩塌直至集集地震才開始出現，一直到敏督利颱風後都在。

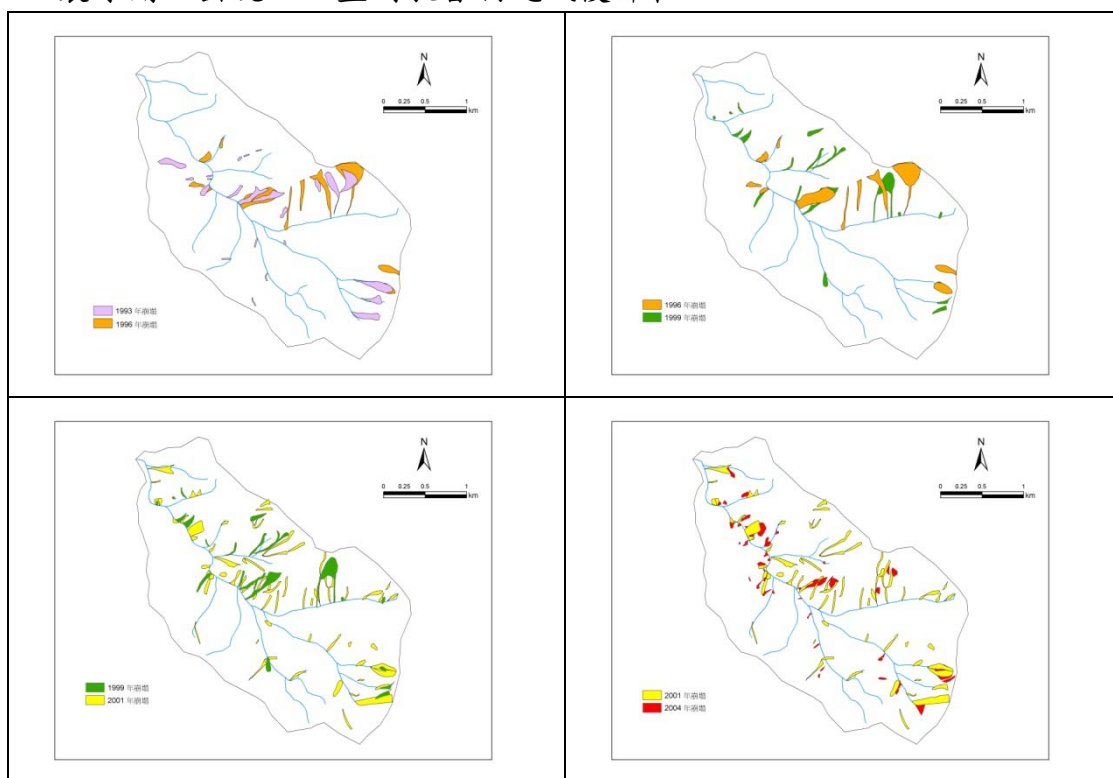


圖 4-2 愛玉仔橋溪歷年崩塌分布圖

四號溪在賀伯前的崩塌集中在上游源頭區以及北側的支流(圖 4-3)；賀伯颱風時，源流區的崩塌擴大；集集地震後，源流區的崩塌與前一年度相比，有的縮小、有的擴大，但仍存在，之前相對穩定的南岸支流在集集地震後開始新增崩塌。桃芝和敏督利颱風新增的崩塌規模小，零星分布在上、中、下游；源流區及南岸支流的舊崩塌重複發生，但面積縮小。整體而言，四號溪的上游源流區重複發生率高，下游崩塌零星且重複發生機率低，南岸支流在集集地震之後開始持續崩塌，造成南岸支流河道明顯變化。

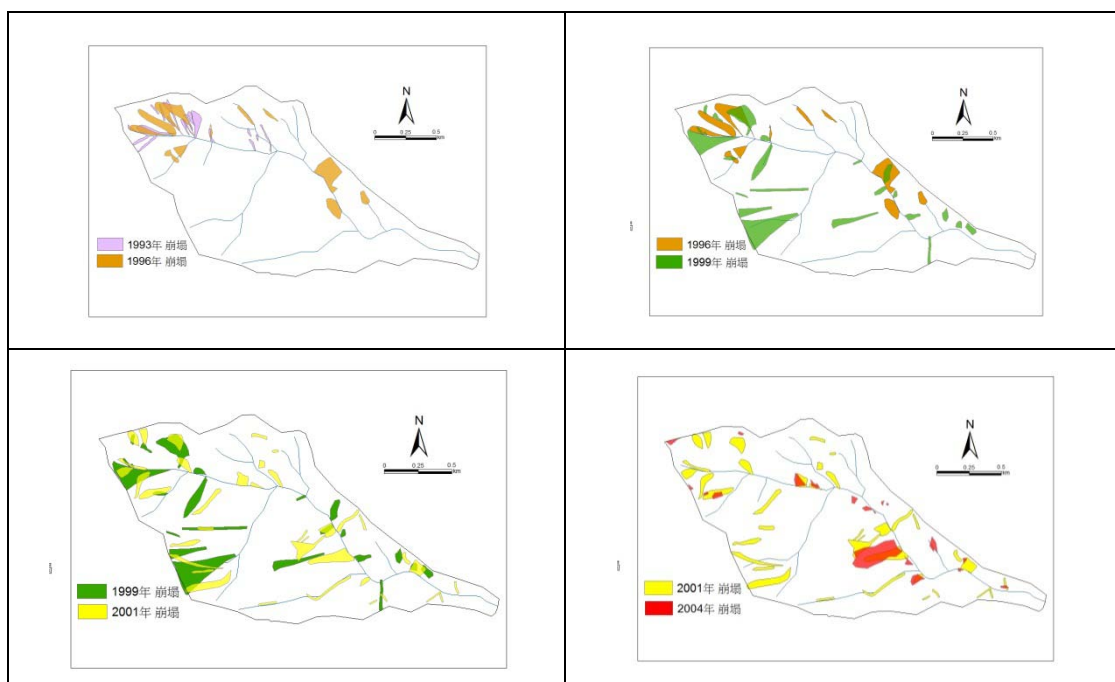


圖 4-3 四號溪歷年崩塌分布圖

二、僅發生一次土石流的三號溪、八號溪、松山溪

三號溪三次颱風事件的崩塌密度皆高(表 4-5)，其中桃芝颱風後的崩塌密度為所有子集水區之冠，但在賀伯颱風前就已經有十多個崩塌(圖 4-4)，面積較小的崩塌在賀伯颱風後並未再出現，重複發生的崩塌面積都有明顯的擴大，還新增多個 2 公頃以上的崩塌，新增的個數與面積比例相對其他事件為高。集集地震發生後，上游和中游各有大面積重複發生的區塊(圖 4-4)，其餘都以條狀崩塌為主，因此重複發生的面積相對較高。桃芝颱風新增的崩塌都是面積相對小的條狀崩塌，重複發生的比例相對較高，本次事件下游新增的崩塌明顯增加(圖 4-4)。敏督利颱風後，過往中上游重複發生的崩塌點位雖然仍持續發生，但面積明顯縮小，且集中發生在下邊坡的河岸侵蝕區；下游段則新增且擴大了原有的崩塌規模。整體而言，三號溪中游以上的邊坡崩塌發生明顯重疊，土石產出量大，但集中在北坡。三號溪土石流扇的形成在桃芝颱風(表 4-5)。

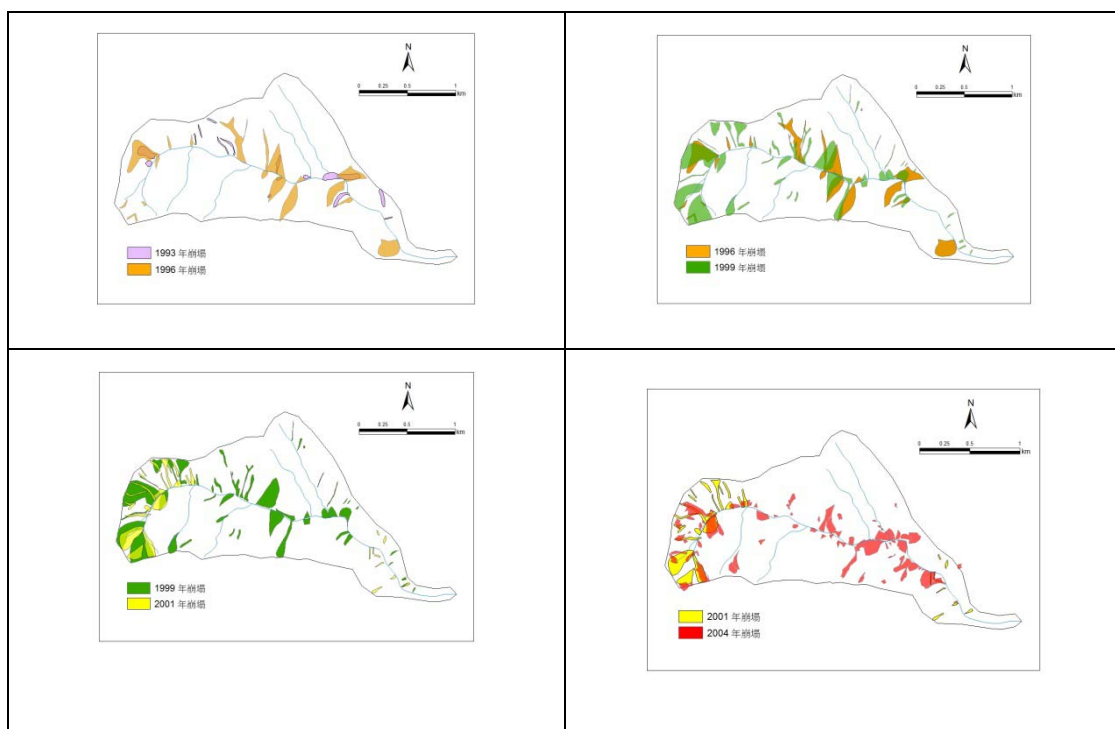
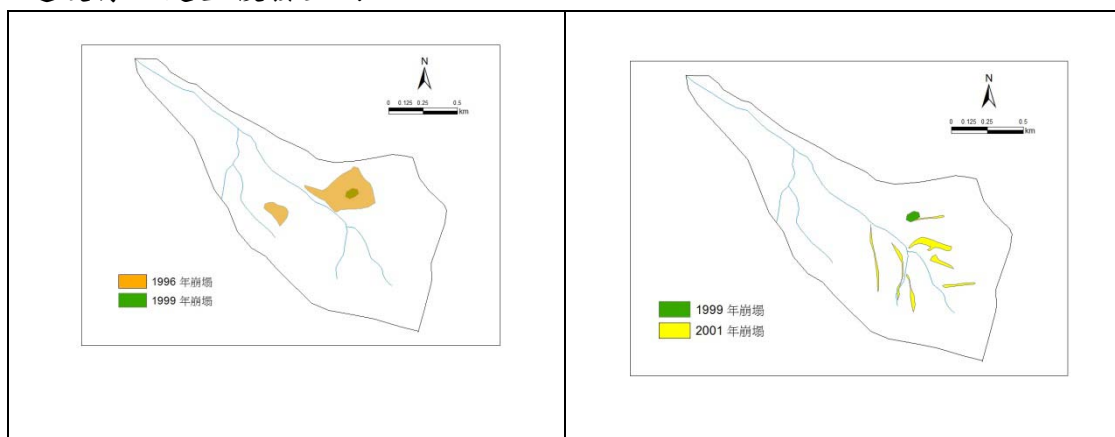


圖 4-4 三號溪歷年崩塌分布圖

八號溪下游部分流在扇階中，河道狹窄幾乎無法辨識崩塌的位置。賀伯颱風前並未判釋出崩塌的形成，颱風後崩塌則沿台 21 線發生，個數少但面積超過 5 公頃。集集地震僅形成一個崩塌，位在賀伯颱風後老崩塌上，但面積縮小許多(圖 4-5)。桃芝颱風後在上游新增崩塌，並造成土石流扇(表 4-1、圖 4-5)。敏督利新增的崩塌則在中游為主，沒有土石扇的形成。整體而言，八號溪的崩塌密度相對偏低，崩塌出現隨機分布，僅台 21 線上邊坡有一處重複發生的地點。



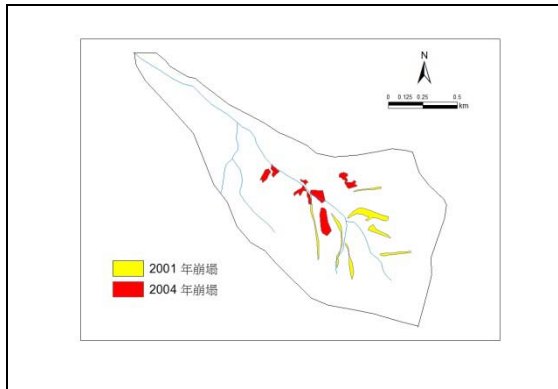
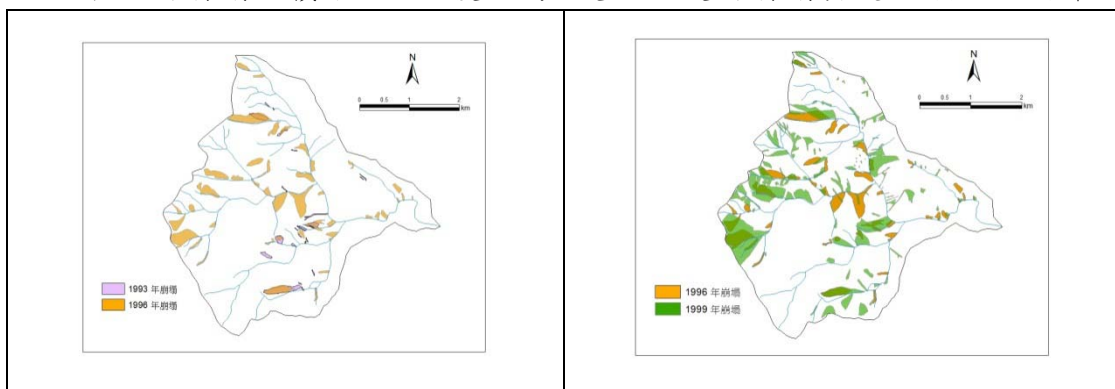


圖 4-5 八號溪歷年崩塌分布圖

松山溪是和社溪流域面積相對大的子集水區(表 1-2)，颱風前中游及源流區的崖壁即有崩塌(圖 4-6)。颱風後，大崩塌多重複發生在源流區的崖壁上，以及中游的邊坡，其餘規模較小的崩塌隨機分布在上、中、下游，新增個數與面積比例最高。集集地震後，松山溪有許多崩塌，北側支流的中上游幾乎都是崩塌，有重複亦有新增，新增的主要是條狀的崩塌，大型的崩塌大多重複發生，此次事件後，谷口留有新生的土石扇。桃芝颱風後，上游的崩塌從地震後的片狀崩塌，縮小為條狀的崩塌，面積縮小但個數明顯變多(圖 4-6)；中游原是數個小崩塌，則整合成數個大於 5 公頃的崩塌。敏督利颱風的崩塌近半都發生在桃芝颱風的崩塌上(表 4-1)，新增的多是下邊坡的河岸侵蝕。整體而言，松山溪在數條支流源流區上大型崩塌明顯，敏督利颱風後面積大減；西南側的集水區少崩塌，僅在敏督利颱風零星出現；下游的崩塌面積小，但重複性高；支流北坡的崩塌密度明顯大過南岸。



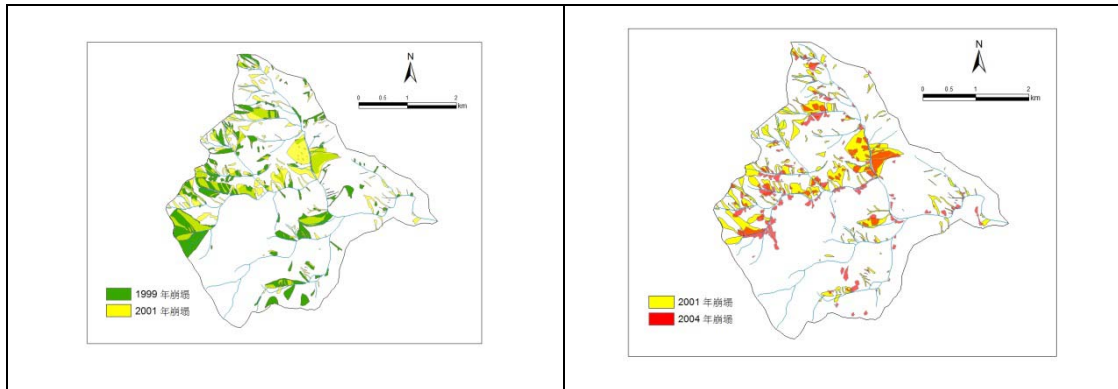


圖 4-6 松山溪歷年崩塌分布圖

三、發生兩次土石流的支流

一號溪與二號溪在賀伯颱風前沒有判釋出崩塌，颱風後出現零星的崩塌，兩個子集水區都有發生土石流(圖 4-7)，谷口留有土石流扇。集集地震發生時，原有舊的崩塌都已經消失，新增了數個崩塌，到了桃芝颱風原有的崩塌亦消失，各自新增了崩塌，兩個子集水區亦在桃芝颱風的航照中判釋出土石扇。敏督利颱風新增崩塌，規模亦小，未出現土石扇。這兩個子集水區共同具有崩塌隨機出現，崩塌地的植生恢復快速的特色。

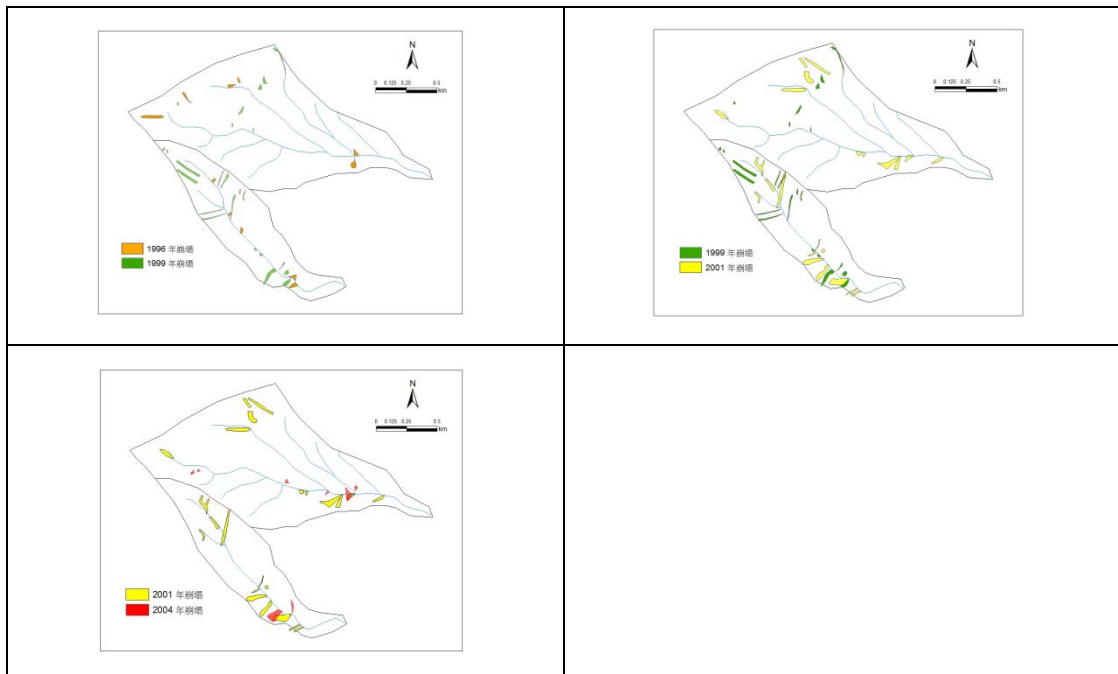


圖 4-7 一號溪及二號溪歷年崩塌分布圖

六號溪也是在賀伯颱風及桃芝颱風後出現土石流扇的子集水區。賀伯

颱風前的崩塌到了賀伯颱風時已經回復，颱風時新增一個超過 2 公頃的崩塌地，因面積大，僅有一個崩塌即發生土石流(圖 4-8)。集集地震後在上中下游各有零星崩塌發生，桃芝颱風時植生已經回復，桃芝颱風後又在上中下游新增崩塌，敏督利颱風則幾乎沒有影響。整體而言，崩塌分布很分散，僅中游有一塊會有重疊，賀伯颱風時發生的崩塌面積最大，但在後續事件中也沒有再發生。

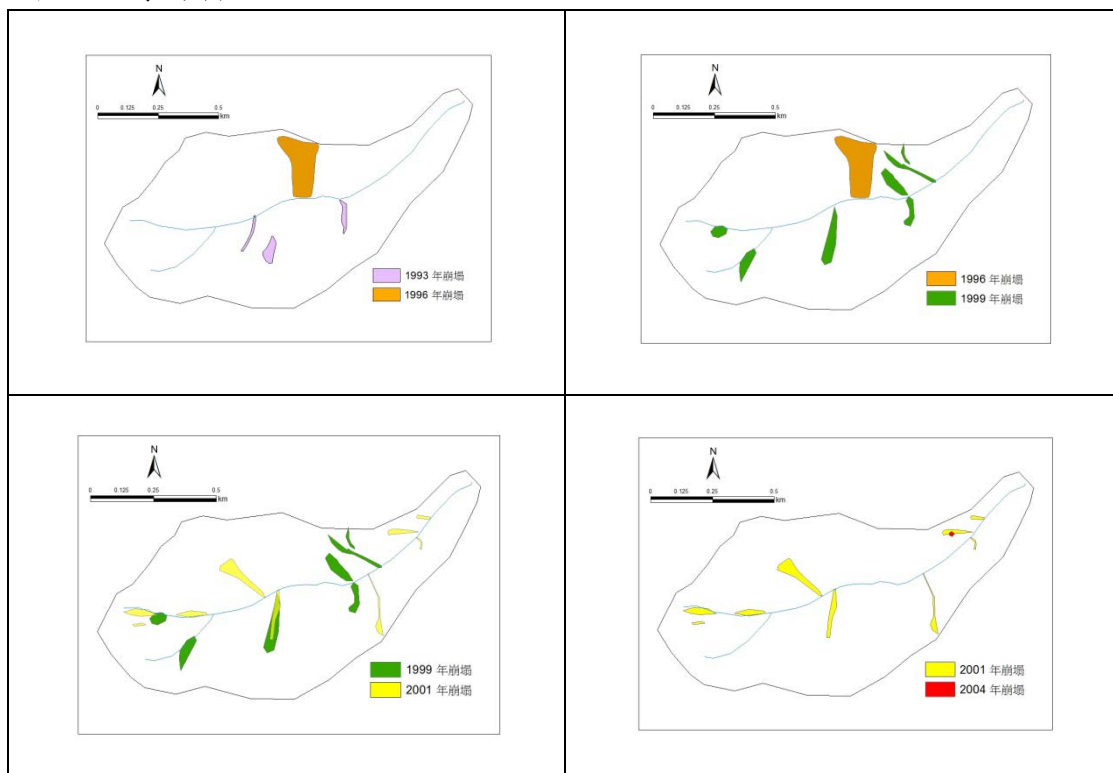


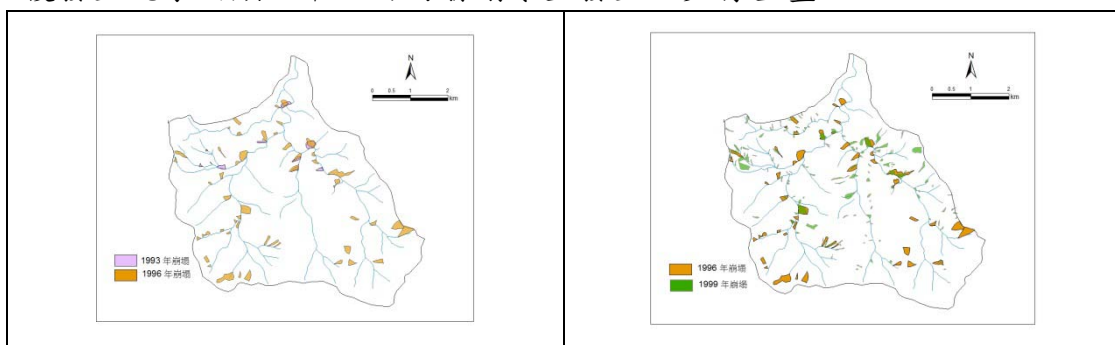
圖 4-8 六號溪歷年崩塌分布圖

郝馬戛班溪為和社溪上游的子集水區，因為流域面積較大，將其分為 3 個次子集水區討論。這三個次子集水區都在賀伯颱風及桃芝颱風時新生土石扇，敏督利颱風則無。郝馬戛班 1 在颱風前的崩塌是下游的河岸侵蝕，颱風後在上游零星幾個崩塌，規模小。集集地震時，崩塌集中在中上游，崩塌規模小於 0.5 公頃，且為條狀崩塌。桃芝颱風也是以條狀崩塌為主，上邊坡的崩塌是新增的為主，下邊坡的河岸侵蝕則以重複發生為主。敏督利颱風的崩塌在本區以河岸侵蝕的方式發生，中上游的河岸侵蝕重複發生，下游則是新增。整體而言，條狀崩塌為主，上邊坡的崩塌隨機出現，且植

生恢復迅速。

郝馬戛班 2 颱風前的崩塌個數少，且在賀伯颱風時已經消失；賀伯颱風新增數十個崩塌，分散在集水區上、中、下游，明顯的崩塌區位是源流區及北坡的位置。集集地震後，最南側源流區的崩塌植生恢復，西北側多出幾個崩塌，其餘的條狀崩塌則分布在主流的兩岸。桃芝颱風後，新增數十個 0.5 公頃以下的崩塌，佔八成以上；重疊的比例僅一成左右。敏督利颱風的崩塌集中在中下游的河岸侵蝕，歷年多崩塌的源流區，本次事件幾乎沒有出現崩塌。整體而言，重複發生的崩塌多在主流的河岸侵蝕，以及西北和東南側的支流(圖 4-9)；新增的崩塌規模多小於 1 公頃。以事件而言，賀伯新增面積的比例最明顯，桃芝及集集地震則有新增大量的條狀崩塌。

郝馬戛班 3 颱風前的三個崩塌分布下游，颱風後的崩塌多數出現在右側支流的源流區及下游(圖 4-9)，這些崩塌大多大於 1 公頃。集集地震新增 60 餘個 0.5 公頃以下的崩塌，重複發生的崩塌較少，本次事件在左右兩個主要支流的稜線上新增多個小崩塌，這些稜線上的崩塌物質多未進入河道(圖 4-9)。桃芝颱風時，右支流的下游重複發生現象明顯(圖 4-9)；其餘多是新增，且規模小。敏督利颱風時也是右支流的下游重複發生，左右支流的崩塌都發生在源流區及下游的河岸侵蝕。整體而言，左右支流的下游重複發生現象明顯，中上游的崩塌零星發生，少有重疊。



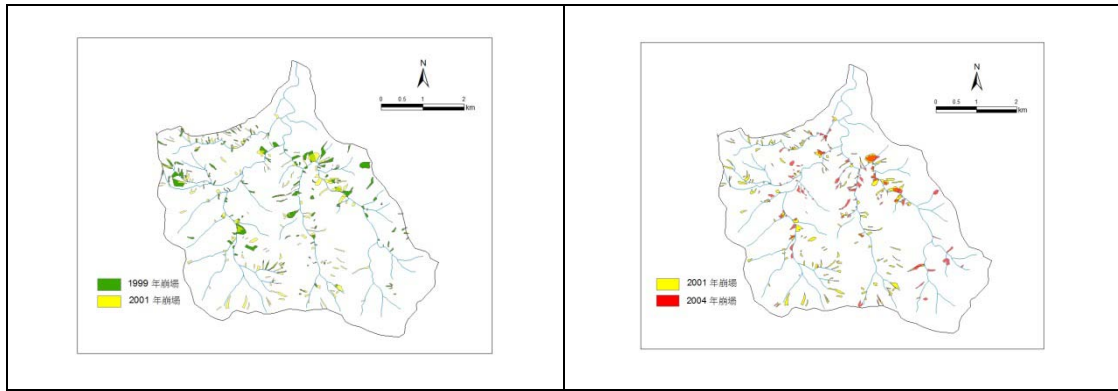
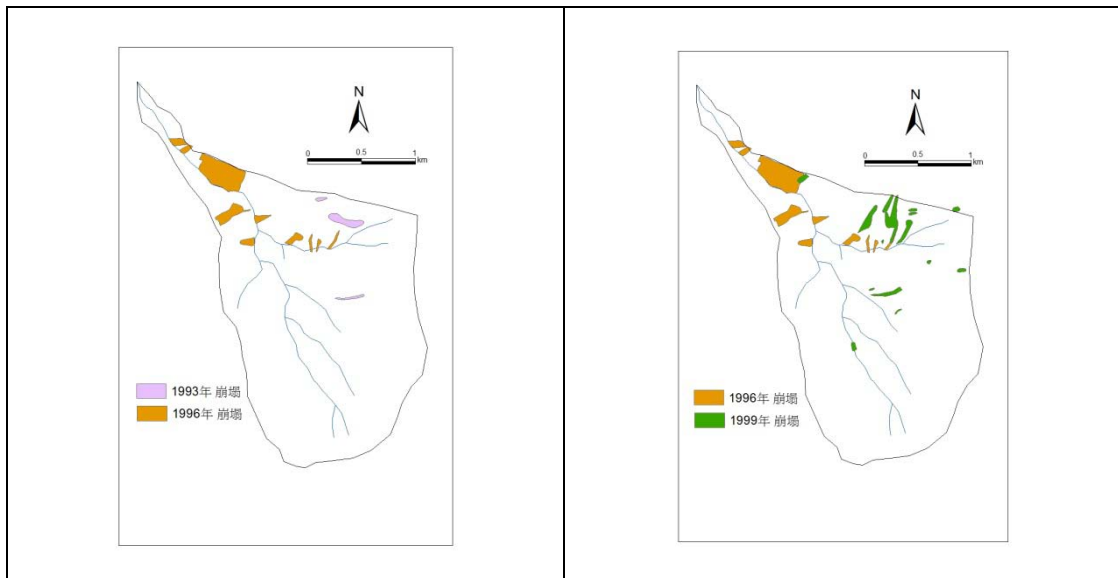


圖 4-9 郝馬戛班溪歷年崩塌分布圖

頭坑溪亦在賀伯颱風及桃芝颱風時新生谷口的土石扇。在賀伯颱風前在源流區有三個崩塌，颱風後並未再出現。颱風後最大的崩塌出現在台 21 線的上下邊坡(圖 4-10)，其餘淺層的條狀崩塌分布在北側的支流。集集地震後，台 21 線相關的崩塌植生恢復迅速，崩塌出現在北側支流北岸的上邊坡。桃芝颱風後有兩區與集集地震的崩塌重疊，其餘小規模的山崩溝則是新增在邊坡；支流匯流口的位置則有河岸侵蝕。敏督利颱風的崩塌都發生在南側的支流，原有的兩區重複發生，本次事件都沒有發生新的崩塌。



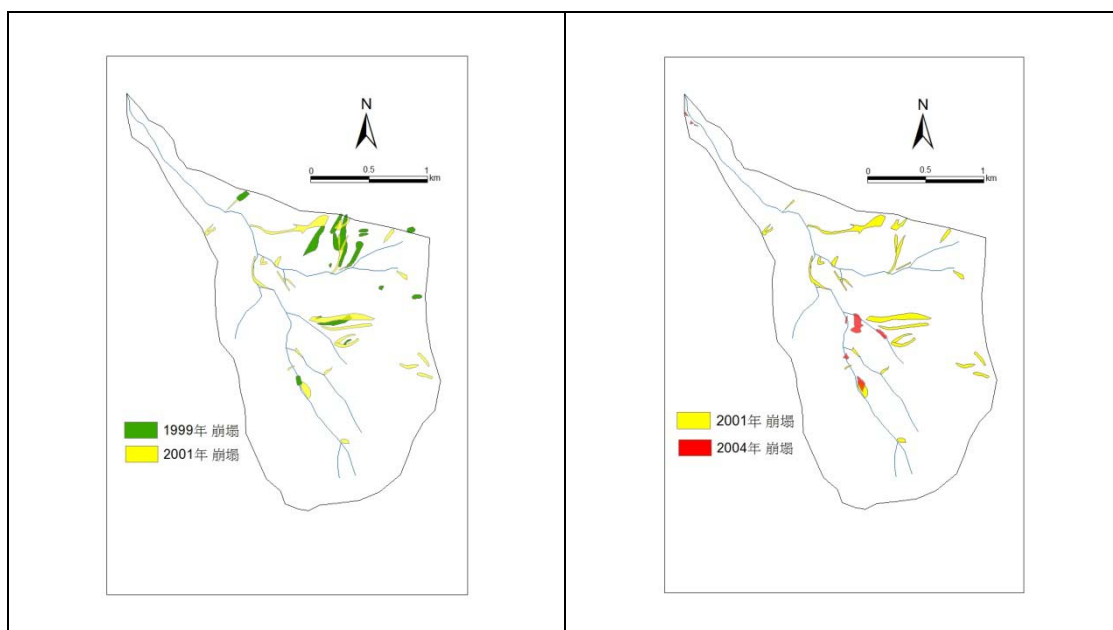


圖 4-10 頭坑溪歷年崩塌分布圖

七號溪在各年度的崩塌密度幾乎都是最高的子集水區，土石扇發生在賀伯颱風及敏督利颱風時。賀伯颱風前在上游的裸露岩壁再作用，產生的40多公頃的崩塌加上十數個山崩溝使該年度的崩塌密度明顯上揚(圖4-11)。颱風後中上游地區出現的大型崩塌幾乎都是舊崩塌擴大的結果；新增的多屬河岸侵蝕，中游還有一大片的新增崩塌。集集地震與桃芝颱風的崩塌密度不及賀伯颱風時。集集地震時，原有的大崩塌處仍然持續作用，是崩塌密度高的主因，其餘的新增崩塌幾乎都是散佈在上中下游的小規模山崩溝。桃芝颱風仍在原來的大崩塌處作用，但明顯看出由大型片狀的崩塌變成數個再作用的條狀崩塌，崩塌密度因此大幅下降。到了敏督利颱風時，大型崩塌的位置再作用的面積更小，有些持續多年的崩塌，到了此事件已經不再崩塌；河岸侵蝕卻有新增及擴大的現象。整體而言，從賀伯前就存在的大型崩塌一直持續作用，集集地震後影響面積逐次下降，但因此區為裸露岩壁，雖可判釋出再作用，卻無法確定土石產出量的多寡；河岸侵蝕在桃芝颱風及敏督利颱風時相對明顯；崩塌的分布以北岸為主。

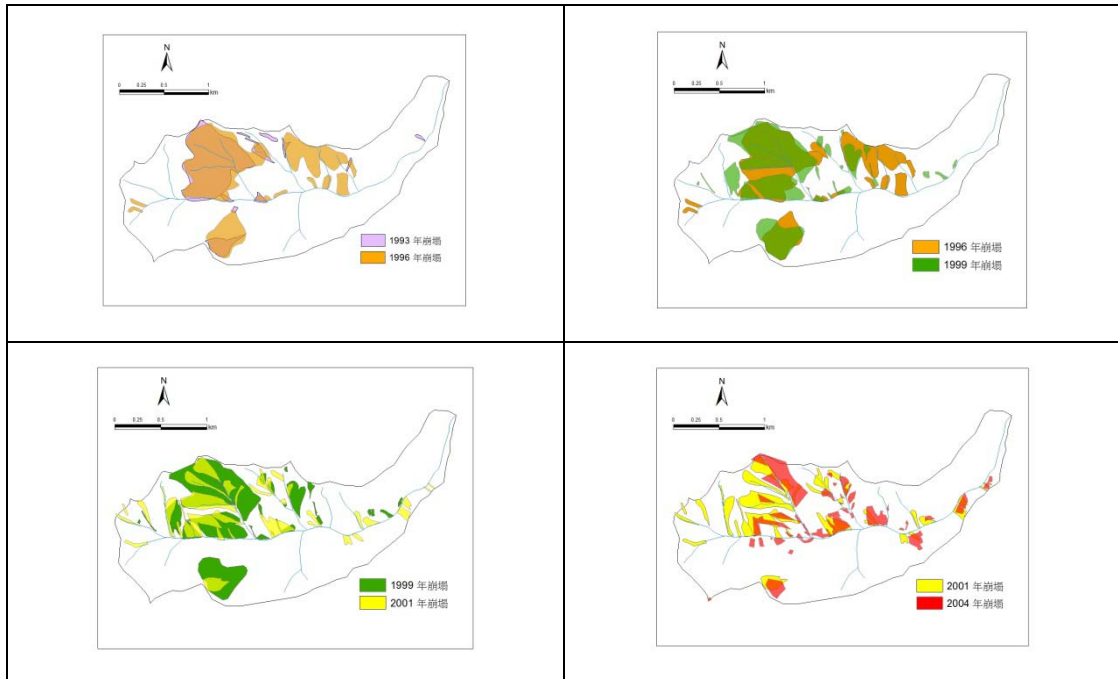


圖 4-11 七號溪歷年崩塌分布圖

表 4-1 和社溪各支流歷年新增崩塌個數及面積統計表

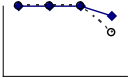
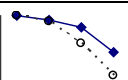
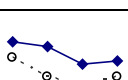
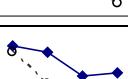
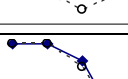
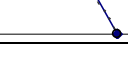
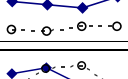
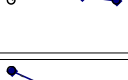
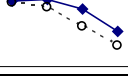
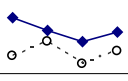
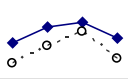
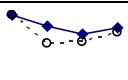
	賀伯颱風 (1993年)		集集地震 (1999年)		桃芝颱風 (2001年)		敏督利颱風 (2004年)		新增崩塌個數 (實點)、面積(空 心點)百分比變 化趨勢示意圖
	個數 (個)	面積 (ha)	個數 (個)	面積 (ha)	個數 (個)	面積 (ha)	個數 (個)	面積 (ha)	
	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	
一號溪	6	0.94	7	0.57	11	2.91	6	0.43	
二號溪	5	0.50	17	2.39	10	1.86	1	0.14	
三號溪	14	14.54	33	10.89	31	7.44	35	8.69	
四號溪	8	8.49	17	17.12	21	7.74	10	1.33	
松山溪	40	81.98	95	81.14	86	37.32	106	37.97	
六號溪	1	2.54	7	2.52	8	1.54	0	0.00	
七號溪	7	12.16	12	9.25	15	8.56	27	7.26	
郝馬戛 班溪1	4	3.20	24	5.25	19	6.04	11	1.97	
郝馬戛 班溪2	28	38.00	40	20.15	53	21.92	29	6.17	
郝馬戛 班溪3	14	30.22	62	25.88	44	16.15	28	7.94	
出水溪	13	18.03	31	18.28	17	7.04	24	9.79	
愛玉仔 橋溪	5	4.62	15	7.77	50	20.35	24	4.65	
頭坑溪	10	15.87	13	5.20	19	7.82	5	1.76	
八號溪	2	10.32	0	0.00	6	3.08	9	3.33	

表 4-2 歷年重疊的崩塌個數與規模統計表

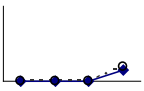
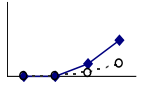
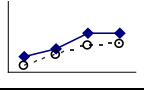
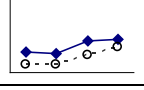
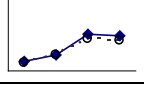
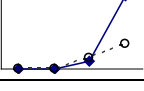
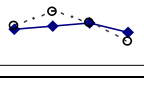
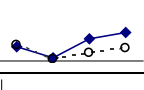
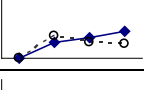
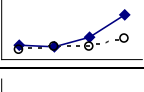
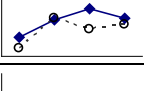
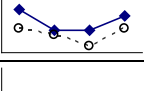
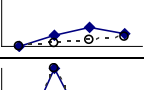
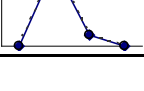
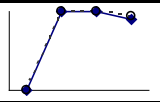
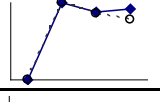
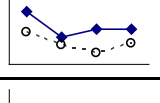
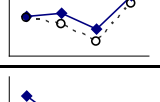
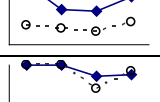
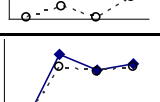
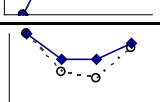
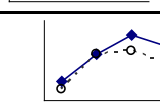
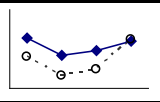
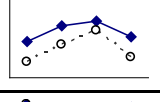
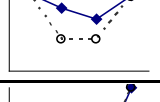
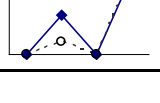
	賀伯颱風 (1993年)		集集地震 (1999年)		桃芝颱風 (2001年)		敏督利颱風 (2004年)		重疊崩塌個數 (實點)、面積 (空心點)百分比 變化趨勢示 意圖
	個數 (個)	面積 (ha)	個數 (個)	面積 (ha)	個數 (個)	面積 (ha)	個數 (個)	面積 (ha)	
一號溪	0	0	0	0	0	0	1	0.13	
二號溪	0	0	0	0	2	0.11	1	0.14	
三號溪	4	2.16	15	9.38	36	14.62	39	11.47	
四號溪	3	1.41	6	2.08	16	4.61	8	2.68	
松山溪	6	10.80	27	45.52	85	78.58	96	41.53	
六號溪	0	0	0	0	1	0.29	1	0.01	
七號溪	7	48.18	14	55.65	20	26.78	22	12.82	
郝馬戛 班溪1	1	1.08	1	0.13	8	0.63	7	0.52	
郝馬戛 班溪2	0	0	10	7.31	18	5.26	15	2.10	
郝馬戛 班溪3	3	4.46	12	5.77	17	5.08	36	8.03	
出水溪	4	7.48	26	22.38	25	19.77	22	14.63	
愛玉仔 橋溪	6	7.12	6	3.84	19	2.89	21	5.22	
頭坑溪	0	0	2	0.39	6	0.94	1	0.29	
八號溪	0	0	1	0.47	1	0.47	0	0	

表 4-3 歷年消失的崩塌個數與規模統計表

	賀伯颱風前 (1993 年)		賀伯颱風 (1993 年)		集集地震 (1999 年)		桃芝颱風 (2001 年)		消失崩塌個數 (實點)、面積 (空心點)百分比 變化趨勢示 意圖
	個數 (個)	面積 (ha)	個數 (個)	面積 (ha)	個數 (個)	面積 (ha)	個數 (個)	面積 (ha)	
	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	
一號溪	*	*	6	0.94	7	0.57	10	2.76	
二號溪	*	*	5	0.50	15	2.04	11	2.37	
三號溪	10	2.69	6	6.47	21	5.14	30	10.66	
四號溪	9	2.39	6	4.96	8	3.77	28	12.86	
松山溪	20	4.65	20	21.75	52	32.81	102	49.60	
六號溪	3	0.70	1	2.54	6	1.79	8	1.71	
七號溪	4	1.47	7	13.40	9	1.92	14	12.81	
郝馬戛班 溪 1	0	0.00	4	3.49	16	3.48	19	4.54	
郝馬戛班 溪 2	5	3.08	19	19.86	34	11.67	62	22.18	
郝馬戛班 溪 3	1	1.00	10	21.96	60	22.08	41	14.68	
出水溪	15	13.66	7	11.69	29	11.64	25	34.95	
愛玉仔橋 溪	17	9.33	7	13.48	11	5.50	49	16.33	
頭坑溪	3	2.62	8	6.50	10	3.23	24	11.35	
八號溪	*	*	1	1.63	0	0.00	7	3.25	

(註：「*」表示該年沒有判釋出崩塌)

表 4-4 各支流歷年事件變遷趨勢示意

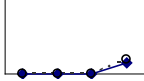
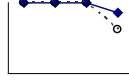
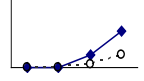
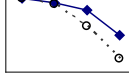
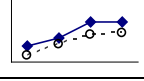
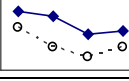
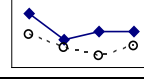
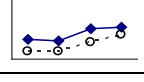
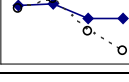
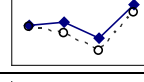
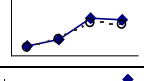
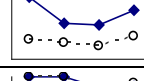
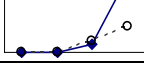
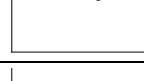
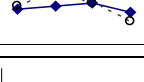
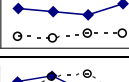
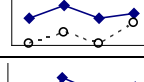
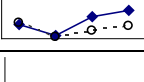
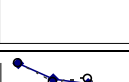
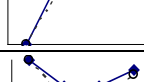
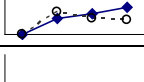
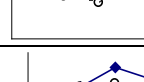
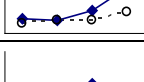
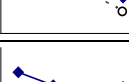
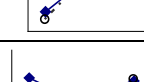
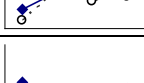
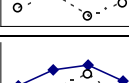
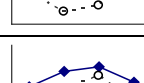
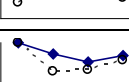
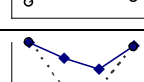
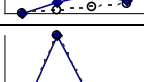
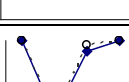
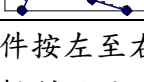
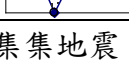
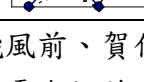
	重疊崩塌個數(實點)、面積(空心點)百分比變化趨勢示意圖	新增崩塌個數(實點)、面積(空心點)百分比變化趨勢示意圖	消失崩塌個數(實點)、面積(空心點)百分比變化趨勢示意圖
一號溪			
二號溪			
三號溪			
四號溪			
松山溪			
六號溪			
七號溪			
郝馬戛班溪1			
郝馬戛班溪2			
郝馬戛班溪3			
出水溪			
愛玉仔橋溪			
頭坑溪			
八號溪			
備註	四次事件按左至右為賀伯颱風、集集地震、桃芝颱風與敏督利颱風		賀伯颱風前、賀伯颱風、集集地震與桃芝颱風

表 4-5 各子集水區崩塌與土石流資料統計表

集水區 地形 特徵		一號溪	二號溪	三號溪	四號溪	松山溪	六號溪	七號溪	八號溪	頭坑溪	愛玉仔橋溪	出水溪	郝馬戛班 1	郝馬戛班 2	郝馬戛班 3	總數
土石流	賀伯	+	+	—	+	+	+	+	—	+	+	+	+	+	+	12
	桃芝	+	+	+	+	—	+	—	+	+	+	+	+	+	+	12
	敏督利	—	—	—	+	—	—	+	—	—	+	+	—	—	—	4
	總數	2	2	1	3	1	2	2	1	2	3	3	2	2	2	
面積 (km ²)		1.66	0.6	3.1	2.5	16.0	2.1	4.1	1.7	4.4	7.0	8.6	1.5	10.5	12.8	
河長 (km)		1.6	1.3	3.9	3.2	6.4	2.5	3.4	1.6	3.7	4.3	5.1	3.0	5.1	4.9	
河流坡降 (°)		16.9	13.8	11.7	12.7	9	10.6	9.5	12.9	14.2	13.3	11.3	13.6	8.6	11.3	
流域坡度(°)		31.5	34.2	37.5	35.5	36	29.1	37	32.8	33	36.8	34.8	32	32.5	33.5	
河流等級		1	1	1	2	3	1	2	1	2	2	2	1	2	2	
1993 崩塌密度		0	0	2.2	2.0	1.2	0.3	13.1	0	0.6	2.9	3.9	1.6	0.3	0.6	
1996 崩塌密度		0.6	0.8	8.6	5.1	6.7	1.2	21.9	6.0	3.6	3.3	8.9	3.6	3.6	3.0	
1999 崩塌密度		0.3	3.9	12.5	8.6	13.5	1.2	19.0	0.3	1.8	2.5	5.4	0.6	2.2	1.6	
2001 崩塌密度		1.8	5.0	13.2	7.9	11.6	0.9	11.6	1.9	2.7	4.8	6.7	4.8	2.7	2.5	
2004 崩塌密度		0.4	1.3	9.7	3.3	6.4	0.01	9.6	1.9	0.5	2.4	4.2	2.2	0.8	1.4	
平均崩塌密度		0.6	2.2	9.2	5.4	7.9	0.7	15.0	2.0	1.9	3.2	5.8	2.6	2.0	1.8	
現生土石扇		+	+	+	+	+	+	+	—	—	+	+	—	—	—	
扇階或埋切階地		+	+	+	+	—	—	+	+	+	+	+	+	—	—	
新中橫影響		—	—	—	—	—	—	—	+	+	+	+	—	+	+	

第二節 子集水區地質、地形、颱風降雨特性對崩塌的影響

由上一節個子集水區的崩塌變遷可以發現每一個子集水區在各年度的反應不盡相同，甚至在集水區內都有空間上的差異。這樣的空間差異與自然環境、外部事件及人為開發都有相關。由於子集水區的流域面積相對較小，為了能更進一步探討，本文選取出水溪、頭坑溪、四號溪為樣本，時間向前追溯至 1963 年，增加 1963、1980 及 1985 年三個年代的崩塌判釋，藉以探討自然環境與颱風降雨特性對子集水區崩塌發生的影響。

一、地形特徵對崩塌的影響

(一)坡度的影響

子集水區崩塌坡度的分布與和社溪整體的趨勢相近，歷年崩塌發生的平均坡度大多分布在 30~45 度之間(圖 4-13a~4-24a、表 4-6)。二號溪、六號溪、郝馬戛班 3 溪及八號溪因為特定年代的崩塌個數僅 1-2 個，在坡度百分比的圖中會有特別集中某些坡度值的現象。本研究將各子集水區在各次事件的崩塌坡度特徵分述如下：

1. 平均坡度分布：

(1)賀伯颱風

一號溪及二號溪的崩塌分布在 20-40 度之間。三號溪則在 35-45 度之間。四號溪為 30-50 度之間。松山溪的崩塌分布相對平均，由 20-50 度之間，都有 10-20%的崩塌分布。六號溪僅一個崩塌發生在 20-30 度。七號溪分布也相對常態，在 20-45 度之間為主要分布區間。郝馬戛班溪中發生的平均坡度較低的是 1 溪(20-35 度)，3 溪的崩塌發生坡度較高(30-45 度之間)。出水溪的崩塌分布在 45 度以下，集中在 30-45 度之間。愛玉仔橋溪有近七成的崩塌發生在 35-45 度之間。頭坑溪的崩塌發生坡度較低，在 20-35 度之間。八號溪的兩個崩塌在 30-40 度的區間。

(2)集集地震

一號溪的崩塌幾乎都在 30-40 度之間。二號溪的崩塌則有兩個區間各有 30%的分布，20-30 及 45-50 度。三號溪的崩塌在 35-50 之間，以 40-50

度的分布較為明顯。四號溪則分布在 30-45 度之間，40-45 度的崩塌分布最多。松山溪集集地震的崩塌多分布在 35 度以上的邊坡，比例都大於賀伯颱風時期的崩塌分布。六號溪分布在 30-40 度的邊坡上。七號溪的崩塌也是集中在 35 度以上的邊坡。郝馬戛班溪中，以 3 溪的崩塌坡度較高，在 35-45 度之間；2 溪的崩塌在 20-30 及 35-40 度之間；1 溪崩塌相對平均，以 30-40 度比例稍微高一些。愛玉仔橋溪在集集地震後崩塌分布在 35-50 度之間。出水溪則是 30-45 度之間。頭坑溪的崩塌分布在 35-45 度之間。八號溪僅有的崩塌分布在 30-35 度區間內。

(3)桃芝颱風

1 號溪的崩塌在 30-35 及 40-45 度之間約佔 80%。2 號溪則有 70%集中在 35-45 度。3 號溪 35-45 度之間的崩塌分布大於集集地震時的崩塌。4 號溪的崩塌分布在 35-45 度。松山溪在 35 度以上的崩塌相對集中，但 40-45 與 50 度以上比例最高。六號溪在 30-40 度之間。七號溪則是 35-45 度以及 50 度以上比例較高。郝馬戛班溪中，1 溪的崩塌在 30-40 度之間，2 溪則是 30-45 度之間，3 溪的崩塌分布在 30-45 度之間。出水溪的崩塌 70%集中在 35-45 度之間。愛玉仔橋溪 35-45 度之間。頭坑溪 35-40 度有 40%的分布。八號溪為數不多的崩塌中，以 40-45 度比例為高。

(4)敏督利颱風

一號溪、二號溪的崩塌數量低，一號溪分布在 35 度以下，二號溪則是 35-45 度。三號溪與四號溪的崩塌分布都以 35-45 度之間為主。松山溪的崩塌分布平均，20 度以上的區間都有崩塌分布。六號溪僅有的崩塌在 35-40 度。七號溪則是集中在 35-50 度之間，約佔六成。郝馬戛班溪中的 1 溪與 2 溪崩塌約有半數在 30-40 度之間，3 溪則有六成在 20-40 度之間。出水溪除了 35-40 度佔了三成，其餘坡度區間分布平均，都有一成。愛玉仔橋溪每個區間都有一成左右，45 度以上則有 4 成。頭坑溪的崩塌數量也少，都在 40 度以下。八號溪的崩塌則以 20-35 度為主。

表 4-6 各子集水區各年度崩塌主要分布的坡度區間一覽表

	賀伯颱風	集集地震	桃芝颱風	敏督利颱風
一號溪	20-40	30-40	30-35,40-45	<35
二號溪	20-40	20-30,45-50	35-45	35-45
三號溪	35-45	40-50	35-45	35-45
四號溪	30-50	40-45	35-45	35-45
松山溪	20-50	>35	40-45,>50	>20
六號溪	20-30	30-40	30-40	35-40
七號溪	20-45	>35	40-45,>50	35-50
郝馬戛班 1 溪	20-35	30-40	30-40	30-40
郝馬戛班 2 溪	20-40	20-30,35-40	30-45	30-40
郝馬戛班 3 溪	30-45	35-45	30-45	20-40
出水溪	30-45	30-45	35-45	35-40
愛玉仔橋溪	35-45	35-50	35-45	>45
頭坑溪	20-35	35-45	35-40	<40
八號溪	30-40	30-35	40-45	20-35

整體而言，集集地震和桃芝颱風的崩塌平均坡度較賀伯颱風前後發生的崩塌來的高，至敏督利颱風則趨緩。這種現象可能跟地震的地形效應有關，即震波會集中在高處(Keefer, D.K., 2000)，使得上邊坡的崩塌增加，平均坡度的數值也因此增加。以上的趨勢與和社溪流域整體的趨勢相符，沒有個別突出的子集水區。此外，集集地震崩塌的程度受到地表加速度(gal)的影響，本區的地表加速度的分布由北向南遞減(圖 4-12)，反應在子集水區的部分，則以郝馬戛班溪及出水溪較為明顯。出水溪在集集地震時崩塌主要分布坡度與賀伯颱風時沒有明顯差異，都以 30-45 度為主。但賀伯颱風 30-35 度比例較高，集集地震時的崩塌於 35-45 度分布較為集中。郝馬戛班溪的崩塌除了北邊的 1 溪略有增加外，2、3 溪的主要崩塌分布坡度的

上限同賀伯颱風時，但下限的確有上升(表 4-6)。位在地面加速度 250-400gal 的子集水區，地震後的崩塌坡度就有明顯的上升。因此地震的地面加速度的確影響本區的子集水區的崩塌坡度分布。

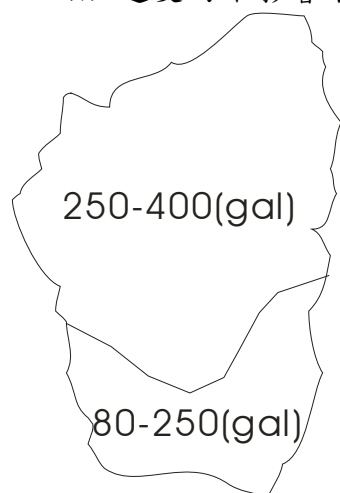


圖 4-12 和社溪於集集地震時的地表加速度分布圖

2.坡度的空間分布(圖 4-13b~4-24b)

以坡度的空間分布而言，松山溪、三號溪、四號溪、七號溪、郝馬戛班 3 溪、出水溪、愛玉仔橋溪、頭坑溪與八號溪在集水區內的邊坡都有明顯的緩坡區塊。松山溪、三號溪、四號溪、七號溪的緩坡帶都在南側邊坡；出水溪、頭坑溪及八號溪的緩坡帶則是分布在最上游側的邊坡；郝馬戛班 3 溪在東南及西南坡、愛玉仔橋溪則在下游的北端與南端的邊坡。這些空間的崩塌發生率在這幾次事件中近乎為零(圖 4-13b~4-24b)，致使這些子集水區內的崩塌會有相對集中的現象。

一號溪的崩塌主要都是向源侵蝕的蝕溝型崩塌，因此不見得發生在坡度最陡的邊坡上(圖 4-13b)。三號溪的歷年崩塌密度高，幾乎 40 度以上的邊坡就有機會發生崩塌，然而集水區的東北側及西南側各有一區坡度即使達到 40 度以上，也不易崩塌，可能與岩性或其他原因有關(圖 4-15b)。四號溪的邊坡若到達 40 度以上，幾乎都會發生崩塌，與坡度的關係密切(圖 4-16b)。松山溪的崩塌有明顯的集中區塊，都在最上游至中游的陡坡部分，西南側的緩坡區及下游側的緩坡區僅在敏督利颱風時發生小規模的河岸

侵蝕，其餘事件沒有發現崩塌(圖 4-17b)。六號溪的崩塌發生頻率低，與坡度的關係不明顯(圖 4-18b)。七號溪與松山溪的崩塌分布相似，集中現象明顯，都在北側邊坡為主，40 度以上的邊坡幾乎就會發生崩塌，與坡度的關係密切；南側邊坡崩塌稀少(圖 4-19b)。郝馬戛班溪中的 1 溪及 2 溪邊坡普遍較為平緩，多在 50 度以下。3 溪的集水區內坡度較陡的邊坡在下游側，崩塌也相對集中，與坡度的關係相對密切(圖 4-20b)。出水溪的崩塌在 1999 年以前，崩塌集中的區域在西南側的源流區，在流域最陡坡的上下邊坡，以及出水溪主流與支流匯流口的位置，中游有一段雖然相對坡度大，但少有崩塌；集集地震後，以及接連的兩次事件，除了原有的崩塌區位之外，上述的陡坡開始發生崩塌，且重複出現(圖 4-21b)。愛玉仔橋溪的崩塌與 40 度以上的邊坡有密切的關係，南側邊坡多在 40 度以下，且崩塌多為河岸侵蝕，與坡度關係相對北側及源流區較不顯著(圖 4-22b)。頭坑溪的崩塌多屬於河岸侵蝕，除了河岸侵蝕的位置之外，其餘崩塌則出現在源流區的陡坡處(圖 4-23b)。八號溪的崩塌零星發生，但都在坡度最陡的邊坡發生，與坡度關係密切，僅賀伯颱風於台 21 線上邊坡發生的崩塌坡度偏低(圖 4-24b)。

整體而言，各子集水區在歷年事件中的崩塌大都發生在集水區中相對坡度最大的區位。雖然該區位不是每個年度都會有崩塌出現，也未必整片坡度較陡的邊坡都會一起崩塌，但其崩塌重複發生的機率相對較高，顯示邊坡坡度的陡峭程度，對本區的崩塌有相當重要的影響。

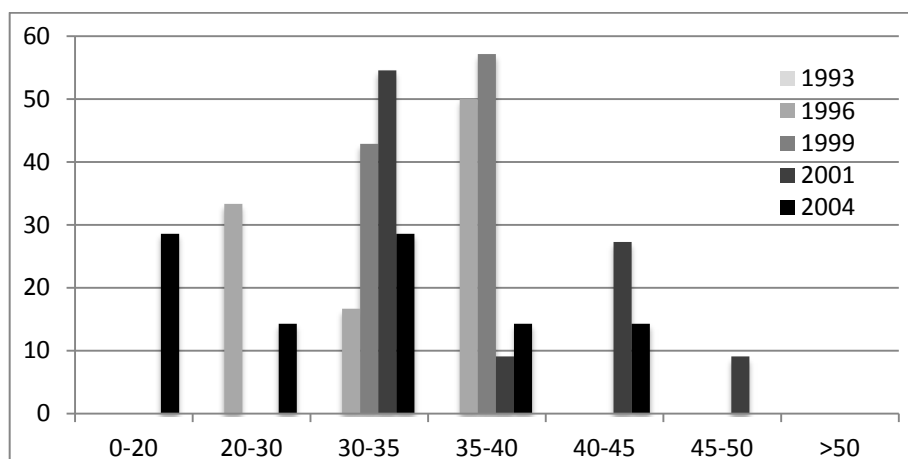


圖 4-13a 一號溪崩塌平均坡度分布圖

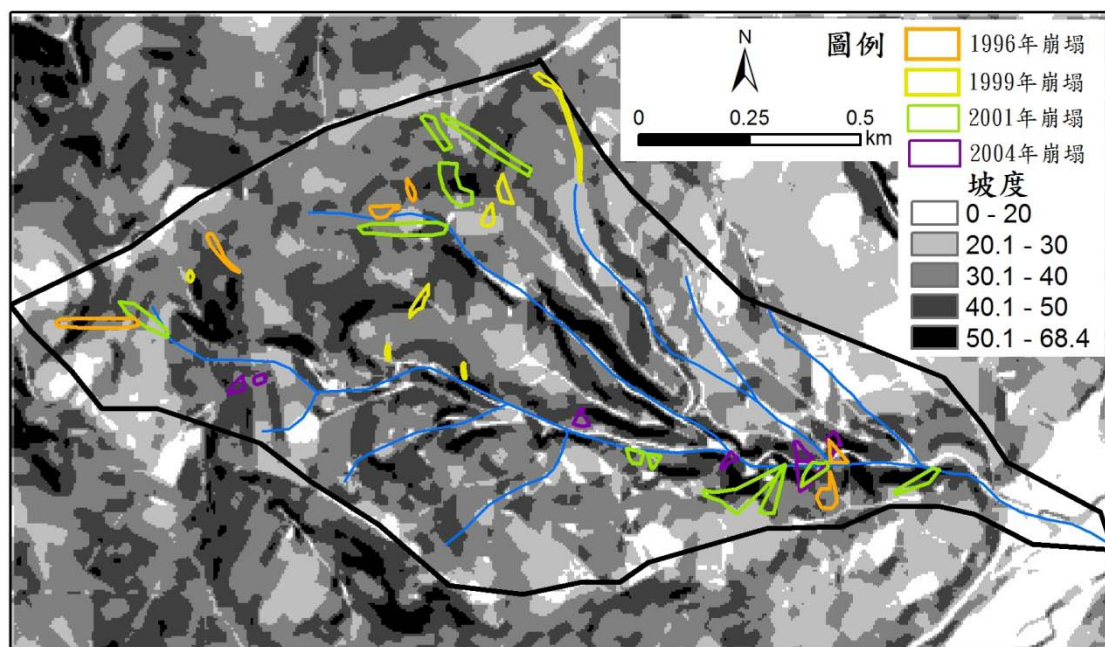


圖 4-13b 一號溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖

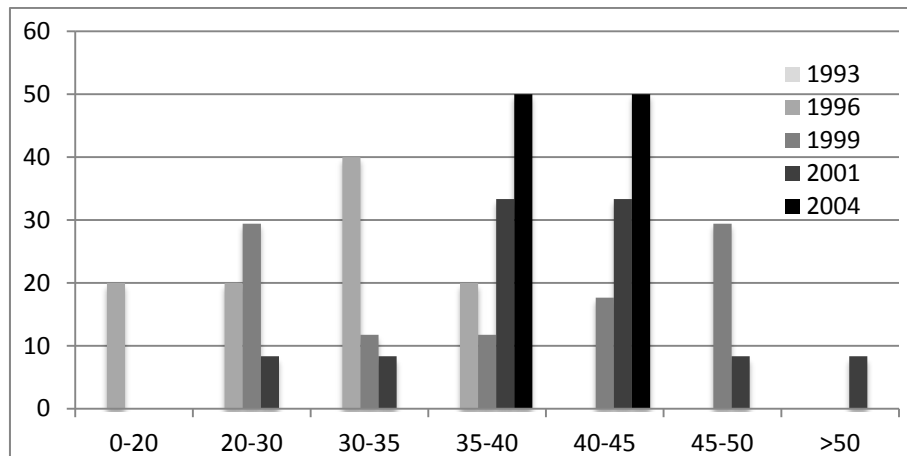


圖 4-14a 二號溪崩塌平均坡度分布圖

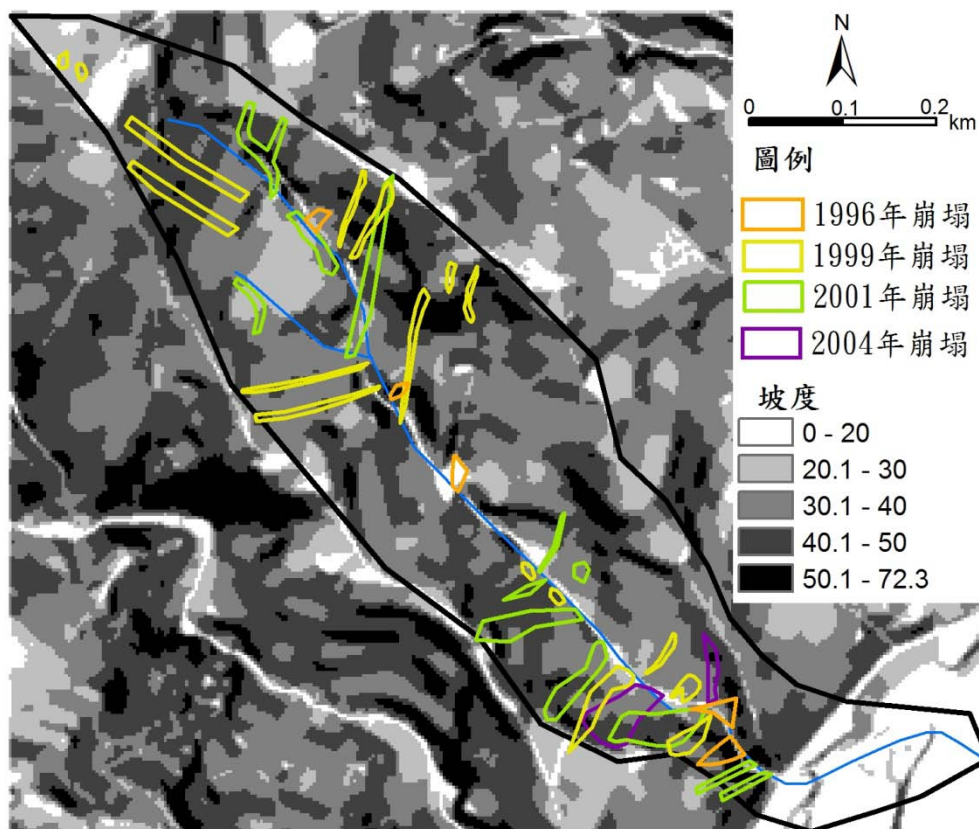


圖 4-14b 二號溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖

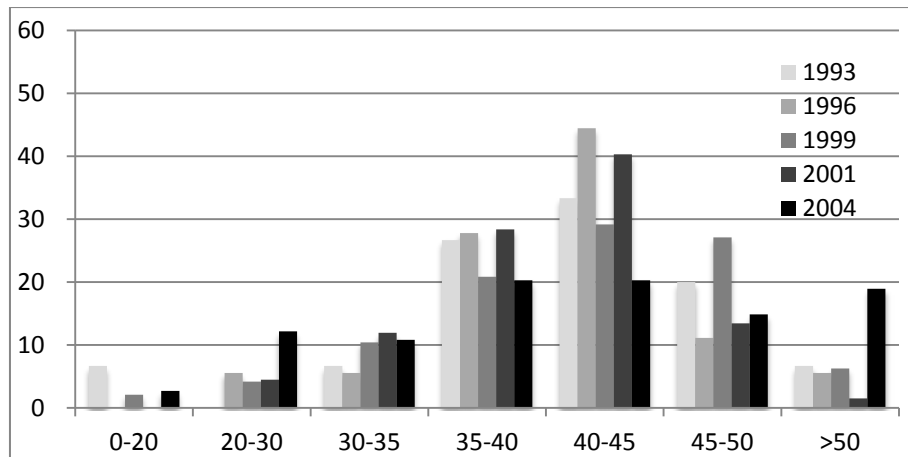


圖 4-15a 三號溪崩塌平均坡度分布圖

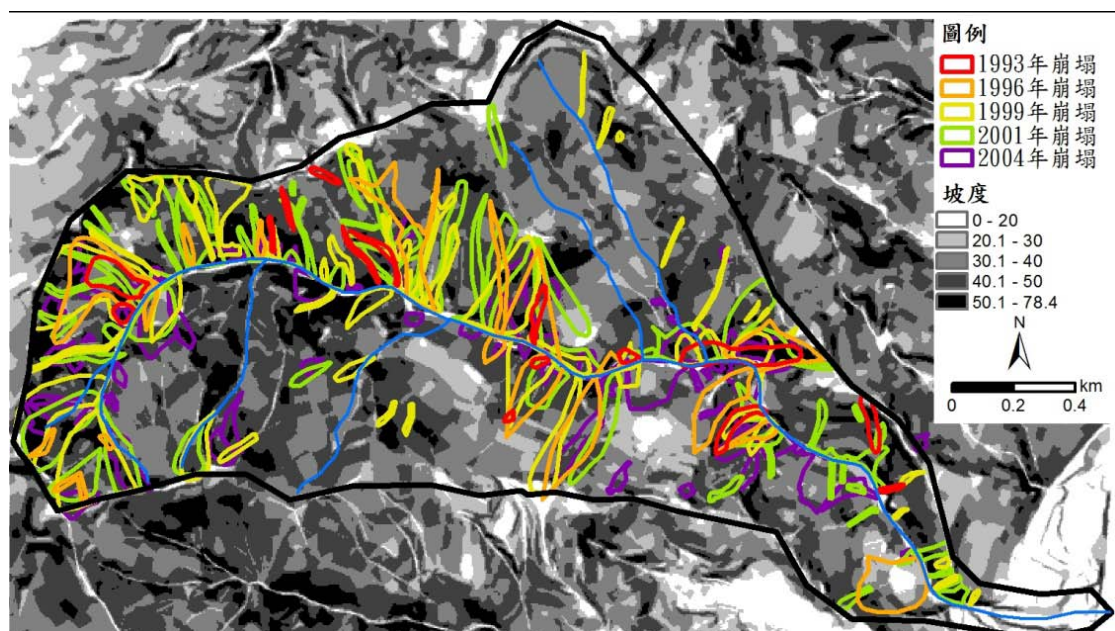


圖 4-15b 三號溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖

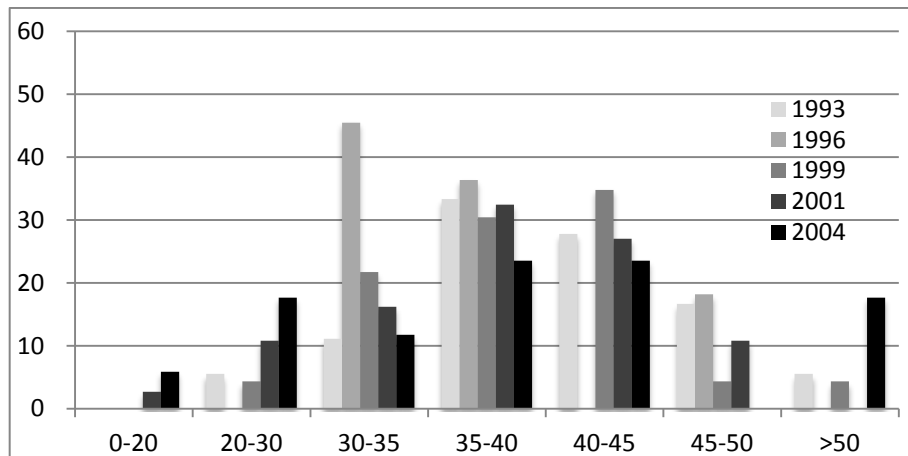


圖 4-16a 四號溪崩塌平均坡度分布圖

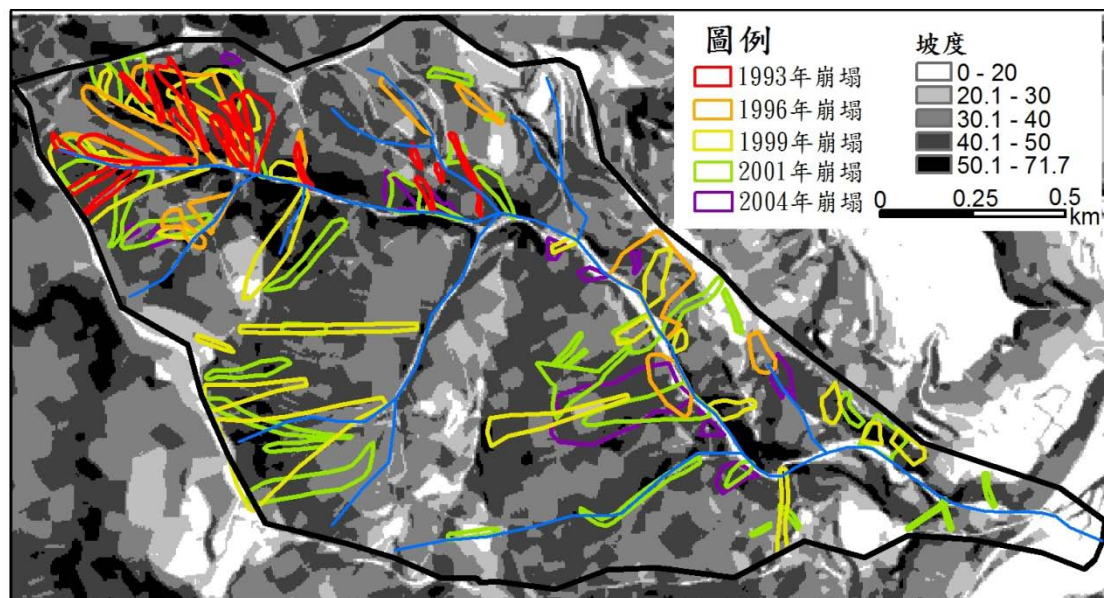


圖 4-16b 四號溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖

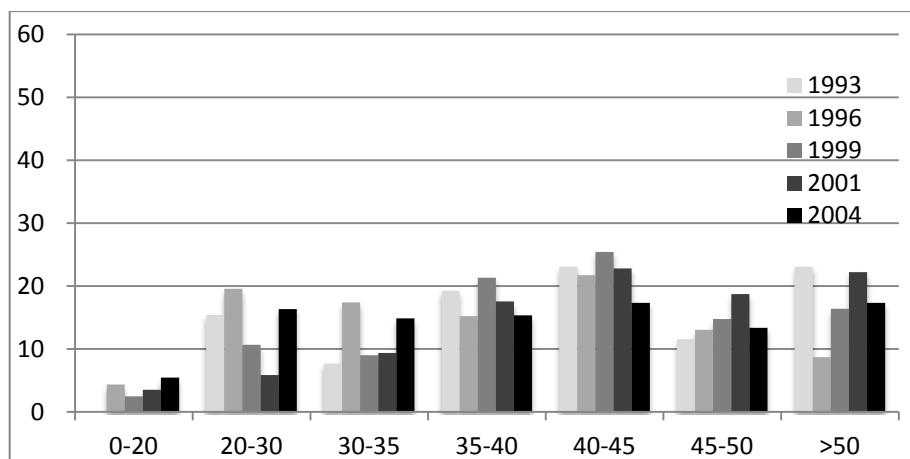


圖 4-17a 松山溪崩塌平均坡度分布圖

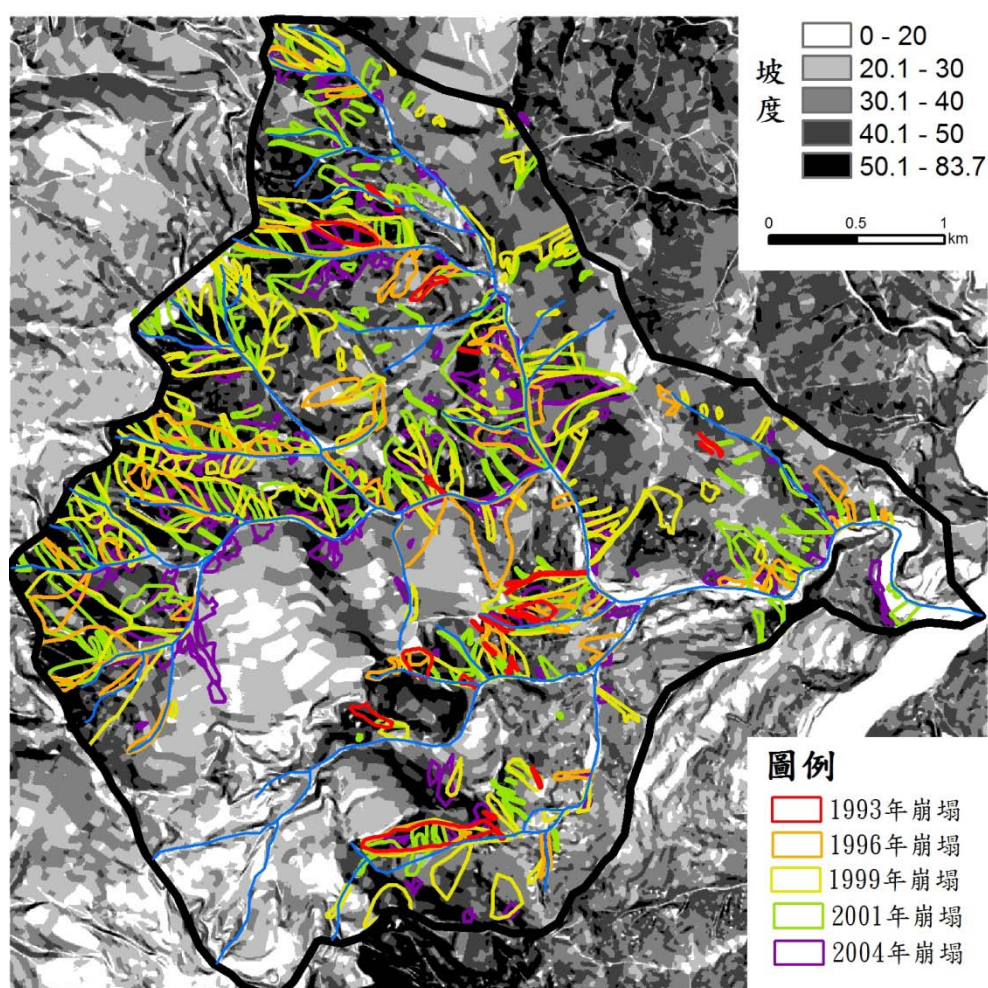


圖 4-17b 松山溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖

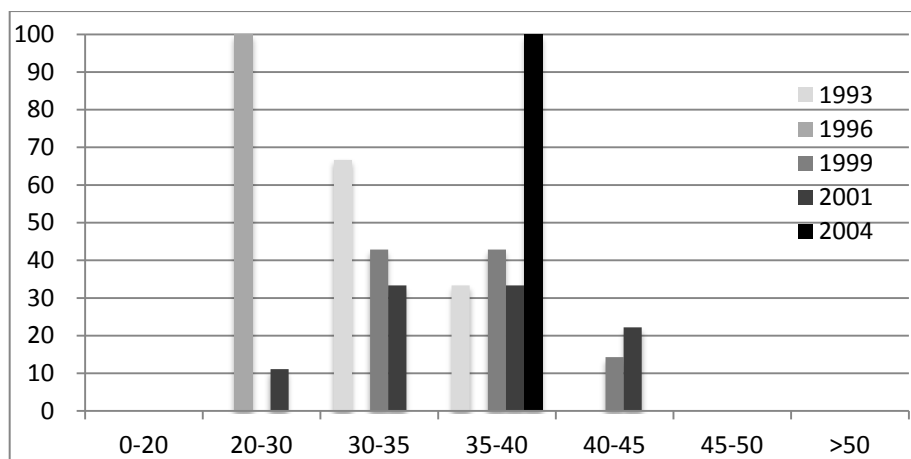


圖 4-18a 六號溪崩塌平均坡度分布圖

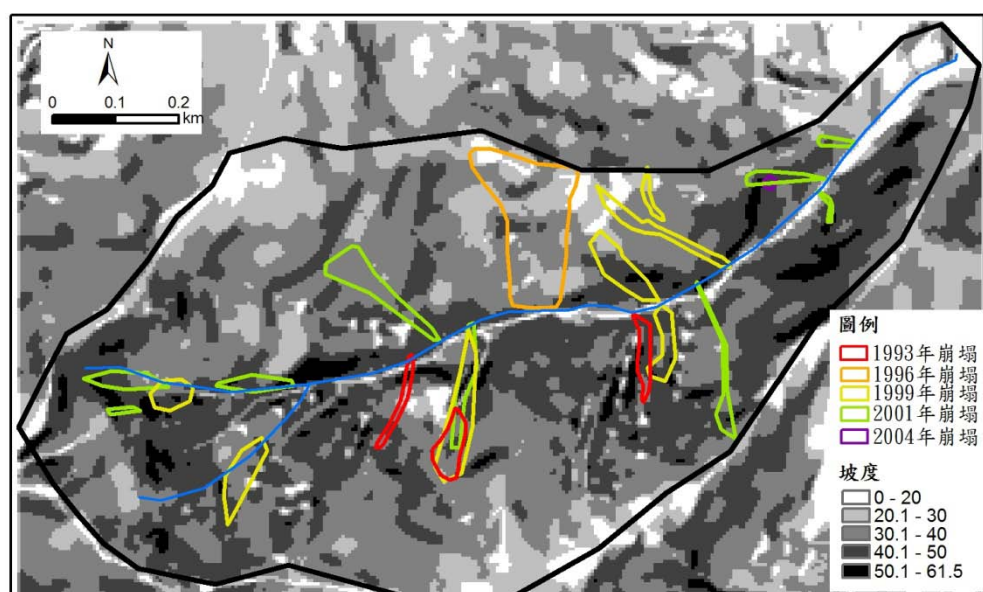


圖 4-18b 六號溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖

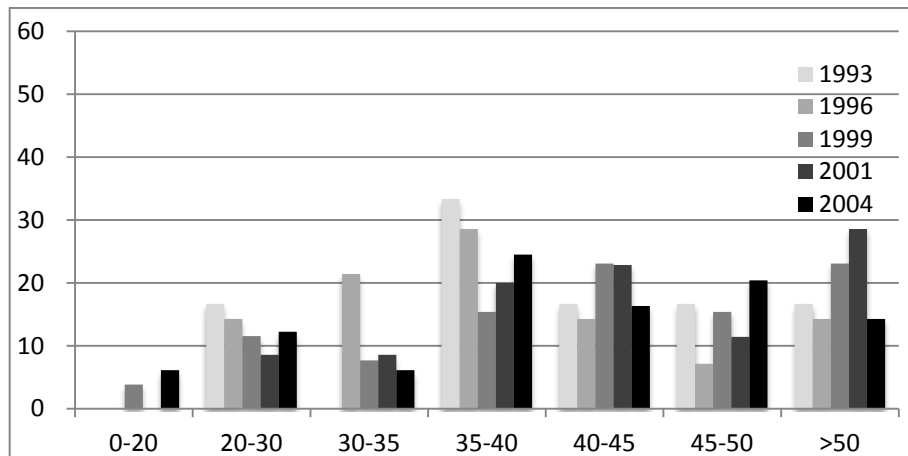


圖 4-19a 七號溪崩塌平均坡度分布圖

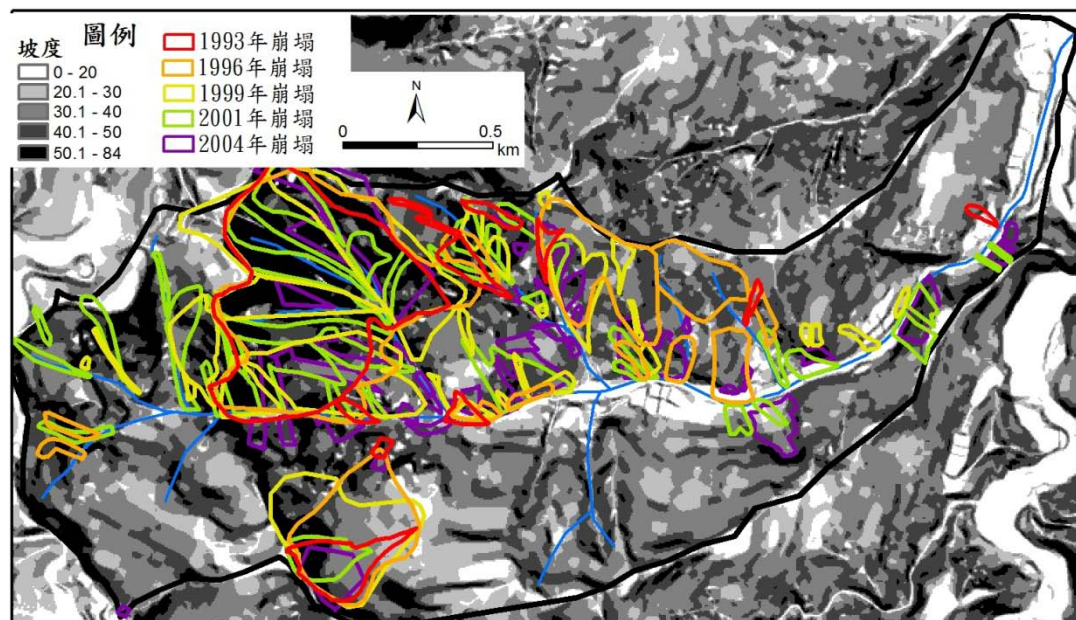


圖 4-19b 七號溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖

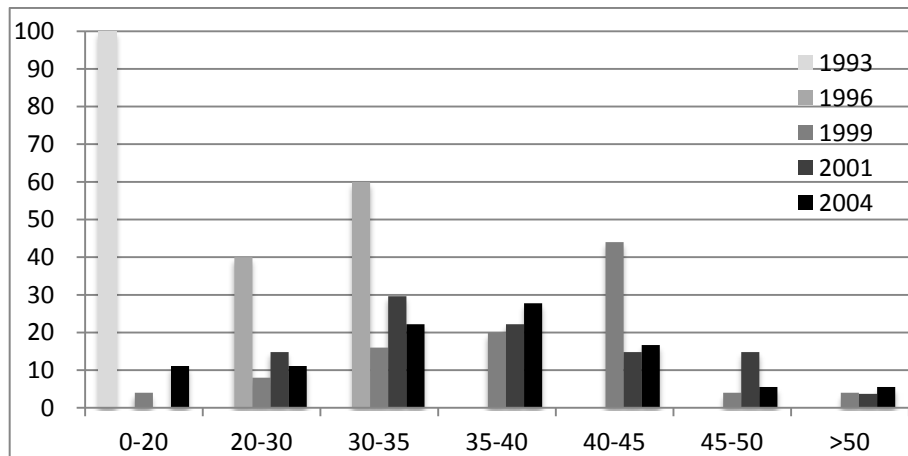


圖 4-20a 郝馬戛班 1 溪崩塌平均坡度分布圖

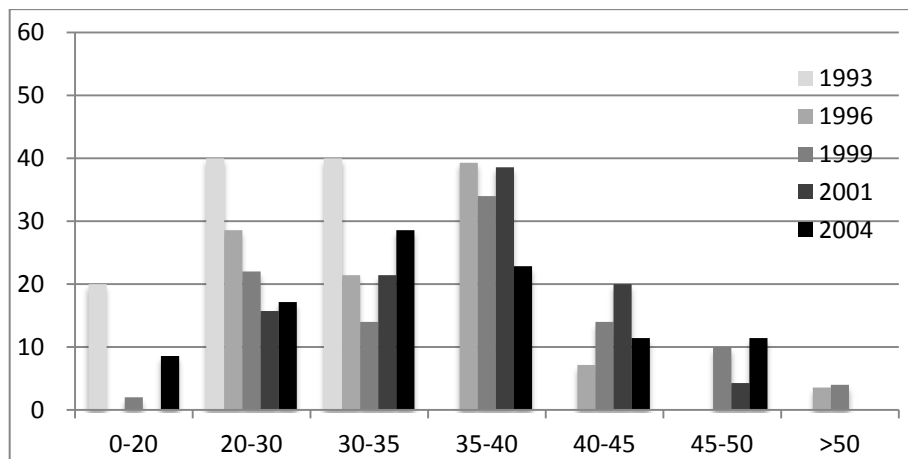


圖 4-20b 郝馬戛班 2 溪崩塌平均坡度分布圖

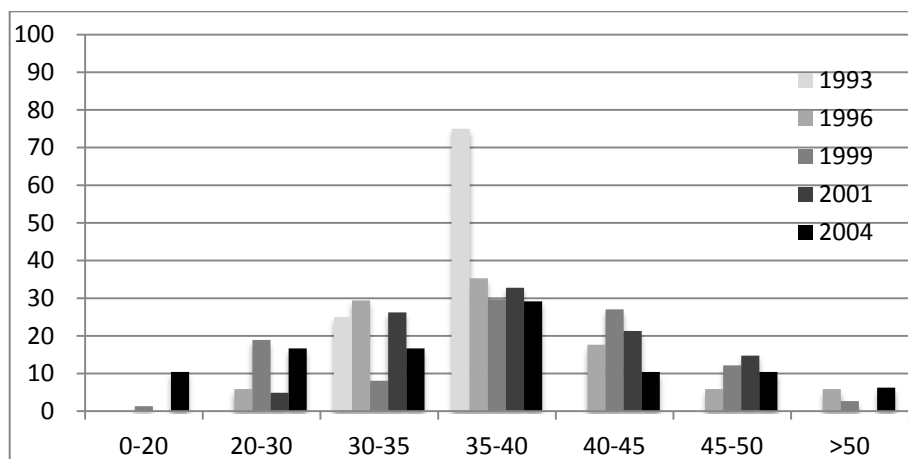


圖 4-20c 郝馬戛班 3 溪崩塌平均坡度分布圖

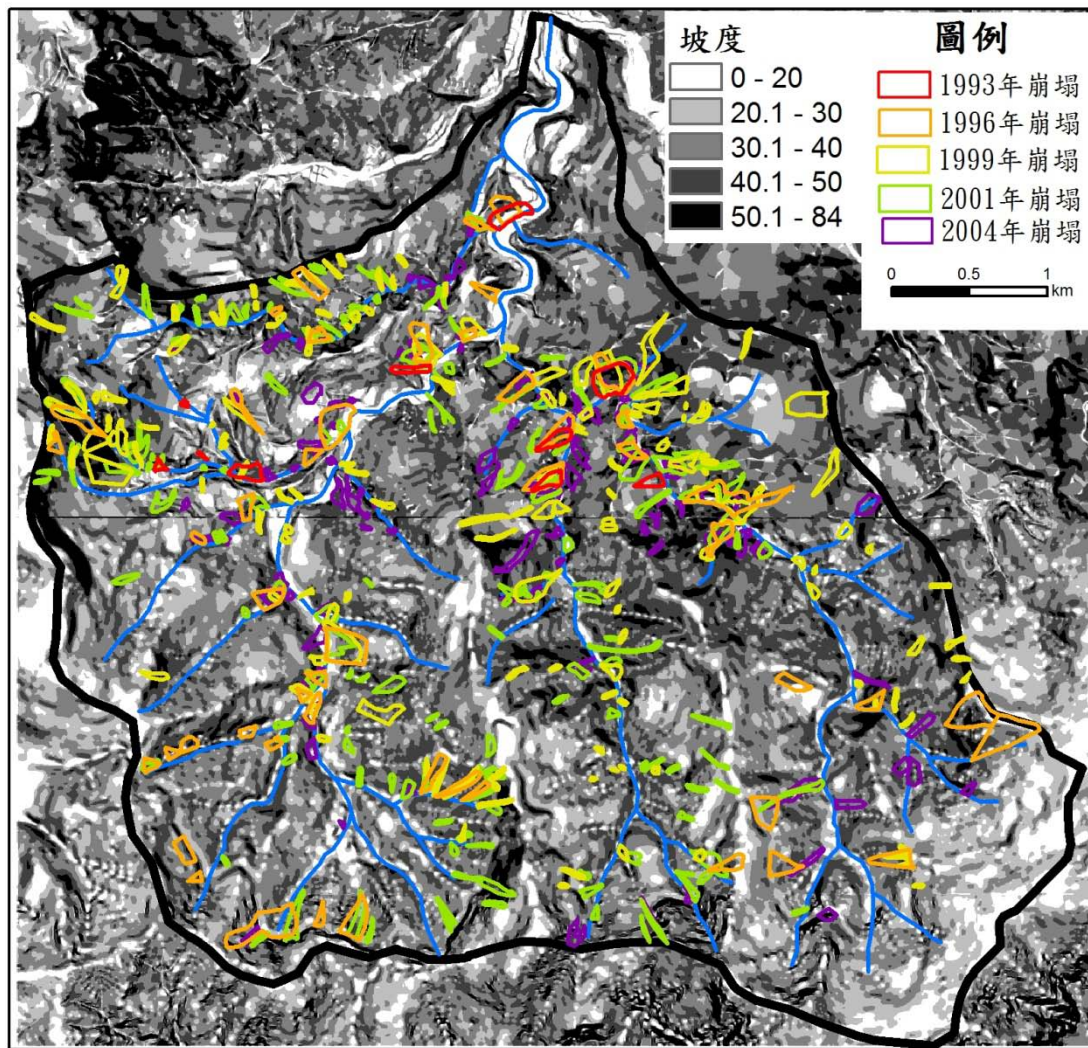


圖 4-20d 郝馬戛班溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖

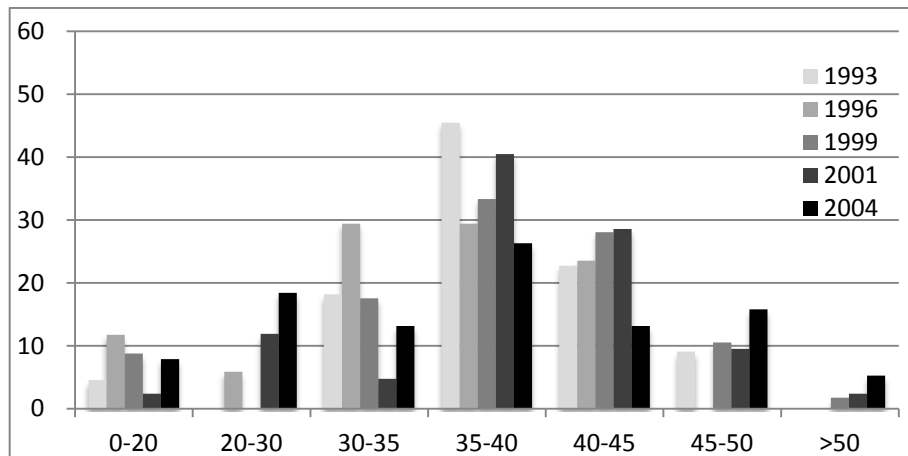


圖 4-21a 出水溪崩塌平均坡度分布圖

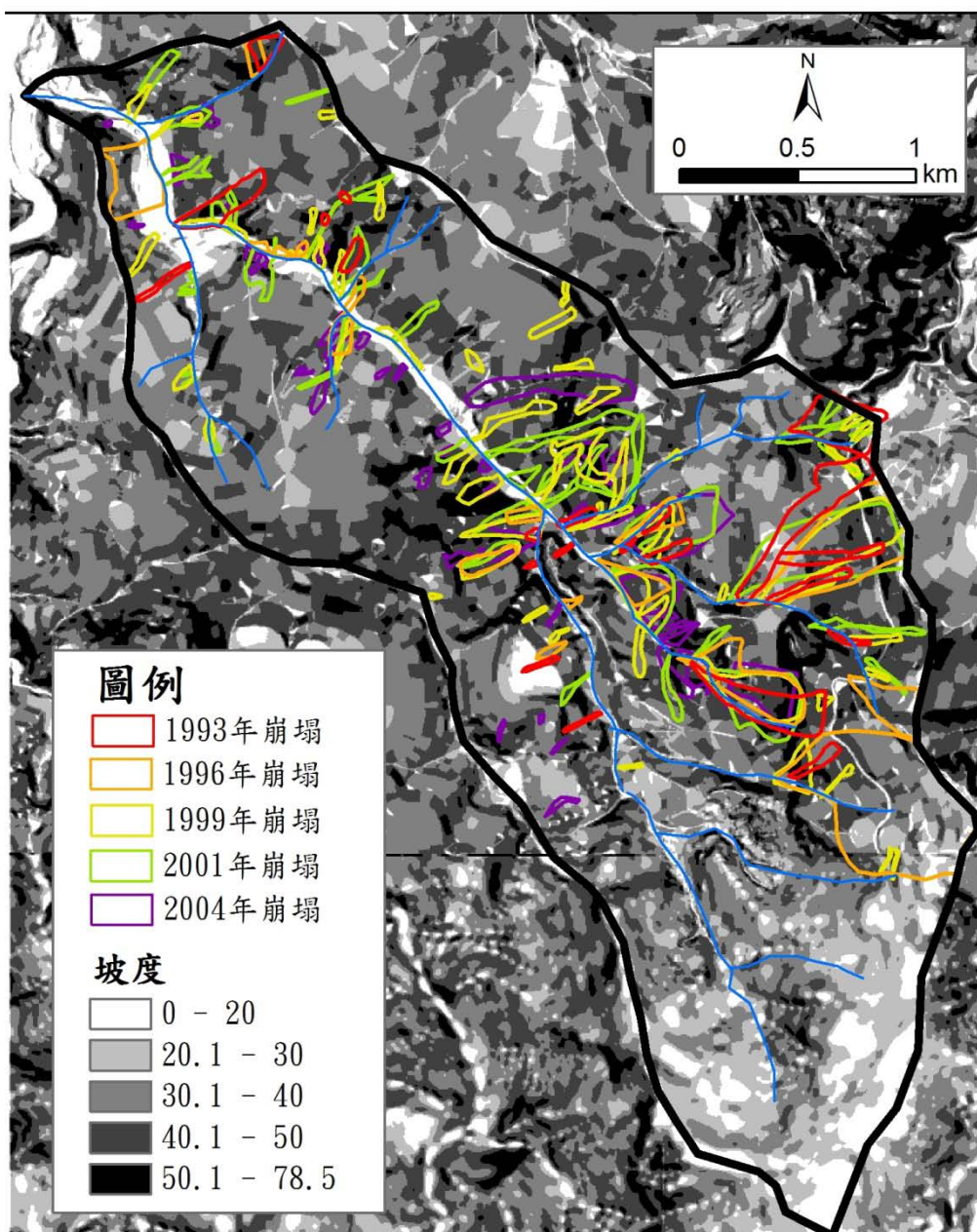


圖 4-21b 出水溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖

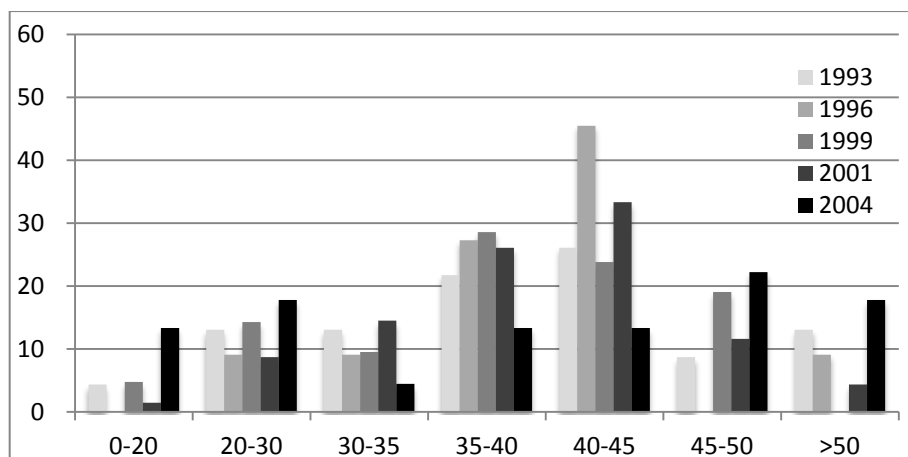


圖 4-22a 愛玉仔橋溪崩塌平均坡度分布圖

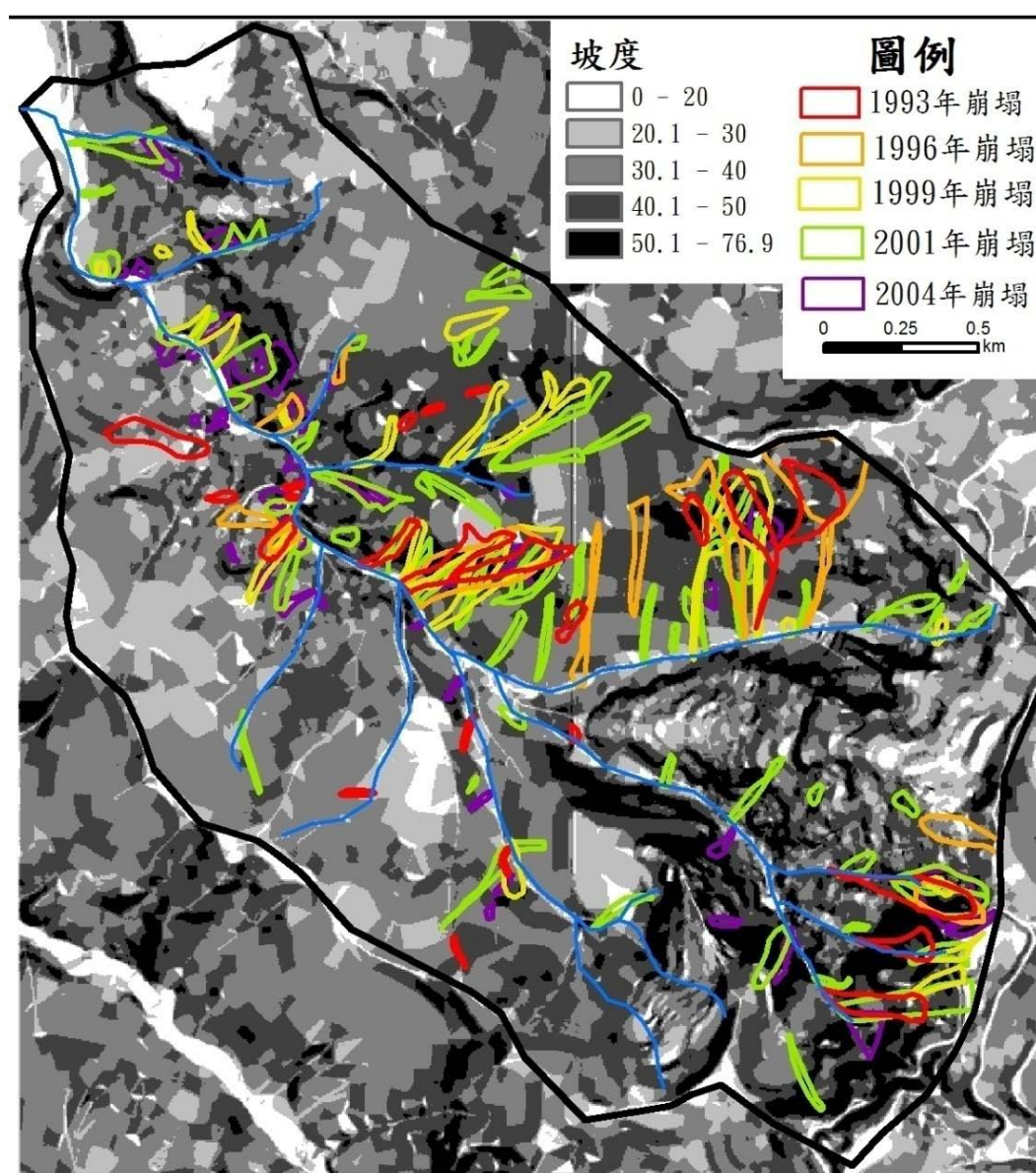


圖 4-22b 愛玉仔橋溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖

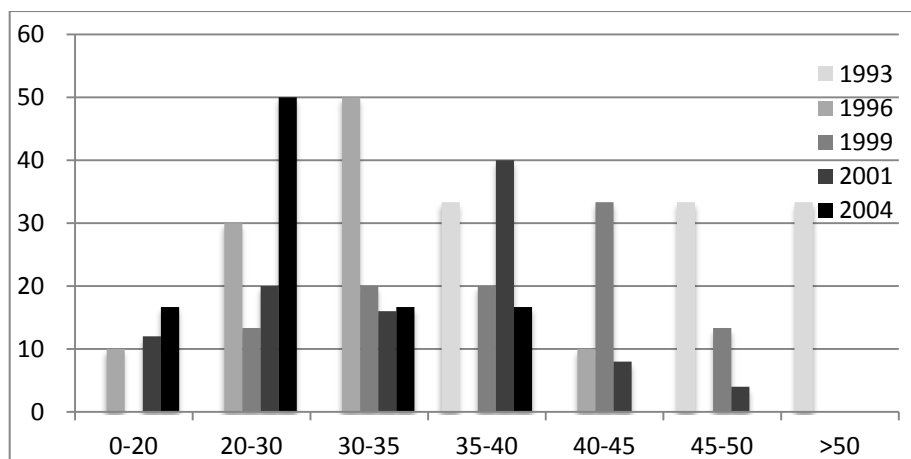


圖 4-23a 頭坑溪崩塌平均坡度分布圖

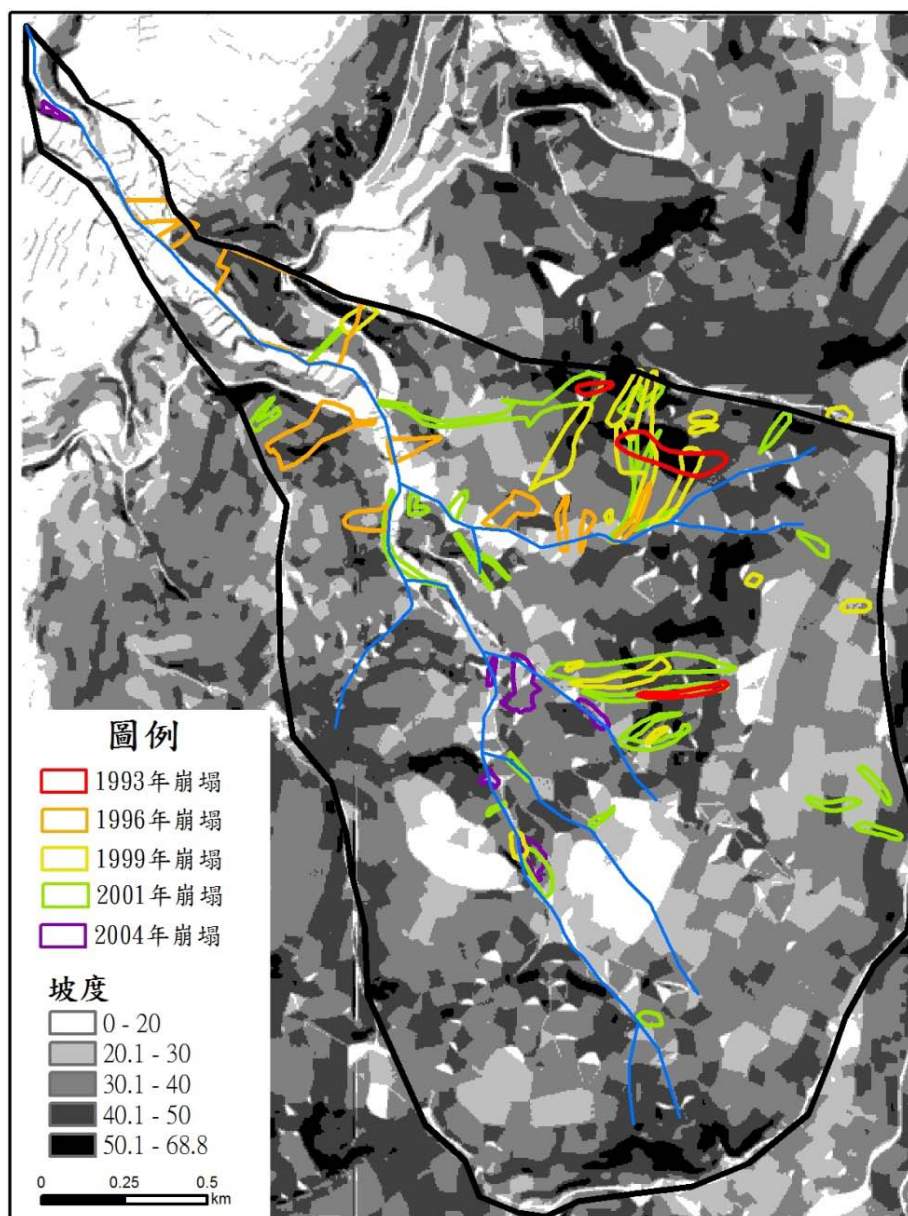


圖 4-23b 頭坑溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖

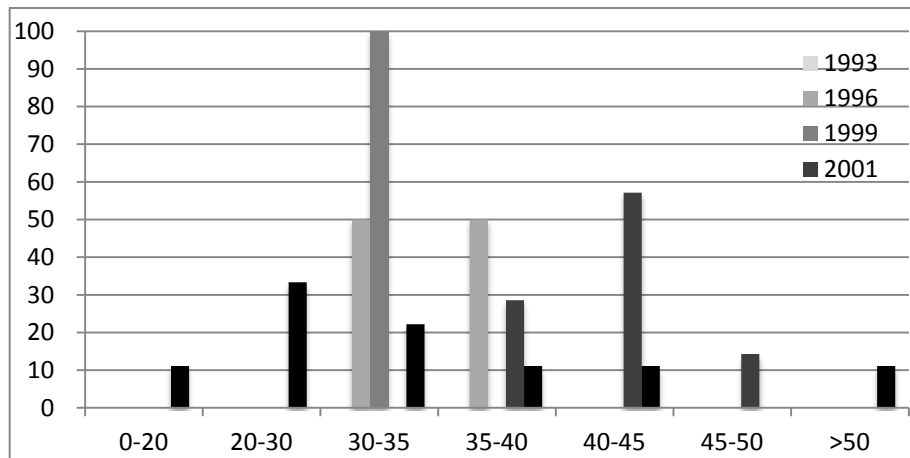


圖 4-24a 八號溪崩塌平均坡度分布圖

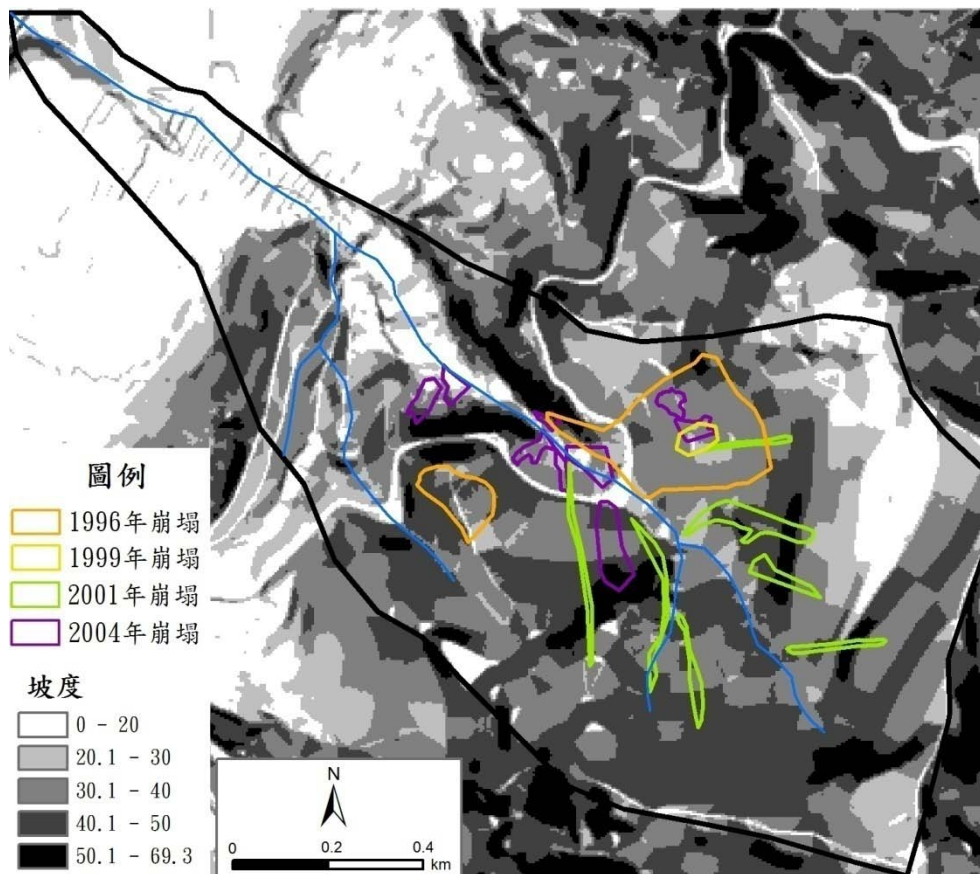


圖 4-24b 八號溪崩塌歷年崩塌之坡度分布圖

二、地層對崩塌的影響

和社溪的岩層以中新世第三紀的沉積岩為主，包括關刀山砂岩層、南莊層及南港層。和社溪各子集水區的地層配置是相似的：上游至中游以厚層砂岩的南莊層為主，中游至下游則以厚層砂岩夾頁岩的南港層為主，關刀山砂岩層則分布在松山溪上游源流區(圖 4-25)。南莊層雖以厚層砂岩為主，但本區的南莊層多有褶皺與小斷層經過(林慶偉,1996、林冠瑋,2005)，岩體品質相對其他地區為低，為較容易發生崩塌的地層。南莊層的厚層砂岩與薄層頁岩夾層一旦崩落，在本區容易產生巨石崩塌；南港層的頁岩比例較高，岩體品質相對較弱，常在坡腳形成風化物質堆積。由於子集水區的地層面積分布差異頗大，因此，本研究以崩塌頻度與崩塌密度的方式表示每一個子集水區在各地層의崩塌發生狀況(表 4-6~4-7)。

崩塌密度最高的是關刀山砂岩層，厚層泥質砂岩組成的岩層在地形上為陡峭的裸露岩壁。於賀伯颱風後崩塌頻度與密度都增加，尤以集集地震時的崩塌密度最高，表示關刀山砂岩層對地震的反應相對明顯，主要崩落的組成為巨礫。南莊層及南港層的分布較為普遍，由上一章的結果可知和社溪流域中南莊層與南港層的崩塌頻度相近，崩塌密度以南莊層相對較高，但各子集水區的崩塌在不同事件中對各地層的貢獻則各有不同。

(一)賀伯颱風：該次事件中，各子集水區分布在南莊層及南港層的崩塌密度與頻度比例各有不同(表 4-6~4-7)。一號溪、七號溪、出水溪、愛玉仔橋溪及八號溪的南莊層崩塌密度幾乎都是南港層的 2 倍以上，但頻度卻較南港層低。此項結果顯示在賀伯颱風時，這些子集水區的崩塌主要分布在上游區塊，且崩塌的面積大。以出水溪為例，上游的南莊層因為有構造線經過，RMR 的評分結果僅 33-40，屬於較低的岩體品質(謝有忠，1999)。由崩塌分布圖上可得知，此岩體品質低的區位即為崩塌密集發生之處。經過愛玉仔橋溪的斷層由下游縱切，主要影響為南港層，但上游受厚層砂岩控制的邊坡，坡度陡峭，亦為崩塌好發之處。

(二)集集地震：集集地震的事件影響主要來自地面加速度的強度，由第三

章及上一節的討論結果可以得知和社溪的地面加速度由北向南遞減，且崩塌受地震震波影響會使崩塌發生有向陡坡及稜線集中的趨勢。因此，和社溪的子集水區中，除了最南側的郝馬戛班溪三個子集水區以南港層崩塌密度較高外，其餘 10 個子集水區的崩塌密度都以分布在上游地區，坡度相對陡峭的南莊層為高。若以頻度區分，南莊層與南港層則互有勝出(表 4-6~4-7)。

(三)桃芝颱風：在集集地震之後兩年緊接著發生的桃芝颱風因為多了河流水量的影響，讓位在各子集水區下游側的南港層崩塌密度普遍增加，除了七號溪因為中下游集集地震時發生的數個大型崩塌被植被覆蓋，改為規模較小的河岸侵蝕，因而崩塌密度大幅下降(表 4-6~4-7)。

(四)敏督利颱風：和社溪整體的崩塌地質分布在敏督利颱風時，南莊層的崩塌密度下降至賀伯颱風前的水準，南港層則從集集地震後微幅上揚至賀伯颱風時的水準(表 4-6~4-7)。若細部檢視子集水區，發現除了松山溪、頭坑溪、八號溪外，其餘 10 個子集水區的南港層崩塌都較南莊層為高，尤以三號溪及七號溪貢獻最高。位在南港層的崩塌多為中下游的河岸侵蝕，以及舊有崩塌重複發生。

由上述結果可知，各子集水區的崩塌在賀伯颱風時對地層的反應各有不同，但集集地震後的崩塌以發生在南莊層為主，桃芝颱風後南莊層的崩塌密度仍高，至敏督利颱風後，南港層的崩塌密度升高。但同樣的地層卻會因為地質構造對岩體品質的弱化，造成崩塌的發生密度增加，土石供應量亦大大增加，出水溪即為一例。未來若能建立源流地層破碎區的岩體評分資料庫，相信應該更能明瞭子集水區中的地層岩性強弱的差異性。此外，同樣的地層也會因為坡度的分布差異，而有子集水區的崩塌密度不同的現象，如松山溪西南側的緩坡地與其北側的崩塌好發區同屬南莊層，崩塌密度卻大不同。顯示崩塌的發生是綜合數項地文因子的結果，不容易區分出何者為最重要的影響因素。整體而言，邊坡相對陡峭的南莊層是本區相對容易發生崩塌的自然環境，而中下游水流能大的南港層以河岸侵蝕為主。



圖 4-25 和社溪歷年崩塌與地質疊合圖

表 4-6 各子集水區於各年度不同地層的崩塌頻度表

	賀伯颱風				集集地震				桃芝颱風				敏督利颱風			
	關刀山砂岩層	南莊層	南港層	台地堆積層	關刀山砂岩層	南莊層	南港層	台地堆積層	關刀山砂岩層	南莊層	南港層	台地堆積層	關刀山砂岩層	南莊層	南港層	台地堆積層
一號溪	*	9.8	3.8	-	*	0.0	5.3	-	*	9.8	7.5	-	*	0.0	5.3	-
二號溪	*	0.0	9.0	-	*	185.4	26.9	-	*	0.0	21.5	-	*	0.0	3.6	-
三號溪	*	5.3	6.3	-	*	14.1	17.1	-	*	20.4	21.6	17.9	*	19.0	32.4	-
四號溪	*	5.7	2.8	-	*	9.3	9.4	-	*	14.3	16.0	-	*	5.0	11.3	-
松山溪	4.0	2.2	4.7	-	12.7	7.5	3.6	-	24.2	8.2	8.3	-	13.5	13.3	12.3	-
六號溪	*	*	1.3	-	*	*	9.1	-	*	*	11.7	-	*	*	1.3	-
七號溪	*	3.0	3.6	-	*	6.8	6.2	-	*	14.3	5.8	-	*	4.5	16.0	-
郝馬嘎班溪 1	*	0.0	3.7	-	*	8.7	16.5	-	*	5.8	18.7	-	*	0.0	13.5	-
郝馬嘎班溪 2	*	2.6	3.7	-	*	5.2	3.7	-	*	6.9	8.1	-	*	3.9	8.9	-
郝馬嘎班溪 3	*	1.0	4.0	-	*	5.1	12.1	-	*	3.8	12.8	-	*	3.7	16.9	-
出水溪	*	1.5	3.0	-	*	6.3	6.8	-	*	3.4	8.5	-	*	4.3	7.7	-
愛玉橋溪	*	1.5	1.9	-	*	2.7	3.9	-	*	10.3	9.7	-	*	3.8	13.1	-
頭坑溪	*	0.9	7.2	7.5	*	4.3	1.0	-	*	5.8	6.2	-	*	1.5	0.0	7.5
八號溪	*	0.8	2.4	-	*	0.8	0.0	-	*	5.7	0.0	-	*	7.3	0.0	-

註 1：「*」表示該子集水區沒有該種地層的分布，「-」表示判釋時受限照片拍攝角度與品質，未判釋出崩塌。

註 2：崩塌頻度單位為「個/平方公里」

表 4-7 各子集水區於各年度不同地層的崩塌密度表

	賀伯颱風				集集地震				桃芝颱風				敏督利颱風			
	關刀山 砂岩層	南莊層	南港層	台地堆 積層	關刀山 砂岩層	南莊層	南港層	台地堆 積層	關刀山 砂岩層	南莊層	南港層	台地堆 積層	關刀山 砂岩層	南莊層	南港層	台地堆 積層
一號溪	*	3.5	0.4	-	*	0.0	0.4	-	*	2.7	2.0	-	*	0.0	0.5	-
二號溪	*	0.0	0.9	-	*	5.4	4.2	-	*	0.0	5.4	-	*	0.0	1.5	-
三號溪	*	6.4	12.5	-	*	15.7	6.2	-	*	13.4	12.2	4.1	*	7.0	14.5	-
四號溪	*	5.3	4.6	-	*	11.8	4.3	-	*	8.3	7.3	-	*	0.9	6.3	-
松山溪	17.6	4.7	4.2	-	36.6	11.1	1.5	-	24.3	10.7	3.1	-	6.0	7.2	3.6	-
六號溪	*	*	3.3	-	*	*	3.3	-	*	*	2.4	-	*	*	0.0	-
七號溪	*	37.2	14.4	-	*	31.3	13.1	-	*	26.7	4.3	-	*	2.9	12.7	-
郝馬嘎班溪 1	*	0.0	3.9	-	*	3.7	3.3	-	*	1.5	4.4	-	*	0.0	2.4	-
郝馬嘎班溪 2	*	3.4	6.3	-	*	2.6	3.1	-	*	2.7	2.8	-	*	1.0	2.4	-
郝馬嘎班溪 3	*	2.4	7.6	-	*	2.1	8.0	-	*	1.7	8.7	-	*	1.8	7.3	-
出水溪	*	10.3	3.9	-	*	6.1	2.5	-	*	7.3	4.1	-	*	4.9	1.6	-
愛玉橋溪	*	4.4	1.2	-	*	3.0	1.5	-	*	5.0	4.6	-	*	2.1	3.4	-
頭坑溪	*	0.3	14.5	6.5	*	2.3	0.5	-	*	3.1	1.8	-	*	0.6	0.0	0.9
八號溪	*	7.1	3.9	-	*	0.4	0.0	-	*	2.6	0.0	-	*	2.7	0.0	-

註 1：「*」表示該子集水區沒有該種地層的分布，「-」表示判釋時受限照片拍攝角度與品質，未判釋出崩塌。

註 2：崩塌密度單位為「公頃/平方公里」。

三、颱風降雨對崩塌的影響

颱風的降雨分布對崩塌的發生有一定的影響，尤其是因為地形或雲雨區所形成的降雨中心(周稟珊, 2005)。本研究期間的颱風事件有 1996 年的賀伯颱風、2001 年的桃芝颱風以及 2004 年的敏督利颱風，本研究使用高解析度的降雨分布圖來作分析，降雨資料來自中央氣象局與水利署的雨量站資料，利用與各雨量站的距離與方位進行內插，解析度約為一平方公里的點陣資料(翁叔平，個人通訊)，再將網格資料經過 ArcGIS 轉換為點，利用克利金法(kriging)轉成網格資料格式(*.img)(圖 4-26~27)。以各次颱風的等雨量線來看，由於敏督利颱風的資料與雨量站資料有出入，故採用賴銘峰(2010)利用克利金法所做的陳有蘭溪降雨空間分布圖(圖 4-29)。

由以上三張圖發現三次颱風在和社溪的降雨分布都有其空間差異。賀伯颱風的雨量中心在阿里山附近，逐漸向東北遞減，在和社溪的範圍內，累積雨量在松山溪的部分最高(約 1350mm)，逐漸向右岸減少至 900mm 左右(圖 4-26)。因此左岸的子集水區上游雨量較多，下游雨量較少；右岸的子集水區則是下游雨量較多，上游雨量較少。與 1993 年的崩塌密度相比，發現崩塌密度增加幅度最大的子集水區有三號溪、四號溪、松山溪、六號溪、郝馬戛班 1、2 溪及 3 溪、出水溪及頭坑溪(表 4-8)。這些子集水區都在累積雨量大於 1100mm 的範圍，同樣在範圍內的七號溪雖然增加率不若其他子集水區，但因為數個颱風前即存在的崩塌持續發生，崩塌密度居所有子集水區之冠。

雖然子集水區都有明顯的崩塌密度增加率，且大多與累積降雨量成正比，但以愛玉仔橋溪而言，崩塌主要發生在累積雨量相對較小的上游區，雨量較多的下游區崩塌發生率低(圖 4-26)。顯示以賀伯颱風如此大規模的累積降雨量，邊坡的穩定度都受到影響，但本區的崩塌仍受到集水區內的地形地質特徵影響相對明顯。

賀伯颱風發生時，本研究區內共有 12 個子集水區發生土石流，即使累積降雨量最低、崩塌密度也最低的一號溪及二號溪都有土石流的發生，表示在賀伯颱風的降雨量之下，雖然雨量分布有其空間差異，但對此 14 個子集水區而言，大都已

經到達發生土石流作用的程度。

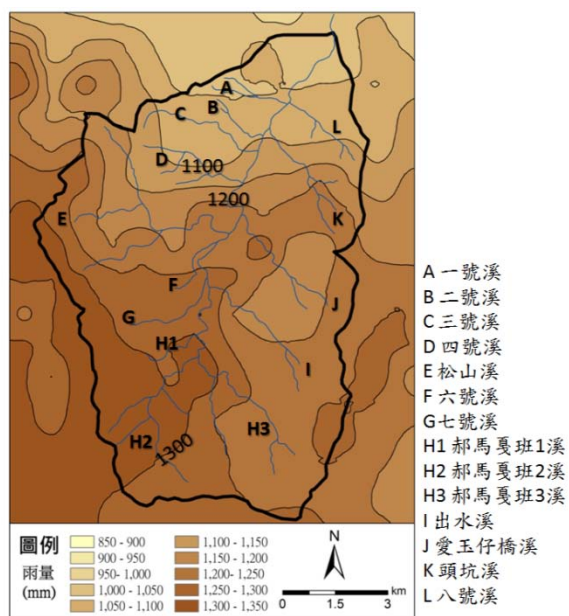


圖 4-26 賀伯颱風和社溪等雨量線圖(翁叔平，個人通訊)

表 4-8 三個子集水區的颱風事件崩塌密度比較表

	賀伯颱風 崩塌密度/增加 百分比	桃芝颱風 崩塌密度/增加 百分比	敏督利颱風 崩塌密度/增加 百分比
一號溪	0.6/-	1.8/200%	0.4/-78%
二號溪	0.8/-	5.0/525%	1.3/-74%
三號溪	8.6/291%	13.2/53%	9.7/-27%
四號溪	5.1/155%	7.9/55%	3.3/-58%
松山溪	6.7/458%	11.6/77%	6.4/-45%
六號溪	1.2/300%	0.9/25%	0.01/-99%
七號溪	21.9/67%	11.6/-47%	9.6/-17%
郝馬戛班 1 溪	3.6/125%	4.8/25%	2.2/-54%
郝馬戛班 2 溪	3.6/1100%	2.7/-25%	0.8/-70%
郝馬戛班 3 溪	3.0/400%	2.5/-17%	1.4/-44%
出水溪	8.9/128%	6.7/-25%	4.2/-37%
愛玉仔橋溪	3.3/14%	4.8/45%	2.4/-50%
頭坑溪	3.6/500%	2.7/-25%	0.5/-81%
八號溪	6.0/-	1.9/-68%	1.9/0%

*增加百分比=(後次事件的崩塌密度-前次事件的崩塌密度)/前次事件的崩塌密度*100%

*「-」表示前次事件沒有判釋出崩塌，無法計算增加百分比。

桃芝颱風的累積雨量除了和社溪的最下游較低(<500mm)之外，其餘地區都在500-700mm 之間，最高的雨量出現在松山溪中游至郝馬戛班溪下游一帶，約700mm(圖 4-27)。一號溪與二號溪的崩塌密度都有高比例的增加，三號溪、四號溪、松山溪、六號溪、郝馬戛班 1 溪及愛玉仔橋溪的崩塌密度也都為正成長。桃芝颱風的累積雨量比賀伯颱風低(表 3-8)，崩塌密度卻比賀伯颱風高，再次彰顯集集地震的影響。以降雨空間分布而言，一號溪及二號溪的雨量最少，崩塌密度增加率卻最高，表示地震加降雨的事件序列在這兩個子集水區中相對明顯；降雨量最高的區塊，崩塌密度卻有增有減(表 4-8)，表示本區在地震的影響下，降雨量的多寡對崩塌發生的影響並沒有很好的關係。

桃芝颱風發生時，位在和社溪口附近的和社測站與位在松山溪集水區南坡的神木測站(圖 4-27)都測得時雨量最高的時候為7月30日的早上6點至9點(表 4-9)，其中50%以上的雨量集中降在3小時內，賀伯颱風則是在7小時內(薛仲傑, 2007)，桃芝颱風的最大時雨量還超過賀伯颱風。根據當地居民的說法，降雨強度最大的時候就是土石流發生的時間。雖然北側的和社測站的時雨量低於神木測站的降雨強度，但北側的一號溪、二號溪、八號溪及頭坑溪一樣發生土石流災害。顯示桃芝颱風的累積雨量雖低於賀伯颱風，但在集集地震的大量土石供應加上高強度降雨下，對本區子集水區誘發土石流作用的能力同等，並沒有明顯集水區間的差異。沒有發生土石流作用的松山溪及七號溪，其崩塌密度僅次於三號溪，為子集水區中的第二位(表 4-8)，因此崩塌的供應仍是充足的，表示土石沒有搬運至河口，仍停留在河道中。松山溪的流域面積為16平方公里，在賀伯颱風輸出大量土石後，形成9.41公頃的土石流扇，前端還可見和社溪主流沖刷形成的崖，亦即原本的土石流扇面積更大。因此，很可能土石仍在集水區內累積，需要更多的風化物質或更大的降雨量才能驅動。七號溪崩塌密度亦高，但在崩塌好發區的下游側，河道開展，寬度明顯增加，河道坡降也明顯變緩，連續一公里以上的河段都可以為天然的「沉砂池」，雖然流域面積不若松山溪，但河道中可儲存的空間充足，兩岸各有一處理積階地的存在就說明此處的堆積特性。七號溪可能因此而未在桃芝颱風時發生土石流。

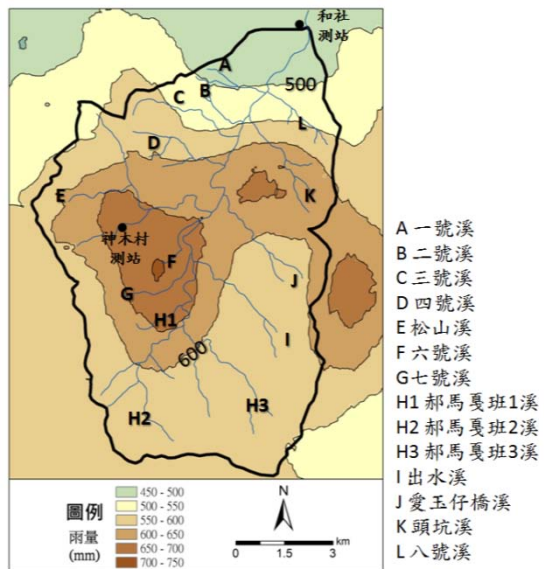


圖 4-27 桃芝颱風和社溪等雨量線圖(翁叔平，個人通訊)

表 4-9 和社測站與神木測站於桃芝颱風時雨量比較表

	和社測站時雨量	神木測站時雨量
07.30.0600	66.5mm	74.5mm
07.30.0700	60.0mm	52.5mm
07.30.0800	65.0mm	91.5mm
07.30.0900	50.5mm	75.0mm

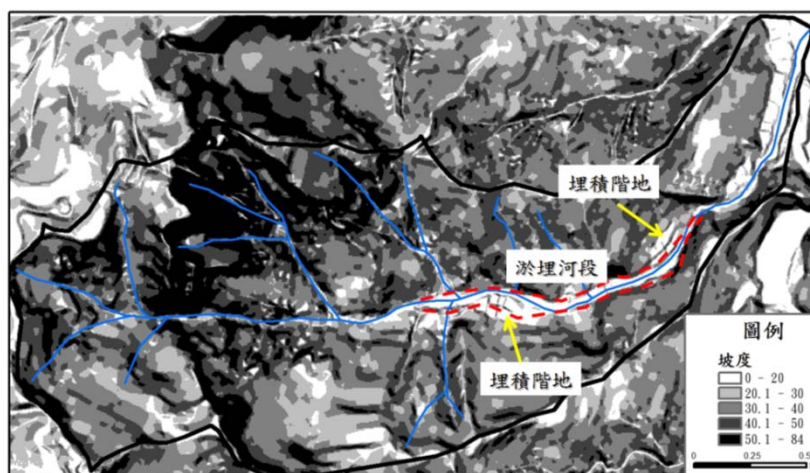


圖 4-28 七號溪淤埋河段示意圖

敏督利颱風的累積降雨量是三次颱風事件中最高的一次，由累積雨量圖可以看出雨量由西向東遞減，趨勢與賀伯颱風相近，累積雨量由 1500 mm 遞減至 500 mm 之間(圖 4-29)；北側的和社測站的時雨量也顯示降雨強度低於南側的神木測站(表 4-10)。累積雨量雖多，空間差異卻很明顯。子集水區中只有位在北側的八號溪崩塌密度與桃芝颱風相同，其餘 13 個子集水區的崩塌密度都下降，即使累積雨量最多的松山溪、七號溪、郝馬戛班 1 溪及 2 溪，崩塌密度也下降 17~70%。與研究期間的賀伯颱風相比，敏督利颱風的累積雨量略高過賀伯颱風，雖然降雨強度略低於賀伯颱風(望鄉於賀伯颱風時連續五小時降雨強度至 45-67mm/hr，神木村測站累積雨量較望鄉高，因此推測時雨量應該更高)，但敏督利的累積降雨太大，以致降雨強度也已到達土石流「高度可能發生」的區域。但只有四號溪、七號溪、出水溪、愛玉仔橋溪發生土石流作用，其餘累積雨量更高的松山溪、郝馬戛班 1 及 2 溪都沒有發生土石流。顯示本區的子集水區對如此高強度的降雨的反應已經出現變異，不再有同步發生土石流的現象發生。由一號溪、二號溪、四號溪、六號溪、郝馬戛班 1、2 溪、愛玉仔橋溪及出水溪的崩塌密度大減一半可推知，這些子集水區的邊坡土石產出已經減少，邊坡相對安定。其餘的子集水區減少比例雖不及上述子集水區，相信若未來沒有相當規模的事件，如大地震加上大颱風的組合，這些子集水區的邊坡也會尋求相對的安定狀態。在上述的條件下，邊坡的產出應是走向減緩的趨勢。此外，四號溪、出水溪、愛玉仔橋溪、七號溪在土石供應大減的狀況下，仍在敏督利颱風時發生土石流，可能有兩個原因，一是如此的崩塌供給量已足夠集水區發生土石流，二是此四個子集水區的河道特性(堆積或谷型等)促使土石流的發生。七號溪在桃芝颱風時崩塌密度大於敏督利颱風，卻未發生土石流，並不符合第一個條件，更彰顯了每一個子集水區在經過不同事件或事件的組合，集水區內部的邊坡穩定度(包括坡度與地質特性，甚至人為開發)與河道的埋積或搬運的程度會有同步或不同步的發展歷程。因此，在歷經多次事件後，每一個子集水區都會發展出自己的空間獨特性，面對下一個事件，其反應不一定會相同。也說明以子集水區為研究單元，的確有其必要性。

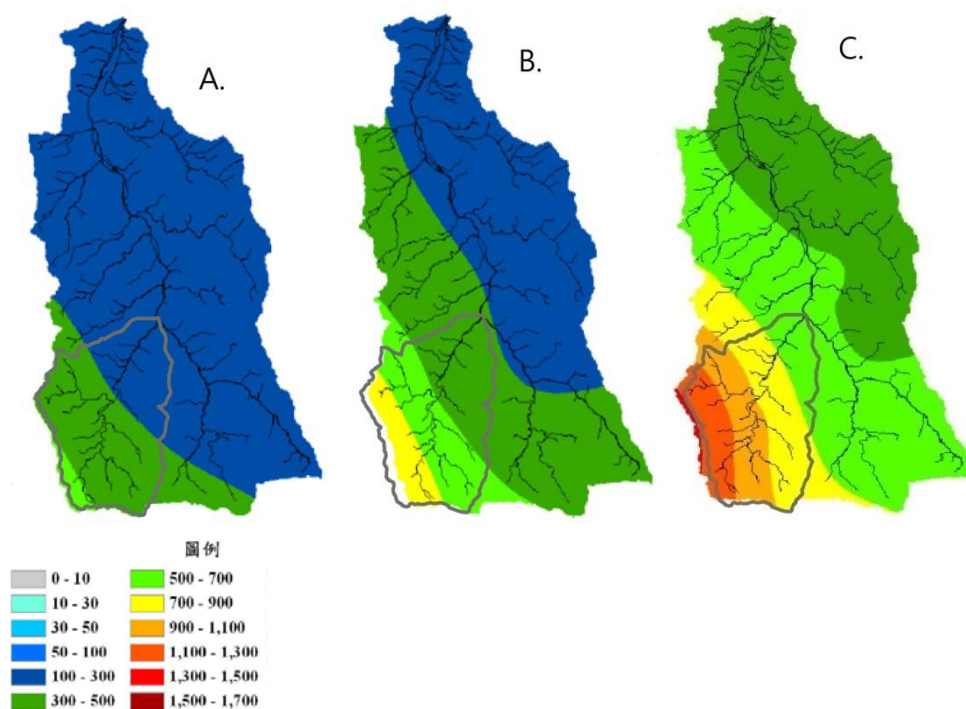


圖 4-29 敏督利颱風延時累積雨量分布圖(A.18hr,B.24hr,C.48hr，引自賴銘峰，2010)

表 4-10 和社測站與神木測站於敏督利颱風時雨量比較表

	和社測站時雨量	神木測站時雨量
07.03.0300	40.5mm	72.5mm
07.03.0400	43.5mm	56.0mm
07.03.0500	16.0mm	34.0mm
07.03.0600	21.5mm	53.0mm
07.03.0700	37.5mm	40.0mm
07.03.0800	32.5mm	30.0mm

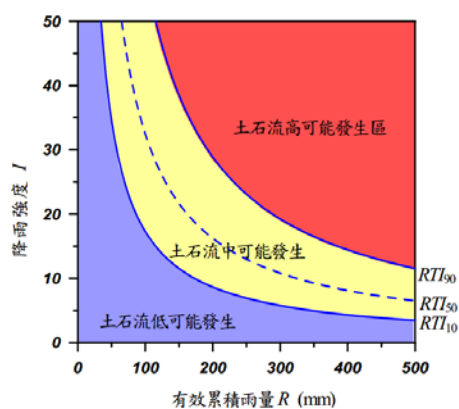


圖 4-30 利用降雨條件劃分土石流發生可能性示意圖(引自詹錢登等(2006))

第三節 子集水區開發歷程對崩塌的影響

由航照判讀過程中，發現本區的人為活動在 1980 年代中期，有明顯的增加，包括本區的人為開發歷程多在百來年才開始，近五十年來，利用強度較高。因為賀伯颱風的土石流引起廣泛的討論後，和社溪的土地利用並沒有明顯的改變。因此，為了掌握本區域人為開發的過程，將判釋時間向前追溯至 1963 年，增加 1963、1980 及 1985 年三個年代的崩塌判釋，選取出水溪、頭坑溪、四號溪為樣本，藉以探討人為活動對崩塌發生的影響。

由航照判讀過程中，發現本區的人為活動在 1980 年代中期，有明顯的增加，包括開墾的範圍與道路的興築等利用方式。因此，針對各年度道路的分布與開墾地的分布進行判釋(圖 4-31~33、圖 4-34~36)。1963 年比例尺雖小，卻是本區同時涵蓋三個子集水區的最早航照，判讀後發現本研究區多屬於台大實驗林(圖 4-37)，該時期仍屬伐林與合作造林期間，林業為本區主要的土地利用。此外，在各年度中幾乎都有新增的道路，或為農路，或為林業道路，其中 1985 年的航照則可以看出新中橫公路建築中的現況。受限於航照的品質，與立體鏡的放大倍率，部分道路無法繪製完整的路線，故有道路孤立於邊坡，沒有前後連結。本研究區早期仍有伐林的行為，若可以判斷航照中的裸露地為伐林地，就不列為崩塌裸露地。此外，計算三個子集水區的崩塌密度(ha/km^2)，藉以比較各年度子集水區的崩塌消長(圖 4-38)。

一、道路對崩塌的影響

由圖 4-32~4-34 中可知，三個子集水區 1963 年與 1980 年的崩塌分布零星，重複發生或集中的現象並不明顯，崩塌密度普遍較後續事件低，表示本研究區在 1980 年代尚屬安定，尤以四號溪最為明顯(圖 4-31)。1985 年開始，三個子集水區的崩塌分布明顯變多，崩塌密度的數值也一致上揚，主要是因為道路修築的影響。其中，新中橫公路通過頭坑溪的下游與出水溪的上游，在開挖的同時，於下邊坡傾倒大量的工程棄土，使得這兩個子集水區的邊坡有大面積的土石裸露區域(圖 4-32~4-33)。新中橫於出水溪經過的路線很長，棄土面積明顯，崩塌密度增加的幅度最高。四號溪新中橫僅通過最下游的部分，影響不明顯，但同時期四號溪

北岸卻有一般道路的修築，由北側的三號溪向南延伸，進入四號溪後一路向四號溪的上游修築，沿線出現多條大小不等的山崩溝與崩塌。與四號溪 1985 年以前的崩塌分布互相比較，崩塌密度的明顯上升說明了道路的修築的確影響了四號溪的邊坡穩定度，在過去很少崩塌的四號溪造成一定的影響。出水溪和四號溪在 1993 年的崩塌多還是沿著新中橫與一般道路分布。但因為新中橫的棄土部分已被草覆蓋，所以崩塌密度的數值都有下降；四號溪的崩塌仍有多處沿道路新增，崩塌密度反而上升。1996 年賀伯颱風發生，根據內茅埔雨量站的累積雨量顯示，賀伯颱風是近五十年來最大的一次風災。出水溪和頭坑溪原本的棄土堆又再次發生崩塌，出水溪原本只在下邊坡的棄土崩塌連帶影響上邊坡的不穩定，反而使得崩塌擴大。崩塌密度的數值明顯上升。由此可知新中橫的棄土對頭坑溪與出水溪的邊坡穩定的影響。此後的三年間並沒有大規模的颱風發生，所以大部分的崩塌都已被草或新生林木覆蓋。

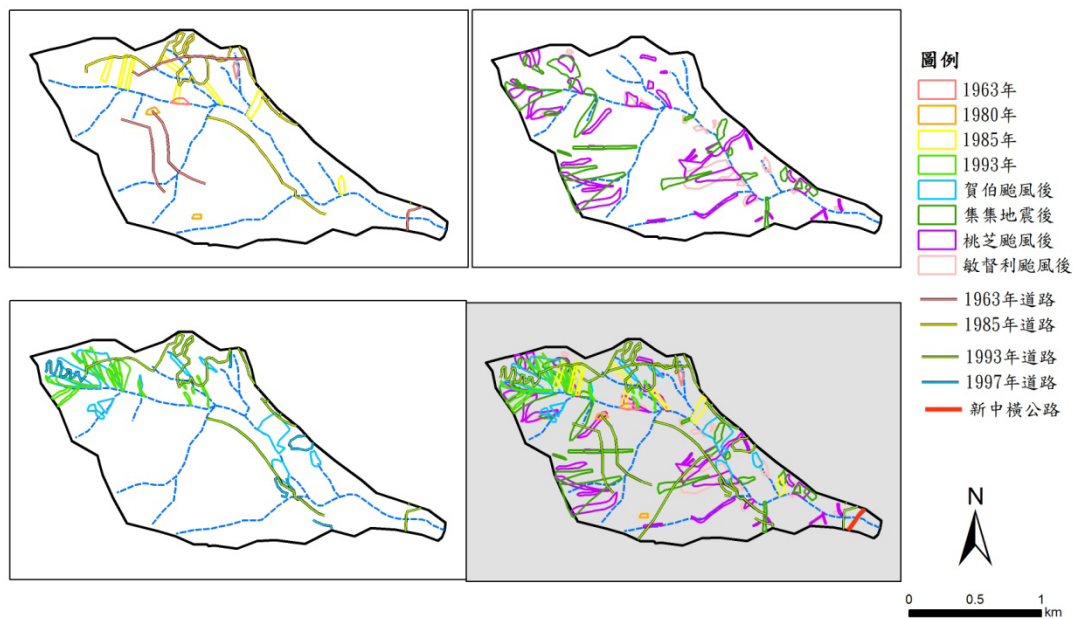


圖 4-31 四號溪各年度崩塌分布與道路疊合圖

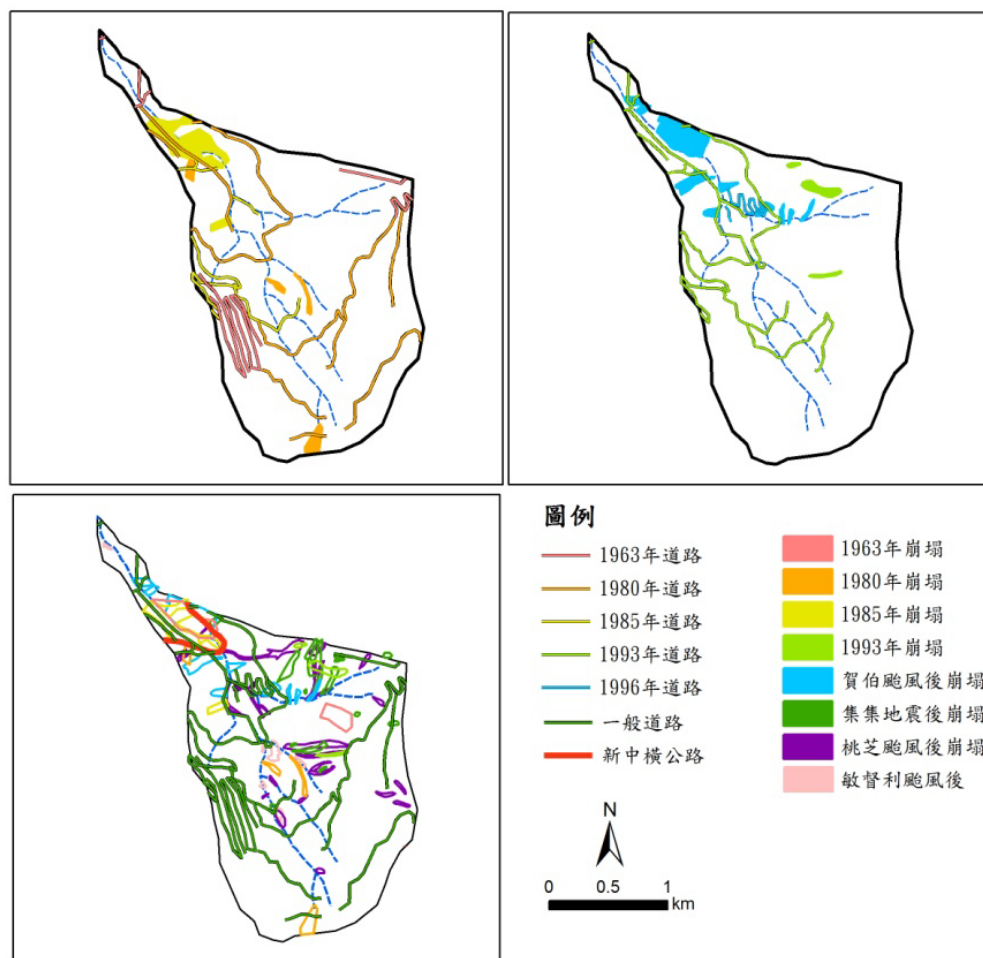


圖 4-32 頭坑溪各年度崩塌分布與道路疊合圖

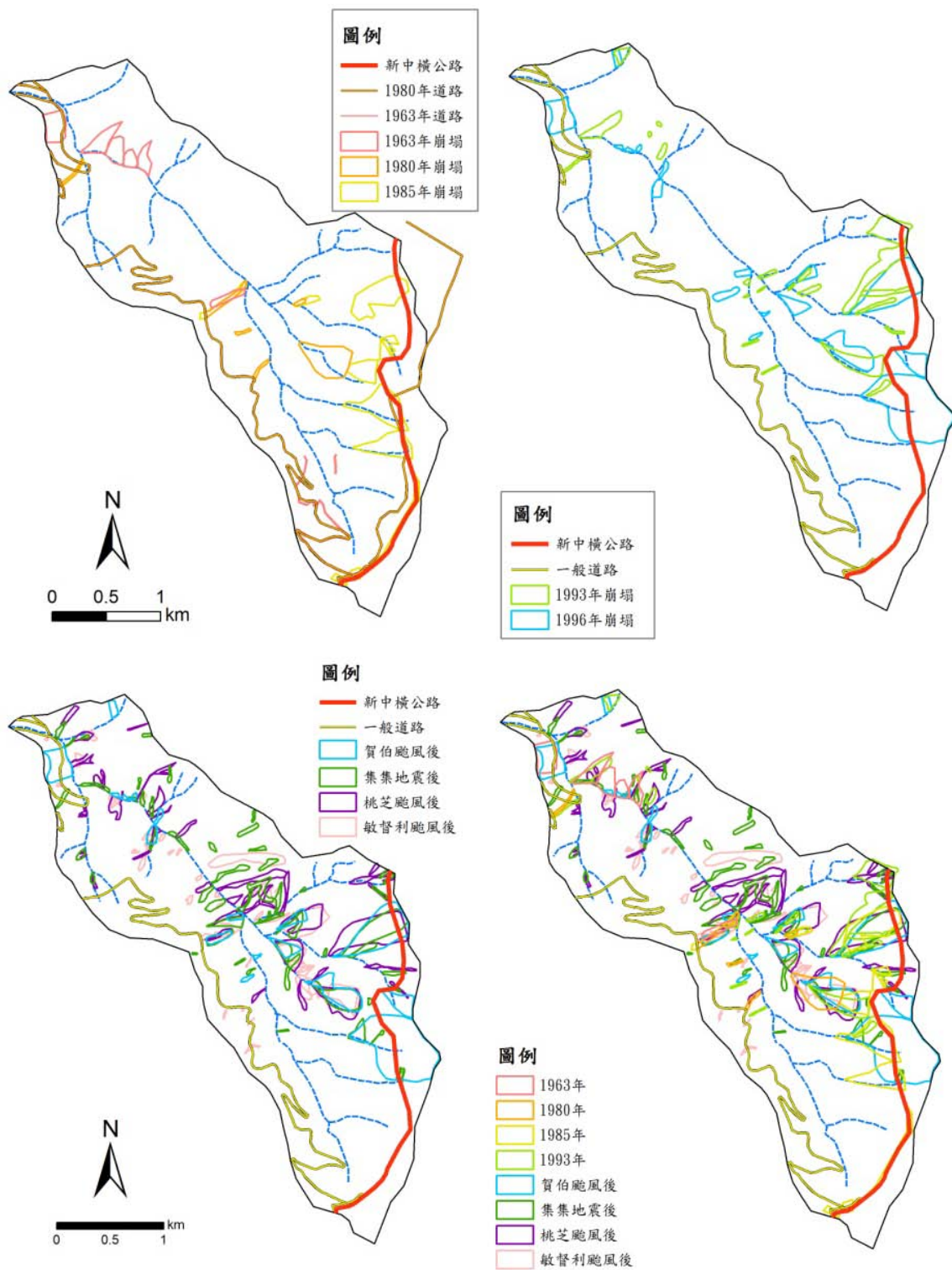


圖 4-33 出水溪各年度崩塌分布與道路疊合圖

二、人為開墾對崩塌的影響

四號溪在 1963 年的航照中，主要的開墾地分布在北岸的平坦稜線，與下游出谷口的沖積扇。隨後數年，下游邊坡相對較緩的區位陸續開發，這些區塊直至集集地震後才有崩塌發生在開墾區的下邊坡處，且分布零星，重複性較低(圖 4-34)。這些崩塌的形成原因可能有兩種可能，正好位在河道的基蝕坡，河道沖刷坡腳造成坡腳不穩而崩塌；稜線的農業開發造成邊坡的排水狀態發生改變，從而造成岩層弱化而崩塌。1985 年開始在北岸的上游邊坡有大規模的開發，包括道路的修築與邊坡的開發。該區正好在台大實驗林的範圍之外(圖 4-37)，且實驗林的政策也已不再大規模砍伐森林。因此，雖無法在航照中判讀土地利用的類型，但可推測為人為的開發利用。1993 年的開發更向上游源區擴張，此區段邊坡坡度相對較陡，加上道路興築與開墾的擾動，邊坡從 1985 年開始每次事件都有數處崩塌發生。四號溪北岸也有一例為崩塌發生後，人類直接在崩塌的堆積層整地、農耕，這樣的空間做為農地，鬆散的土石堆積很容易在大規模的降雨之下，發生崩塌。

頭坑溪及出水溪在 1963 年的開發主要為林務局的伐林政策(1999 年將此地的管理移交台大實驗林)，面積廣大。頭坑溪集中在下游的邊坡，出水溪則在上游南坡較為平坦的區塊。1980 後頭坑溪的開墾都集中在坡度相對較為平緩的中下游，崩塌的分布與坡度相對關係較大，開墾對崩塌發生的影響在頭坑溪較不明顯，邊坡崩塌與道路的關係相對較為明顯(圖 4-35)。出水溪的邊坡開墾範圍僅限在下游處，中上游沒有可辨識的人為開發，因此崩塌發生與開墾的關係相對較不明顯(圖 4-36)。頭坑溪和出水溪的開墾地除了邊坡的利用之外，當地人還會利用河道內的埋積階地或土石堆積而成的河中洲進行農墾活動，頭坑溪的這種現象從 1980 年開始陸續出現，由下游的階地漸次向中上游匯流口處的平坦階地。出水溪則從 1993 開始陸續在航照中判釋出下游的埋積階地被開發利用。這些河谷中的利用雖然不會直接影響崩塌的發生，但以河谷配置而言，該河段河道較為狹窄，在大規模的事件發生時，河道中作物與設施不僅有沖毀的危險，也有可能阻擋流路，造成更大的災害。

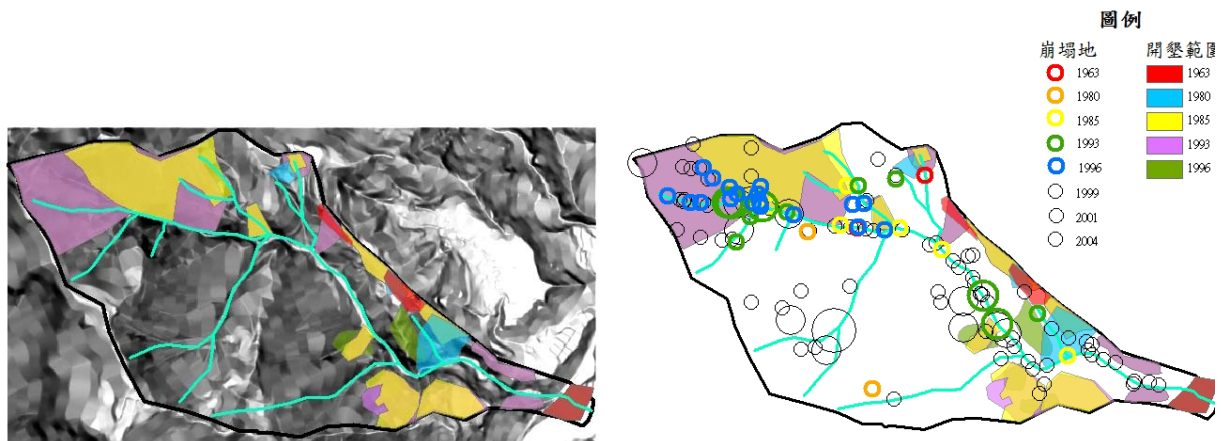


圖 4-34 四號溪歷年開墾範圍與崩塌及坡度疊合圖

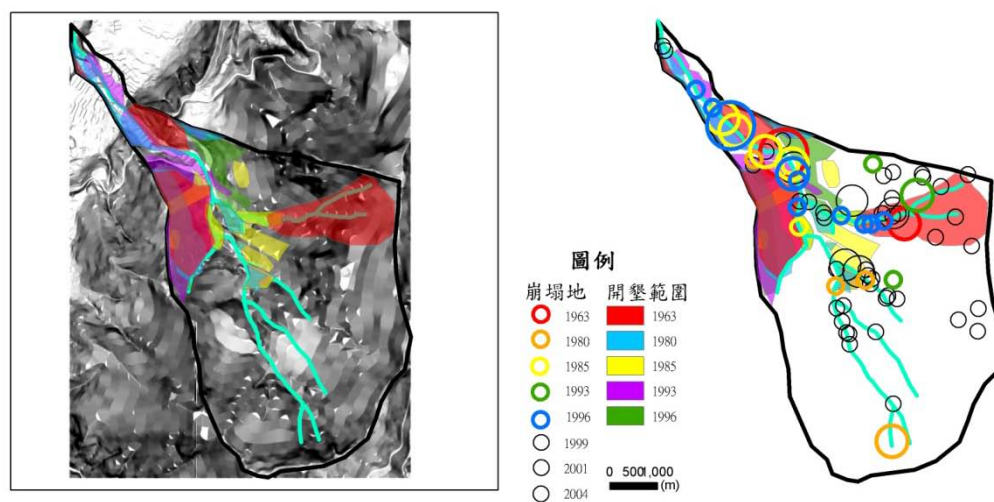


圖 4-35 頭坑溪歷年開墾範圍與崩塌及坡度疊合圖

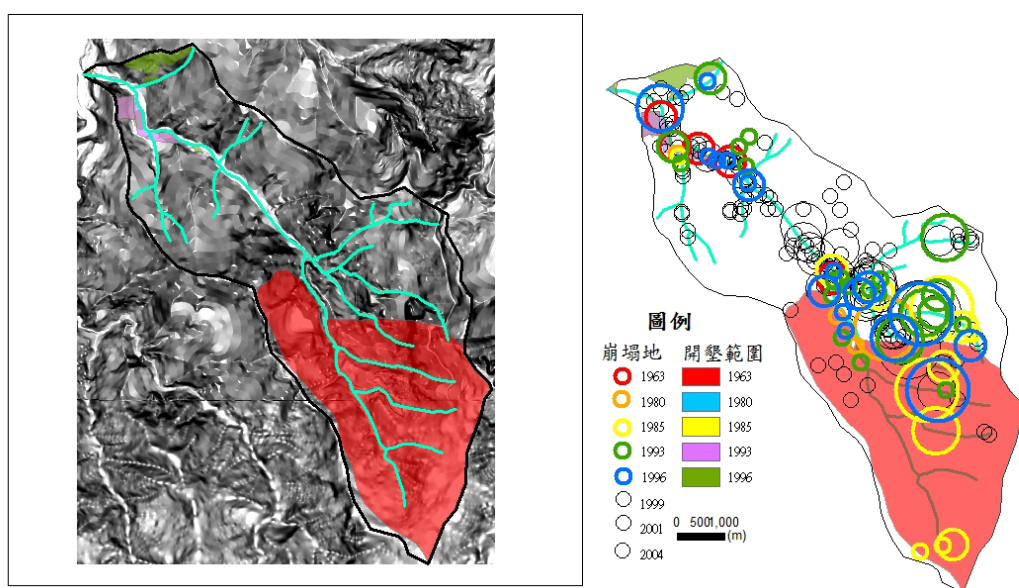


圖 4-36 出水溪歷年開墾範圍與崩塌及坡度疊合圖

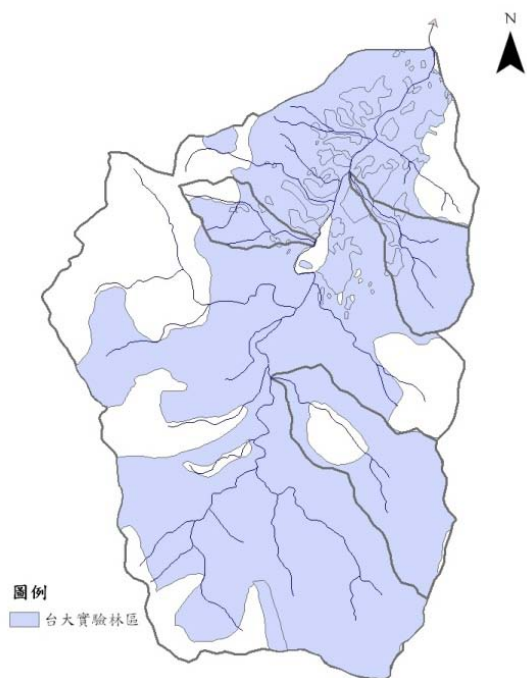


圖 4-37 和社溪台大實驗林區分布圖

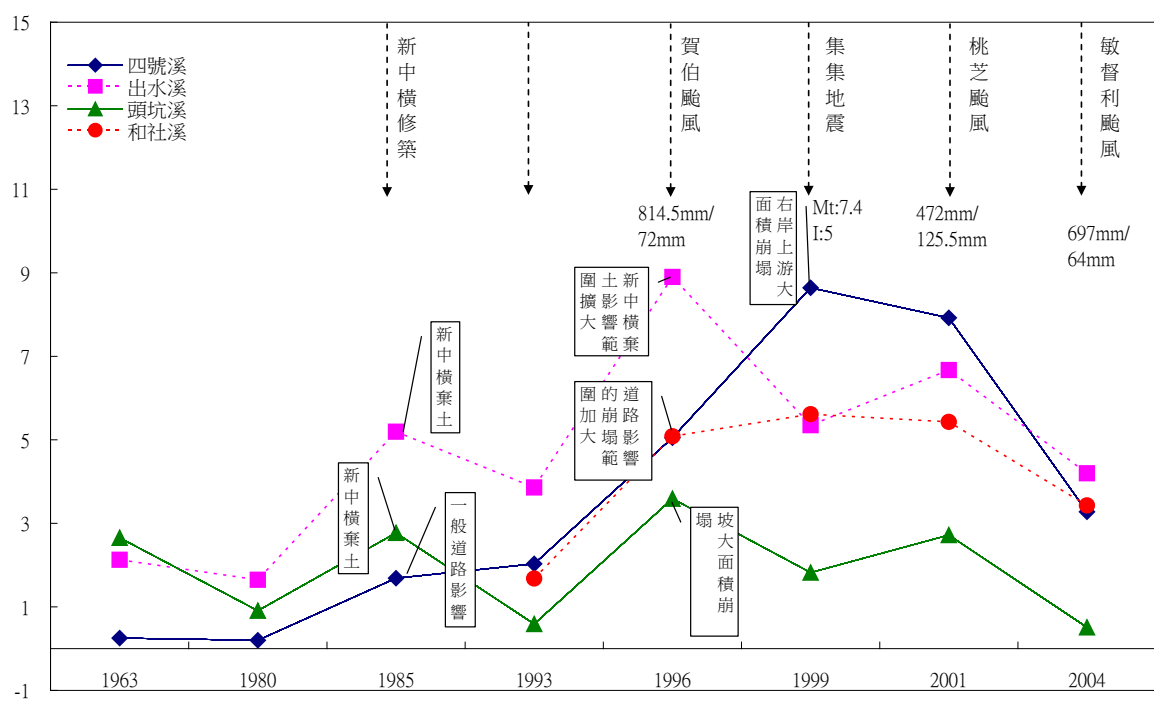


圖 4-38 子集水區歷年崩塌密度與事件規模比較圖

第四節 小結

本研究探討子集水區的崩塌特性是以發生土石流的次數為分類標準，而土石流則是以谷口是否有明顯的新生土石堆積扇為標準。在三次颱風都發生土石流的集水區有明顯的崩塌重複發生的區位，且崩塌普遍、平均發生在上、中、下游，不斷供應土石。

僅發生一次的子集水區，個別特色明顯，三號溪大致與崩塌密度相關；松山溪則受到集水面積規模大的影響，賀伯颱風土石流發生後，即使後續事件崩塌密度高，卻需要更長的時間才可能將物質送至出口，產生土石流扇的堆積。相反的，八號溪流域面積小，反應快速，土石流只出現一次的原因需要進一步探討。

發生兩次土石流的子集水區，集水區面積小的子集水區發生土石流的因素與崩塌密度與崩塌靠近中下游明顯相關。郝馬戛班溪三個子集水區則是下游的崩塌重複性高，搬運至出口距離短，容易形成土石堆積扇。七號溪崩塌密度在賀伯颱風時最高，也因此產生土石流扇的堆積。之後的崩塌密度雖然逐次下降，卻在敏督利颱風時發生土石流堆積，表示河道容納了數次事件的崩塌物質，使土石流的發生時間遞延。頭坑溪在賀伯颱風時的崩塌密度大且崩塌位在下游處，河道變化明顯，卻未見出口有土石堆積扇，可能是被當時主流路在右岸的和社溪主流掩埋或帶走。這個例子也提醒本研究以土石流堆積體作為是否有發生土石流的標準，也許在中高海拔源流區的河流，因為河寬受到限制的河段，適用性相對較低。

子集水區的崩塌與土石流發生的關係，大致可歸納為幾個特色：流域面積大小、崩塌位置、崩塌密度、事件的序列與子集水區河道特性的交互作用，以及河道出口是否在主流直進路徑上。

進一步分析所有子集水區的崩塌發生平均坡度，發現集集地震和桃芝颱風的崩塌平均坡度較賀伯颱風前後發生的崩塌來的高，至敏督利颱風則趨緩，這部分與和社溪的整體趨勢並沒有差異。進一步分析集集地震的地面加速度，可以確認地面加速度較高的北部子集水區在地震後的崩塌平均坡度較賀伯颱風為高，南部的子集水區的平均坡度提高幅度較少。以坡度的空間分布而言，若崩塌屬於山崩溝側蝕及向源侵蝕的類型，崩塌的平均坡度分布就不一定在最陡坡，如一號溪、

二號溪。四號溪、七號溪、松山溪、郝馬戛班 3 溪、愛玉仔橋溪、八號溪的崩塌與坡度的關係密切，只要 40 度以上的邊坡就會發生崩塌。三號溪與出水溪大部分的崩塌與陡坡也有密切關係，但三號溪的南坡、出水溪中游的邊坡都有 40 度以上的陡坡區卻少有崩塌發生，可能與岩性有關。整體而言，崩塌與坡度的關係良好，應為本區發生崩塌最重要的原因之一。

本區子集水區都有相似的地層配置，亦即上游為南莊層，下游以南港層為主。賀伯颱風及桃芝颱風時，各子集水區在南莊層和南港層的崩塌密度各有高低。集集地震則以南莊層為主，敏督利颱風以南港層為主。這與事件的特質有關，本區的南莊層多有構造線通過，加上坡度相對較陡峭，震波傳導致稜線附近時，會導致邊坡崩壞，因此南莊層的崩塌密度相對較高；敏督利颱風的大量降雨使集水區的水流大增，造成坡腳的沖刷，因而產生大量的河岸侵蝕，南港層正分布在子集水區的下游部分，河岸侵蝕尤其明顯。

除了地文因子的檢視，降雨事件的外部效應也是檢視的重點。以近五十年來第一個達到兩百年洪水頻率的賀伯颱風而言，子集水區都有明顯的崩塌密度增加率，且大多與累積降雨量成正比。但愛玉仔橋溪的崩塌主要發生在累積雨量相對較小的上游區(陡坡區)，顯示以賀伯颱風如此大規模的累積降雨量，所有子集水區的邊坡穩定度都受到影響，但本區的崩塌仍受到集水區內的地形地質特徵影響相對明顯。集集地震/桃芝颱風這一組事件，在強震及大雨的影響下，雨量分布較少的一號溪、二號溪的崩塌密度高成長，表示此空間對這樣的組合反應較為明顯。其他子集水區的崩塌密度有增有減，崩塌與降雨分布的關係仍無法確知。但強震與大雨的組合在土石流發生的影響就相對顯著，九成子集水區發生土石流。沒有判釋出土石流的松山溪與七號溪則受流域面積廣大及河道中有寬闊平坦河道可停積土石有關。敏督利是在有效的地形組合(集集/桃芝)後的大型降雨，累積雨量與賀伯相當，但崩塌密度僅二號溪、三號溪高過賀伯颱風時，松山溪則是與賀伯相當，其餘 11 個子集水區的崩塌密度都明顯小於賀伯颱風時。而發生土石流作用的 4 個子集水區崩塌密度比賀伯颱風時少，這些不同步的現象(反應與事件規模不成正比、崩塌密度與土石流發生不成正比等…)，顯示每一個子集水區在自身的地文

環境因子影響下，在崩塌產出特性已有程度的不同，加上降雨事件的高水流搬運再受河道地形的影響，連搬運過程都有效率的差異，因而產生子集水區獨特的「個性」，對事件的反應會在大型事件(超過 200 年洪水頻率的賀伯及集集地震/桃芝颱風的組合)後逐漸展現其不同步的反應。

為了檢視人為活動初期的環境狀態，選擇三個集水區(四號溪、出水溪、頭坑溪)，拉長時距(增加 1963、1980、1985 三個年代)檢視道路和開墾對崩塌發生影響的探討，發現新中橫公路與一般道路的修築，的確對三個子集水區的崩塌發育有明顯影響。一方面棄土造成下邊坡的不穩定，也增加邊坡可供給的沈積物數量；另一方面，道路的挖方、填方，容易造成邊坡的安定角改變，使邊坡處於不穩定的狀態。棄土的影響主要在賀伯颱風該次事件最為明顯，後續事件僅有零星發生在棄土區的小規模崩塌，此現象可能暗示著棄土的影響大多在敏督利颱風前就已明顯減弱。開墾地的部分，在 1963 年以伐林為主，面積雖廣大卻沒有明顯的崩塌。之後的開墾地地勢相對平坦，集中在稜線、階地、河中洲，對崩塌的影響相對較小。

第五章 出水溪、四號溪、頭坑溪 1963-2004 年的河道侵淤 變化趨勢

前章提及子集水區會受到集水區內部空間特性以及土地利用的程度而影響崩塌的發生與其特性，也發現某些集水區在特定年代崩塌密度不特別高卻發生土石流，或是崩塌密度相對高卻沒有土石流扇的產生。土石流為河道搬運沈積物質的過程，河流出口的土石扇，則是土石流完成河道搬運過程的證據。檢視河道的侵淤狀態有助於了解土石流發生影響因素。過去河道侵淤的相關研究大致分為兩類，一為現場調查（張瑞津等，2003），另一則利用不同年代 DTM 資料進行高程相減，得出高程的變化。現場調查需要的時間與人力成本相對較高，能夠操作的空間相對較小，時間尺度也較短。利用 DTM 進行比較的研究在空間和時間的限制比現場調查少，但台灣地區的山區 DTM 更新頻率低，且其解析度為 20 公尺，在山區相對狹窄的河道中，不易顯示其河道侵淤狀況，只能選擇河道較寬的集水區進行研究。因此本文利用更新較為頻繁的航照與人工立體判識來進行多年度的河道侵淤現象判讀，雖然有量化的困難，但長期觀察可以了解該河道的土石搬運與崩塌及降雨事件的關係，可以提供山區經營管理時的參考。

本研究選取三個子集水區，判釋各河道歷年的侵淤狀況，分別為位於右岸的出水溪、頭坑溪及左岸的四號溪。所採用的航照，除了原有的 1993 年、1996 年、1999 年、2001 年及 2004 年各版，還增加 1963 年、1980 年、1985 年三個年度，有助於確認河道侵淤的現象與土石流和崩塌之間的關係。判釋的工具為桌上型反光立體鏡加上 8 倍目鏡。雖然源流段河谷狹窄，仍可以看到河道，比對前後期照片，可以判斷出各河段的侵蝕(下切)或埋積(堆高)，但無法呈現河道比高增減的實際數據。有些年度某些航空照片的品質不佳(如比例尺小、陰影等)，以及河道視線受阻(如河道寬度窄、植被覆蓋等)，而無法判釋某些河段時，河段則無標示。

第一節 歷年河道的侵淤狀況

本研究利用立體鏡加上八倍目鏡判釋相鄰兩個年度的河道比高的侵淤現象，判釋標準為(1)河道與表面的沈積物或底岩與邊坡特徵地形的相對關係，如邊坡特別突出的底岩；(2)河道或河谷的埋積階地植被是否被移除；(3)河道是否有加寬。應用以上的判釋原則，將出水溪、頭坑溪及四號溪的歷年河道侵淤現象分述如下。

一、出水溪歷年河道侵蝕與淤埋的變遷(圖 5-1a~g)

1.1963 年：河道可以清楚辨別，可見部分河段的侵淤狀態。位在下流的崩塌造成下游河段河道淤埋。崩塌淤埋河段以上的河道中有許多與樹冠一樣大小的石頭，約大於 3 公尺。中游河段在陰影中(圖 5-1a)。

2.1980 年：中上游 2 號支流(圖 5-1b、5-1h)可見河道淤埋且加寬， 1963 年度的大顆粒數量減少。下游河道下切在原有的崩積物，在南岸形成數個埋積階地。

3.1985 年：從五月的航照判釋，1 號與 2、3 號支流匯流河段的河道為下切的狀態。匯流口以下至出口的河道和 1980 年相比呈現淤埋的現象。四號支流河道有明顯的淤埋使河道有加寬的現象(圖 5-1b)。11 月的航照中，出水溪的流槽相較五月更加濶深，因而形成兩岸的淤埋階地。而刷深的流槽深度與 1980 年的河道深度相近。

4.1993 年：此版航照比例尺大，河道清楚。中游以上有許多 3 公尺以上的石頭。上游支流匯流口與 1985 年相比呈現繼續下切的現象，下切的河段向下游延伸約 0.6 公里。其下 0.6 公里河道與流槽與 1985 年相比相近，歸類為穩定河道。再往下游至出口處仍為持續淤埋的河段(圖 5-1c)。

5.1996 年：在支流匯流口以下，有約 1.5 公里的大量埋積，河道加寬(圖

5-1a)，大部分的厚層埋積位在南岸。此版航照的流槽深切在埋積中(圖 5-7)，相較 1993 年的階地比高明顯增加，認定流槽為下切的現象。最下游河段至出口處約 0.4 公里河段為埋積，土石掩埋北岸原有的階地，也掩埋部分的神木國小的校地(圖 5-7)。下游南岸的支流則出現埋積現象，沈積物堆積在主流南岸原有的埋積階地上。上游 3 號支流與 2 號支流匯流口以上約 0.4 公里河段也是埋積。

6.1999 年：上游 2 號支流約有 1.2 公里的埋積，河道中堆滿 1 公尺以上規模的巨礫。埋積段以下的流槽相較前一年度則更加深切，此下切河段延續約 0.8 公里，兩岸的連續埋積階地仍存在(圖 5-1e)。由出口向上游約 1.6 公里處，河道中出現一個遷急點，遷急點以上河段有 0.2 公里的埋積與穩定河道，以下則明顯刷深(圖 5-8)。

7.2001 年：在 8 月的航照中，可見連續埋積階地上游側的北岸堆積高度較大，距河口 2km 處，南岸堆的比較高，使河流切向北岸，由舊有的埋積階地表面的新鮮土石堆積看來，河道搬運時先堆高再向下切割。但河道平面仍較 1999 年高，也就是呈現埋積的狀況(圖 5-1f)。10 月的航照中，原本比高不明顯的流槽有刷深的現象，流槽中布滿大量 1 公尺以上的巨礫(圖 5-9)。下游南側的支流匯入主流處也因大量土石堆積而淤埋主流左岸的埋積階地。

8.2004 年：相較 2001 年的桃芝颱風，敏督利颱風後的出水溪仍然持續埋淤，但埋淤程度低於前次事件。出口段河道則是下切狀態(圖 5-1g)。

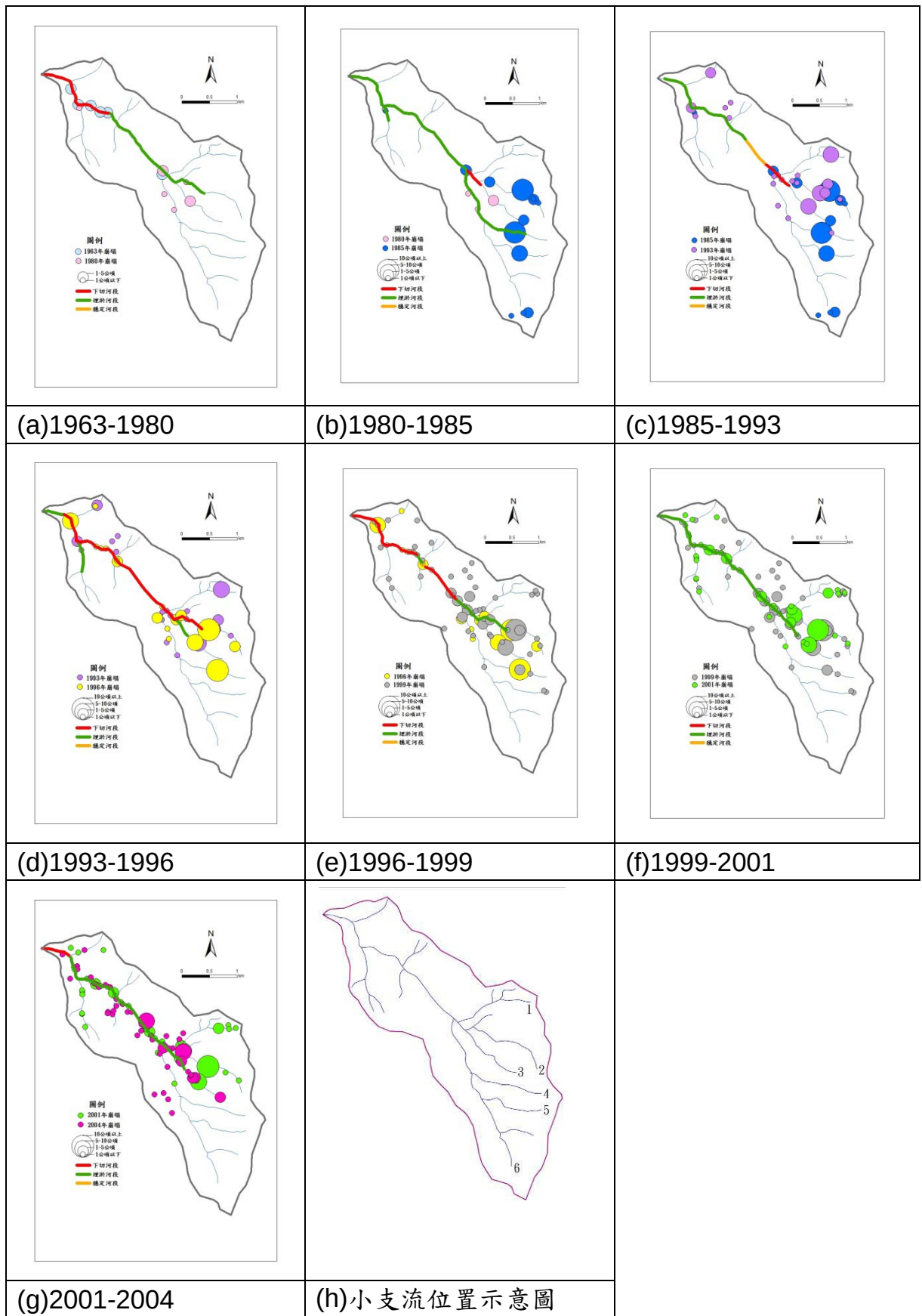


圖 5-1 出水溪歷年崩塌空間分布與河道侵淤變化示意圖

二、頭坑溪歷年河道侵蝕與淤埋的變遷

1.1963 年：1963.1.16 版次的航照上判讀，扇上河谷寬，河道與谷壁內都為植被，河道內沈積物多，岸邊也有埋切階地(圖 5-10、圖 5-2h)。

1 號支流與 3 號支流匯流口，以及 2 號支流與 3 號支流的匯流口有寬闊緩坡，推測為過去留下的埋切階地(圖 5-10)。11.4 版次的航照記錄葛樂禮颱風後，河水明顯較濁，但河岸兩側的階地沒有太多的側蝕，上面仍是植被覆蓋。

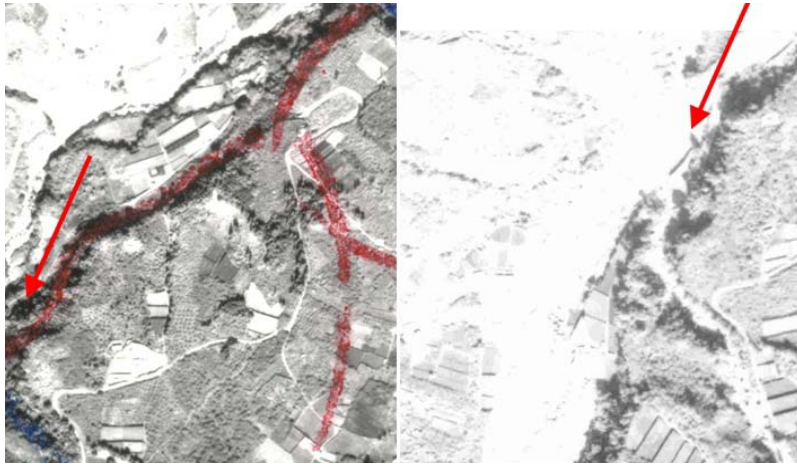
2.1980 年：南北兩支流匯流口以下的河道連續下切約 1.9 公里，扇階以下至主流匯流口則為埋積河道(圖 5-2a)。河道南側的埋積階地陸續開發成梯田(圖 5-10 示意圖)，梯田整地工程的進行，與河道的下切可能有關係。

3.1985 年：台 21 線修築中，公路橫越的河段以下，大量埋積(圖 5-2b、圖 5-11)。公路以上河段，因為南側梯田限縮河道，加上航照上此段正好為陰影區，河道無法判釋。最下游的扇階至主流河道部分，河道高度呈現穩定狀態。

4.1993 年：台 21 線下的河道被限縮在梯田中間。21 線以上的北岸支流有埋積，已開發成梯田，亦限制流路。扇上的流槽受航照陰影以及植被擋住，不容易判釋，但可在扇上三條橋樑橫過河道時，可見流槽呈現埋積現象(圖 5-2c)。

5.1996 年：土石主要來源為南側支流，河道有明顯加寬，匯流口附近的土地利用已被掩埋。北側支流河道沒有明顯的刷深或加寬的現象。南北兩條支流側匯流口以下的河道埋積明顯(圖 5-2d)，台 21 線下游側的梯田部分受到掩埋(圖 5-13)。流槽受埋積影響，偏向河道北側。在扇階上的河道明顯刷深且加寬。扇階下游出口處的主流受限於右岸的階地及左岸的河灘地，雖未見河道加寬，但相對 1993 年有明顯埋積的現象。出谷口沒有看到土石扇的堆積，但低位河階受主流掩埋，河道最末端亦有明顯堆高(照片

5-1)。



照片 5-1 頭坑溪於賀伯颱風前後航照比較(左：賀伯颱風前；右：賀伯颱風後)

6.1999 年：在匯流口和台 21 線之間的河道上可見於 1996 年後新建了潛壩，河道比高呈現穩定狀態。台 21 線公路下游側的河道高度下降，扇階以下至匯入主流的河道呈現穩定的狀態(圖 5-2e)。南岸支流已被植被覆蓋住了。

7.2001 年：南北支流都有側蝕，支流河道中沒有看見底岩，北側支流的下切明顯，原利用埋積階地築成的梯田部分受到破壞(圖 5-2f、5-15)。匯流口的壩被埋，扇面上的土石，順著固床工向下搬運，雖沒有側蝕，但此人工河道埋積明顯。扇端的崖坡無固床工，側蝕明顯可見(圖 5-15)。下游有土石扇。主流將土石扇南側的低位階地掩埋，但土石扇將主流推向左岸，反而北側的低位階地此次未受損(照片 5-2)。



照片 5-2 頭坑溪桃芝颱風後航照

8.2004 年：此次事件南側支流下切明顯，下切河段向下延伸至扇央部分，約 2 公里長(圖 5-2g)。扇端部分的河道呈現埋積現象，扇階以

下的河段則再度下切。

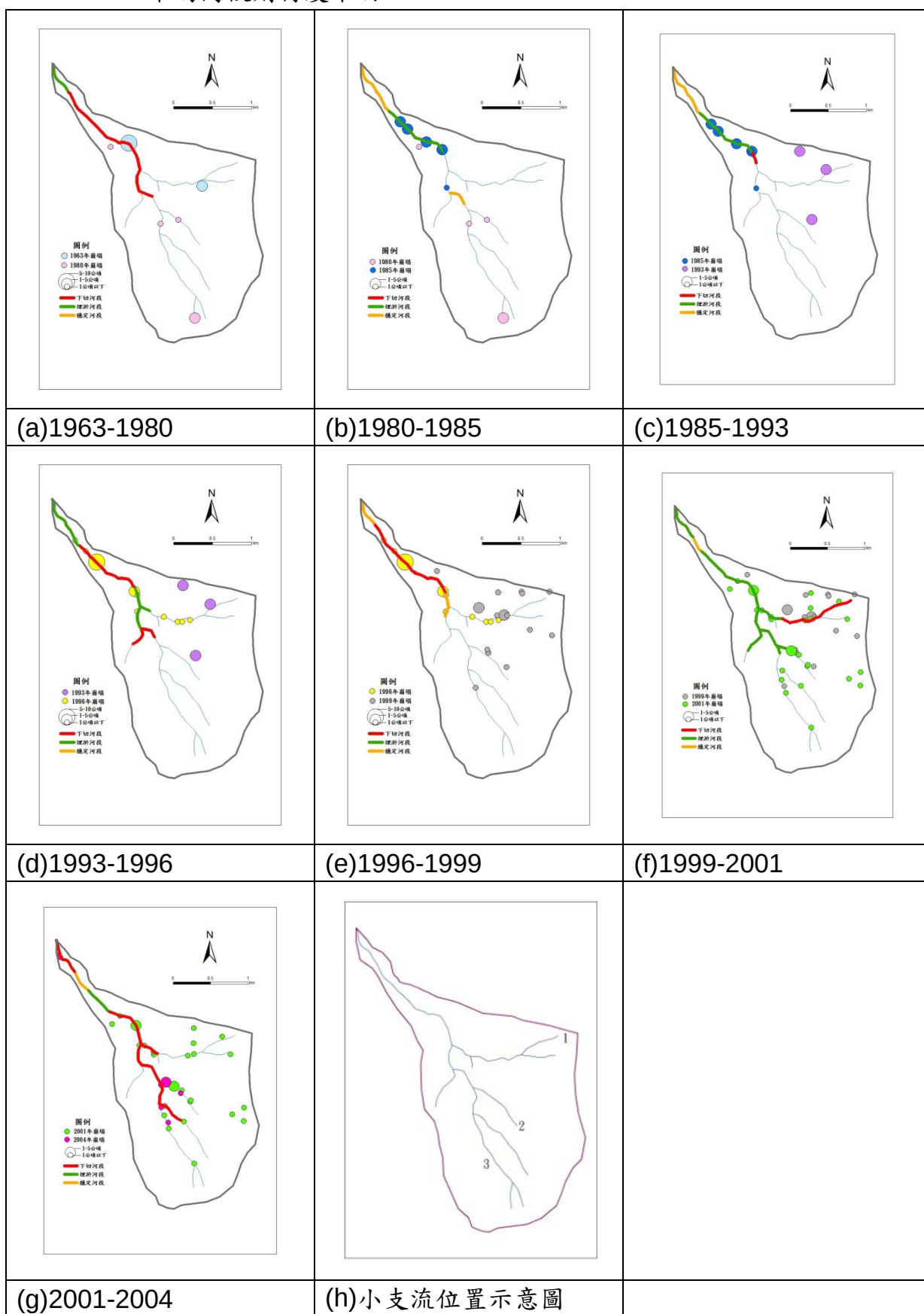
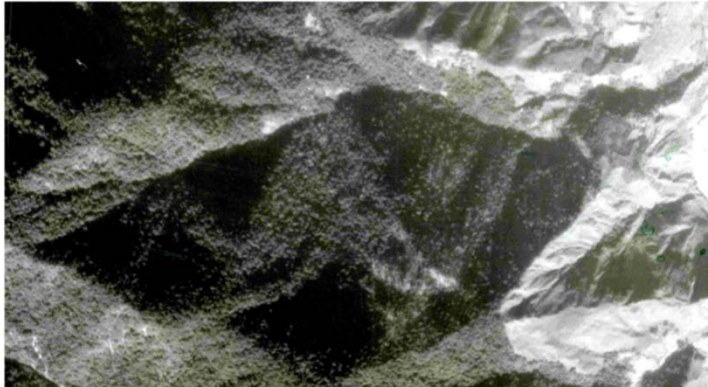


圖 5-2 頭坑溪歷年崩塌空間分布與河道侵淤變化示意圖

三、四號溪歷年河道侵蝕與淤埋的變遷

1.1963 年：河口有扇階，但比高較低。部分河道受陰影影響不容易判釋(照片 5-3)。



照片 5-3 四號溪 1963 年航照

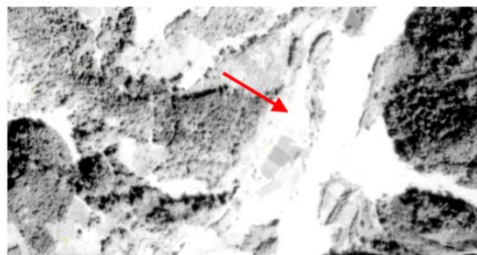
2.1980 年：下游段河道因埋積沈積物增加而加寬，5 號支流與主流匯流口上下游，亦為埋積狀況(圖 5-3a、5-3h)。中間有兩段因為河道狹窄，加上植被覆蓋，不易辨識侵淤狀況。

3.1985 年：3 號支流以下的主流部分，埋積與穩定河段交錯，夾雜無法判釋侵淤的河段(圖 5-3b)。埋積的河段仍有植被覆蓋，但河道加寬是判釋為埋積的主要原因。無法判釋侵淤的河段，部分是因為河道狹窄，或者植被覆蓋過多因而無法判釋。

4.1993 年：河道可見，由主流源頭一路埋積，長度約佔河道的六成(圖 5-3c)。2 號、4 號支流匯流口以上，因為航照上陰影，無法辨識。下游段無法辨識，則與河道狹窄有關。切穿扇階進入主流的河道，是下切的狀態。

5.1996 年：河道可見，最下一層扇階被主流掩埋，四號溪則在該層扇的位置形成新的土石扇(照片 5-4)。1993 年最上游原本的埋積河道轉為下切(圖 5-3d)，3 號支流以下至 4 號匯流口之間的河道，河道的高度似乎沒有明顯變化，但河道有明顯的埋積，因此標記為不確定的河道(圖 5-3d)。但可能是先下切，再埋積的結果。4 號支流以下的河道呈現連續埋積的狀態(圖 5-3d)，且河道中

幾乎都是細顆粒物質，無法辨識出巨礫(圖 5-18)。



照片 5-4 四號溪賀伯颱風後航照上的土石流扇

6.1999 年：河道可見淤積，但仍有大量植被。上游連續崩塌下游側的河道，多有埋積階地(圖 5-3e)。中下游側河道大致呈現穩定狀態。

7.2001 年：下游河段連續堆積，河道明顯加寬(圖 5-3f、5-20)。中游河道為下切的狀態(圖 5-3f)，河道中植被已消失，邊坡下的植被也消失，沈積物減少。下游出口有扇，扇蓋過北岸的扇階，南岸則是直接鋪在河床上(未見下有舊扇)。扇的面積南岸大於北岸(照片 5-5)。



照片 5-5 四號溪桃芝颱風後航照上的土石流扇

8.2004 年：4 號支流的下流側繼續下切，1 號支流下游側埋積約 0.4 公里長。5 號支流匯流口下游側出現遷急點，呈現明顯的落差，主要因為兩岸的硬岩控制(圖 5-3g)。再向下則是連續 0.9 公里的埋積(圖 5-3g)。

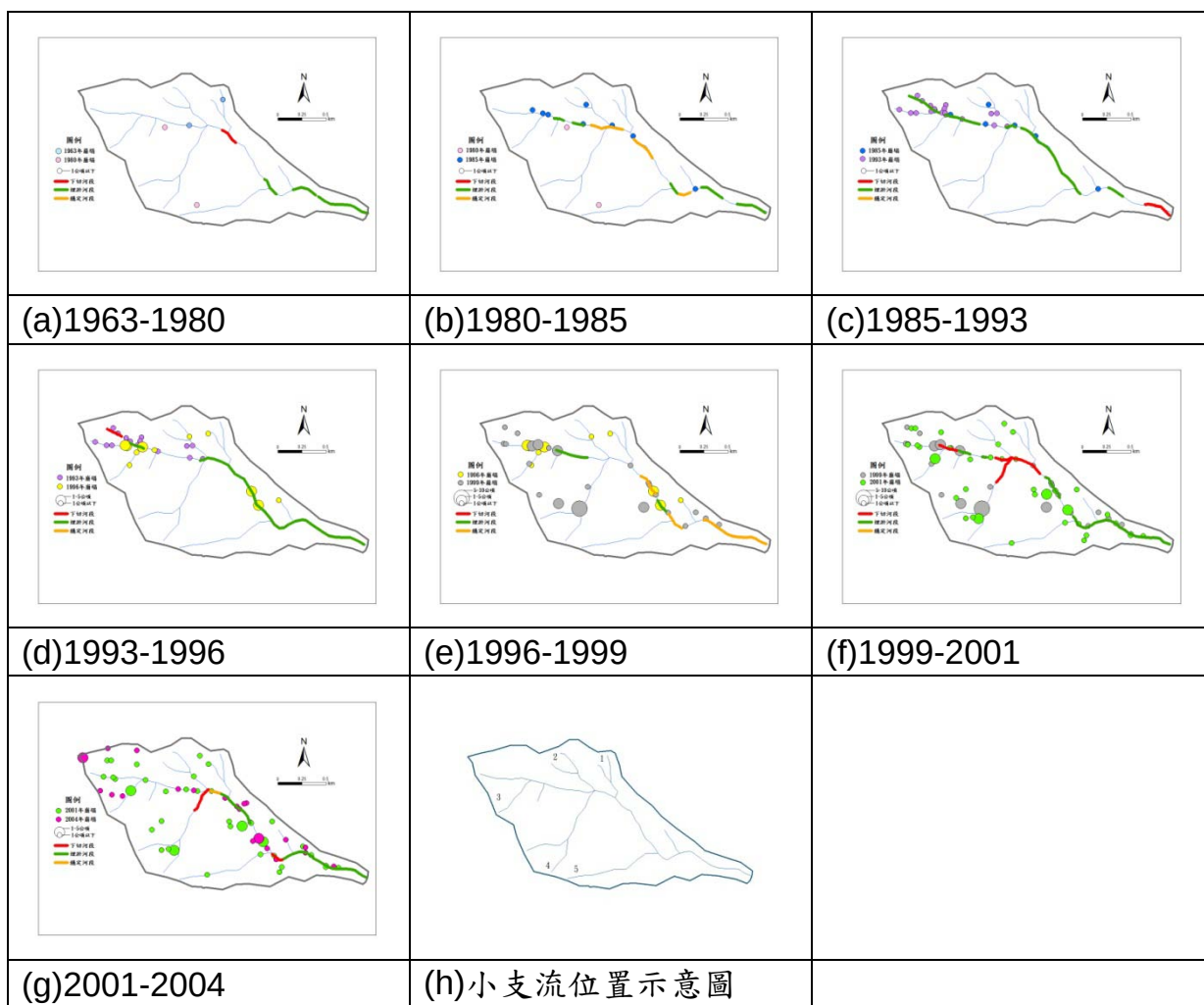


圖 5-3 四號溪歷年崩塌空間分布與河道侵淤變化示意圖

第二節 河道侵淤變化趨勢與控因

本研究檢視三個子集水區後，發現各子集水區的河道侵淤變化趨勢各有不同。利用圖 5-4~5-20，以河道侵淤分布圖搭配航照與立體剖面示意圖，探討三個子集水區的侵淤變化趨勢與控因，分述如下。其中，為了表示河道的侵淤，將崩塌概略化，圓形的大小代表崩塌面積，而圓心的位置即為崩塌與河道最接近的位置。

一、出水溪的侵淤變化趨勢與可能控因

比對出水溪 1963 年和 1980 年的航照，在 1980 年的航照中可見從 2 號支流(圖 5-1)向下一路埋積，但該支流上游並沒有判釋出大型的崩塌發生，這表示此段的河段埋積物質是經歷 17 年的搬運和堆積的結果。最下游段的兩岸邊坡，於 1963 年有大規模的崩塌，約連續 1.5 公里直至溪口處，造成該年度該河段的河道有大量土石堆積(圖 5-4)。然而 1980 年此河段出現明顯下切，將之前的崩塌淤埋搬運至和社溪主流。下切與埋積的河段分界在河道中可以判釋出明顯的遷急點，此遷急點的組成雖無法從航照上判讀，但很可能是底岩河道控制所造成的落差，導致遷急點以下動能充足，足以侵蝕下游段的河道堆積物質。

出水溪在 1985 年的航照上判讀出數個 1 公頃至 10 多公頃的崩塌(圖 5-5)，這些邊坡上的土石來源為台 21 線(新中橫公路)修築的工程廢土(Chang and Slamaker,2002)，傾倒至邊坡所致(圖 5-5)。尤以 4 號支流與台 21 線的交會點向下游一路埋積至和社溪的匯流口(圖 5-5)。其他支流雖也有大面積的廢土堆積在邊坡上，但沒有看到明顯的河道加寬等其他河道侵淤的現象。2、3 號支流匯流至出水溪主流近 0.4 公里的河道呈現下切的狀態。

1993 年的出水溪中上游大致呈現穩定的狀態，上游支流被植被覆蓋，不易辨識，推斷其變動幅度不足以改變河道。前一年度(1985 年)的下切河段持續下切，且下切範圍向下游延伸(圖 5-6)。下切的深度有限，崩塌物質

向下搬運，通過約 0.6 公里的穩定河段，之後的河段連續埋積(圖 5-6)。穩定的河段比高沒有明顯變化，很可能是因為搬運物質的水流屬於經常性水流，搬運顆粒沒有影響河道原本埋積的高度。下游的兩岸都有新的崩塌，致使該段河道埋積，加上由上游搬運下來的物質，埋積相對明顯(圖 5-6)。

出水溪在 1996 年的河道變化非常劇烈，河道中的流槽由 2 號支流開始向下游連續下切，直至神木國小所在階地附近開始埋積，形成土石扇。但從航照看來，出水溪兩岸的階地都被土石掩埋(圖 5-7)，表示賀伯颱風發生時，大量土石先埋積河道，後續的大水繼續下切而成的深切流槽，沿河兩岸出現許多埋積階地(圖 5-7)。3 號支流在匯入 2 號支流之前的河段加寬，為埋積的狀態，主要因為一個大規模的崩塌阻塞河道，約有 0.3 公里長的河道堰塞(圖 5-7)。2 號支流發生崩塌位置以下的河道坡降為 $20\sim40^\circ$ ，且谷寬較窄；3 號支流則為 $10\sim20^\circ$ ，谷寬較寬。此特色很可能是造成 2 號支流與 3 號支流同樣有大規模崩塌發生，前者下切，後者埋積的原因。

1996 年後的出水溪，河道中陸續建成多道潛壩，對河道的搬運有阻擋的效應。此外，在修築潛壩的過程中，整地必定也對河道內的沈積物分布有所改變。雖然 1999 年的集集地震產生的大量沿河崩塌，多數有崩積物質進入河道，但流槽的比高相對 1996 年的航照看來仍屬下切的形態。在連續下切的河道中，較為特殊的河段在河口向上游約 1.6 公里處，有一潛壩，正好位在 1980 年航照中的遷急點，此壩上游側為埋積的現象，埋積物質幾乎與潛壩的高度齊平，下游則是連續的下切(圖 5-8)。表示此潛壩的位置亦影響了河道搬運的過程。2 號支流此年度則為埋積，上一年度的下切流槽被埋淤(圖 5-8)。

2001 年的桃芝颱風仍在出水溪造成大量的崩塌，從 2001 年 8 月的航照看來，3 號支流向下一直到河口都是埋淤的現象，原本下切的流槽都被埋淤，右岸的埋積階地也有埋淤的現象，主要受到大量的崩積物質連續向下搬運所造成。但 10 月的航照中，可判釋出河道刷深，形成新的深切流槽，流槽兩岸散佈 1 公尺以上的大石頭，表示在後續的經常性水流會搬運

流槽中的細粒物質，使河道呈現甲冑化的現象(圖 5-9)。

2004 年的敏督利颱風，崩塌密度降至與賀伯颱風前相近，河道仍以埋淤為主，上游的埋積量較少，中游至下游部分在原有的河道埋積物質之上，再埋淤加高，表示在敏督利颱風的長延時降雨下，埋積物質持續由上游向中下游搬運。下游進出口處的下切，應是河流對前幾次事件大量埋積的河口進行調節。

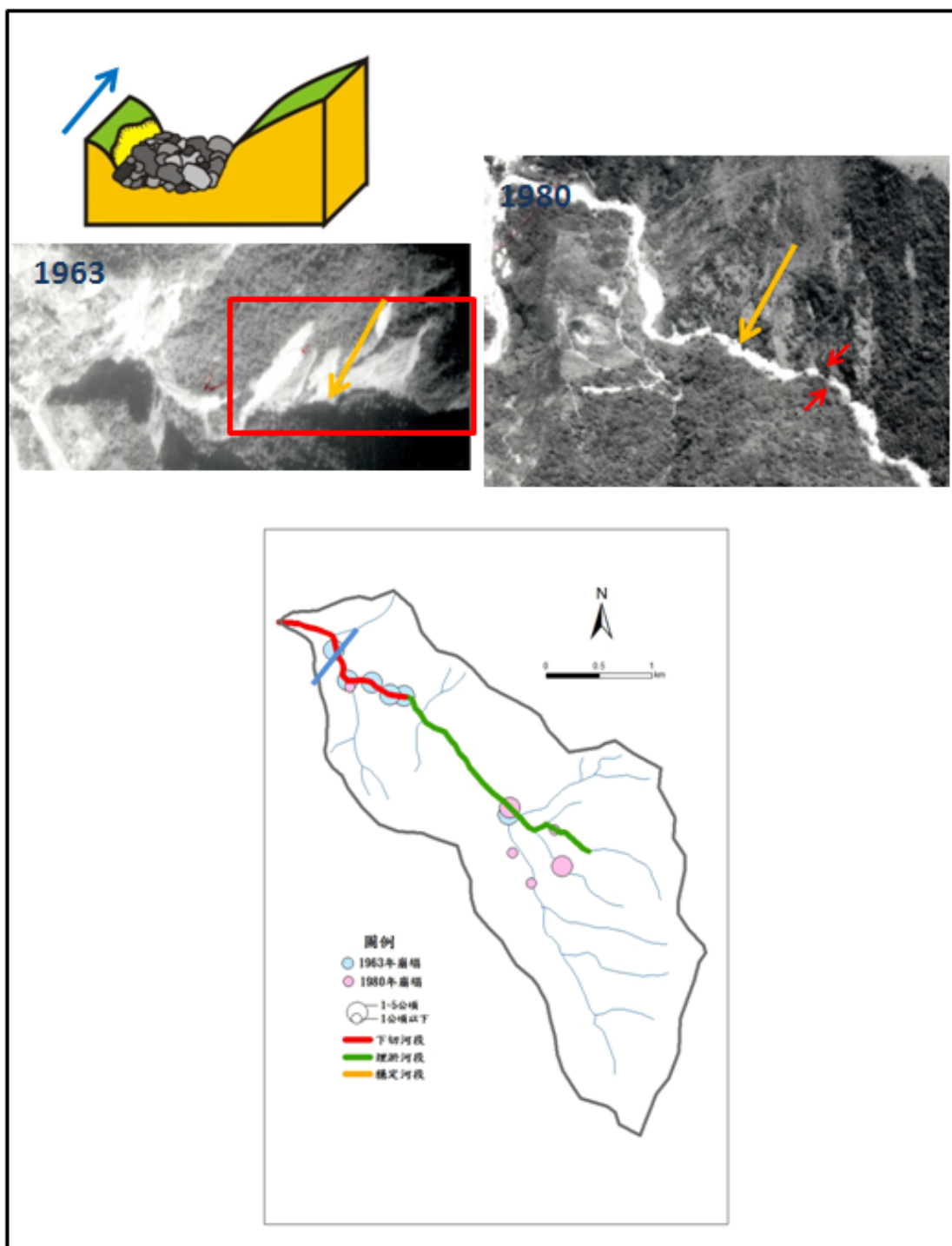


圖 5-4 出水溪 1963 年~1980 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖

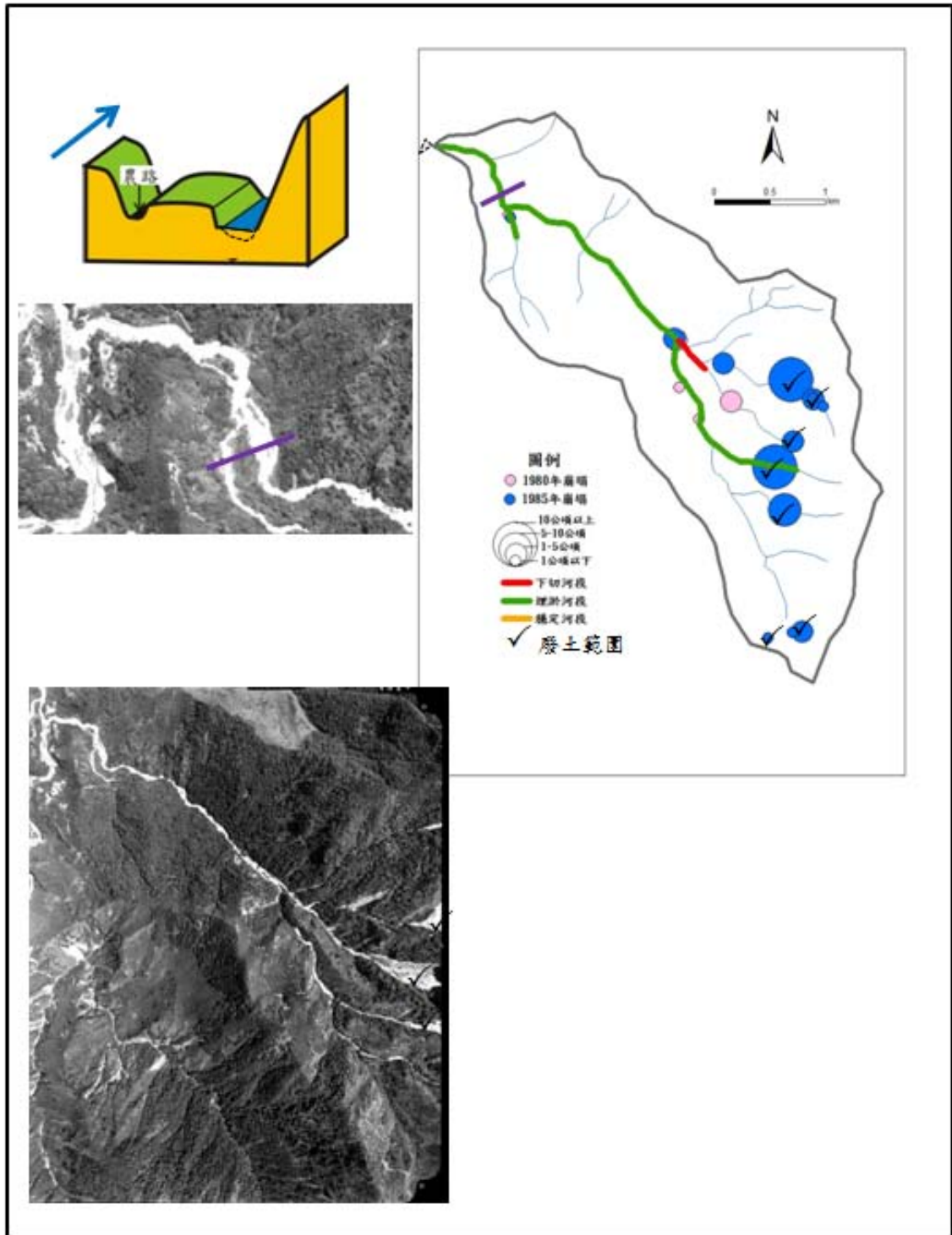


圖 5-5 出水溪 1980 年~1985 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖

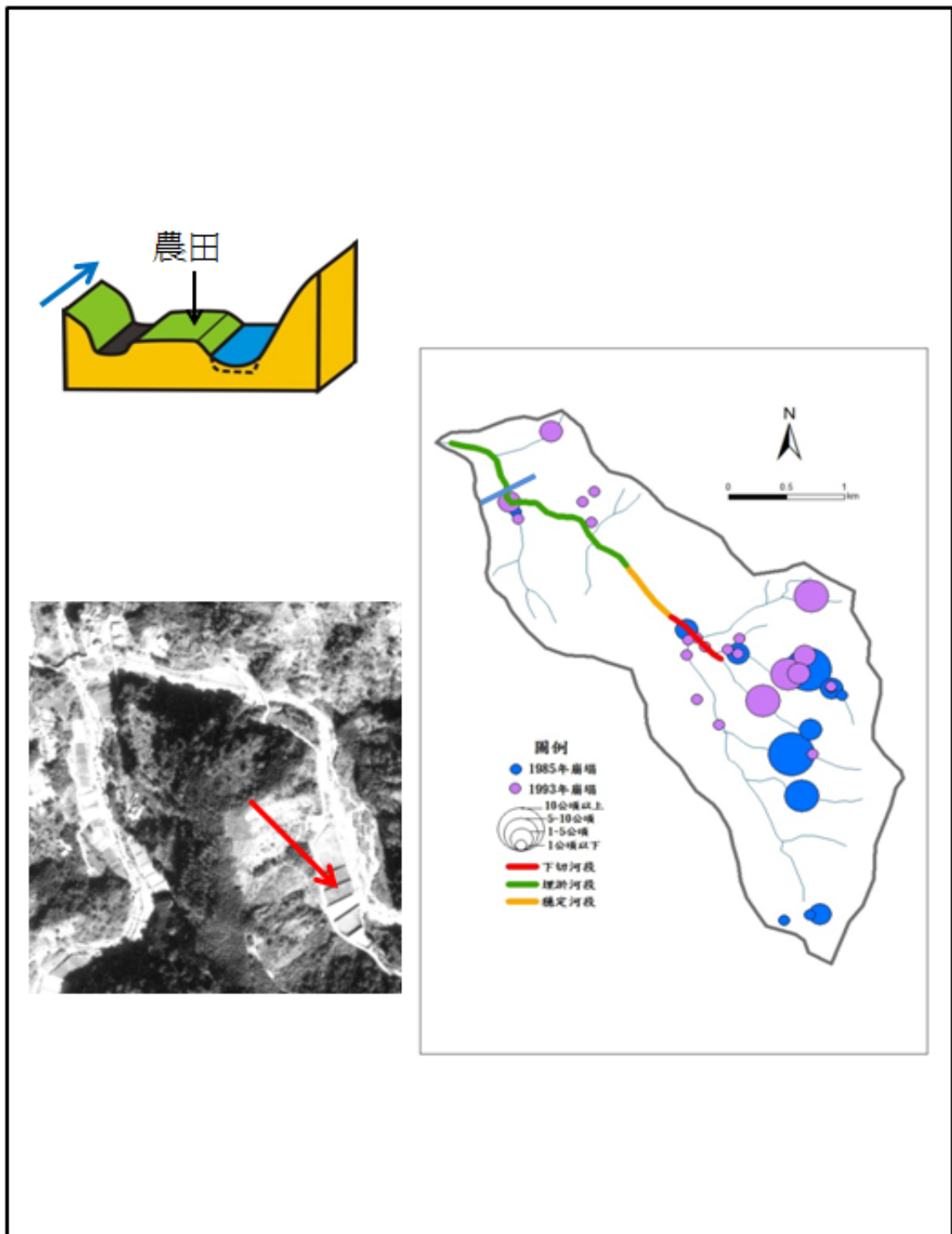


圖 5-6 出水溪 1985 年~1993 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖

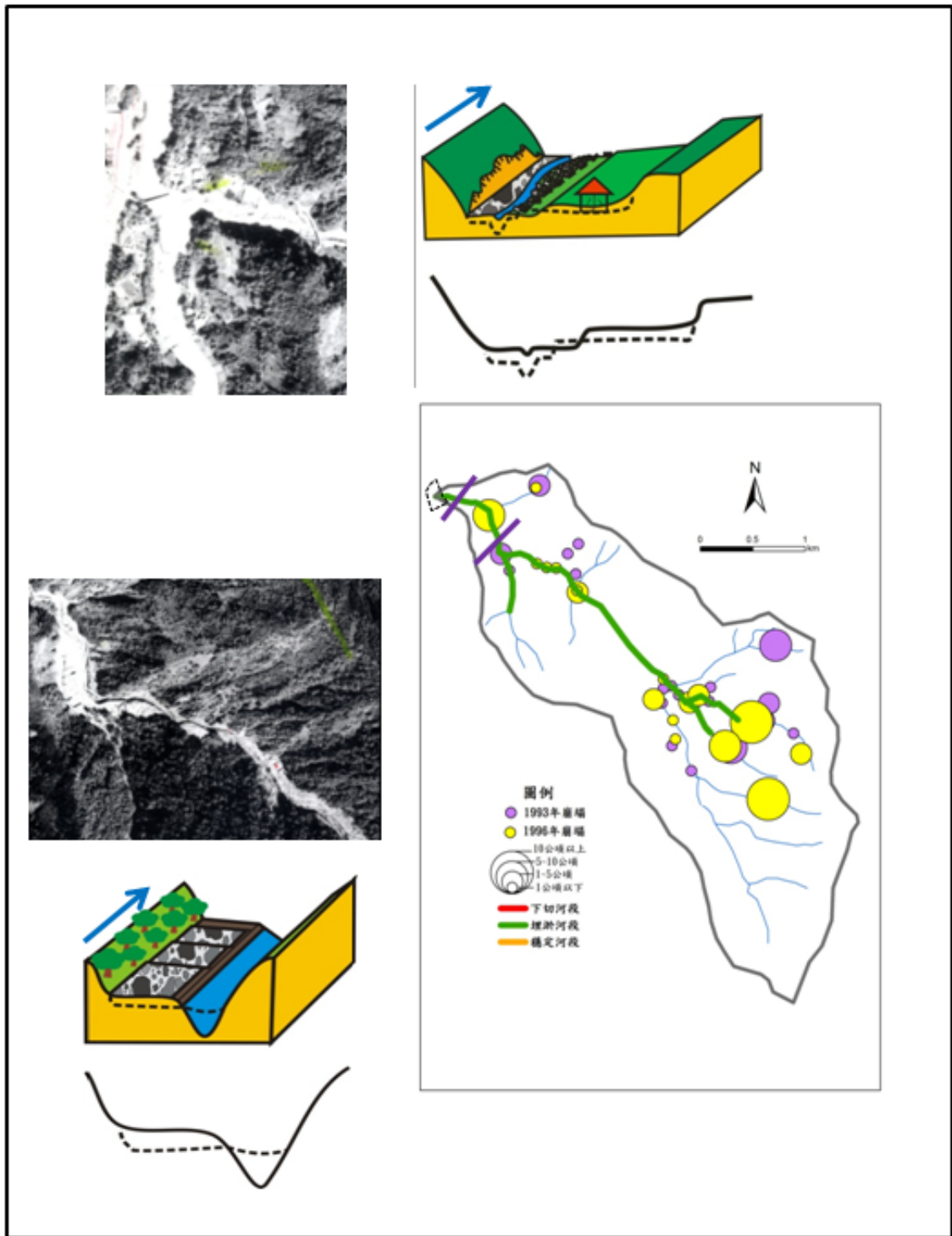


圖 5-7 出水溪 1993 年~1996 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖

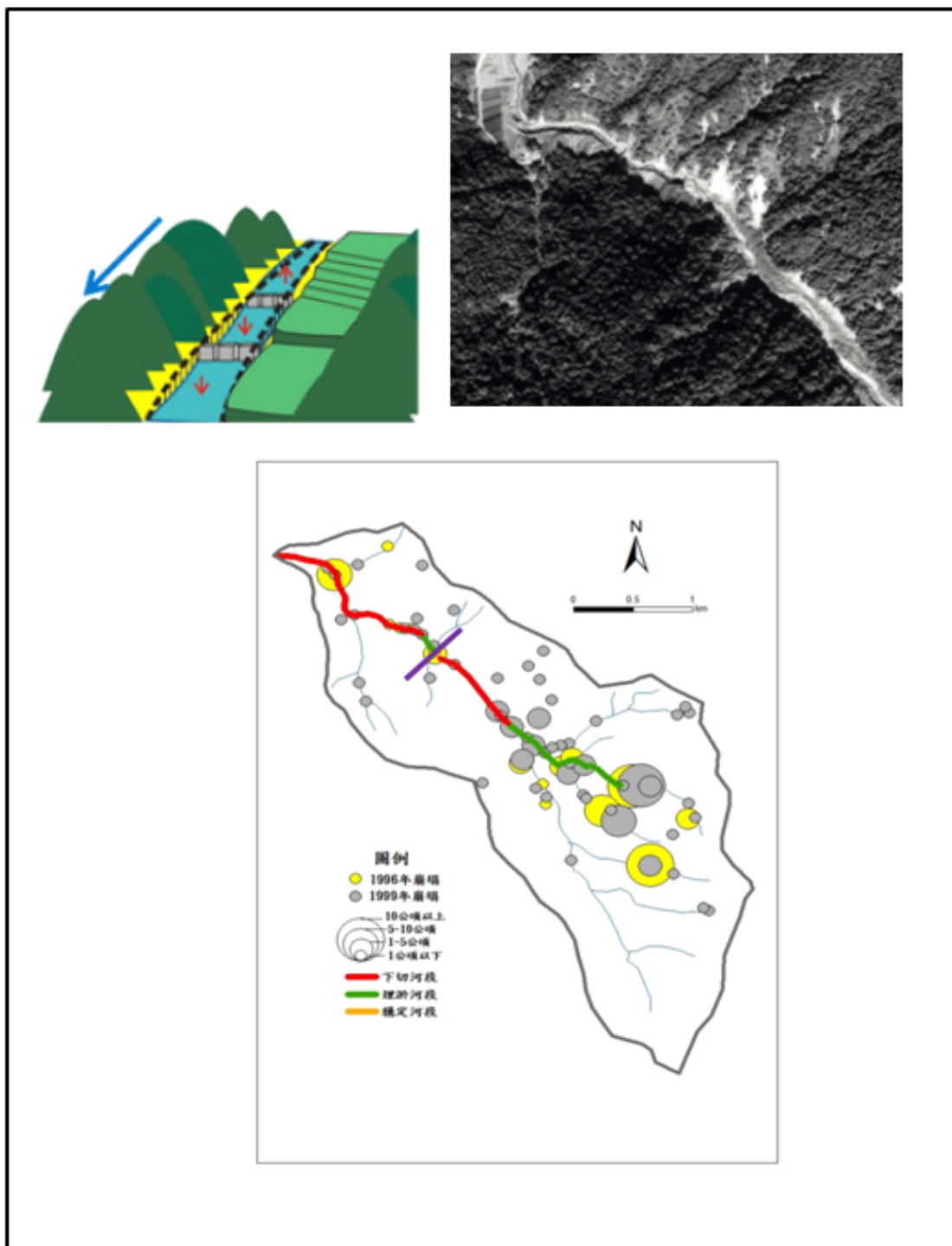


圖 5-8 出水溪 1996 年~1999 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖

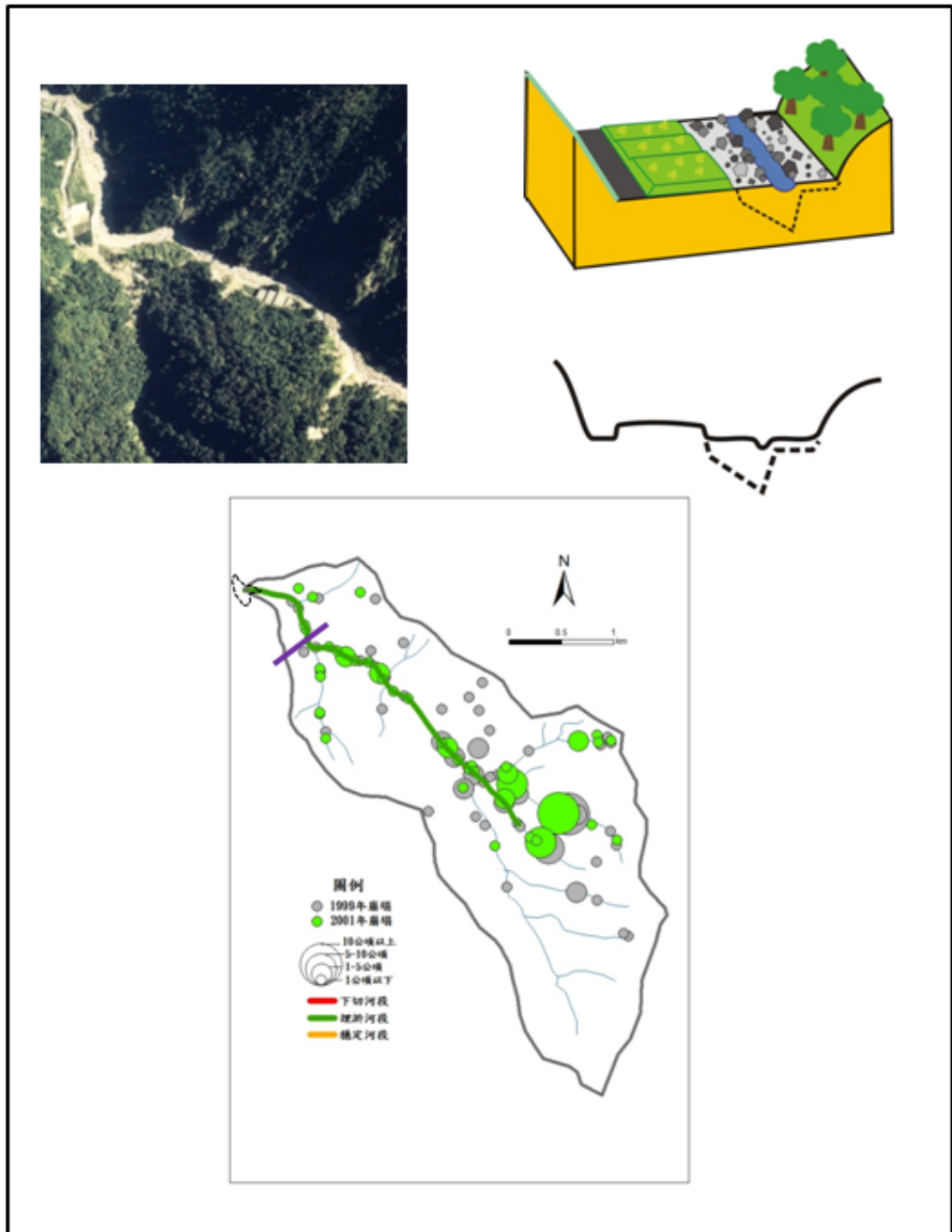
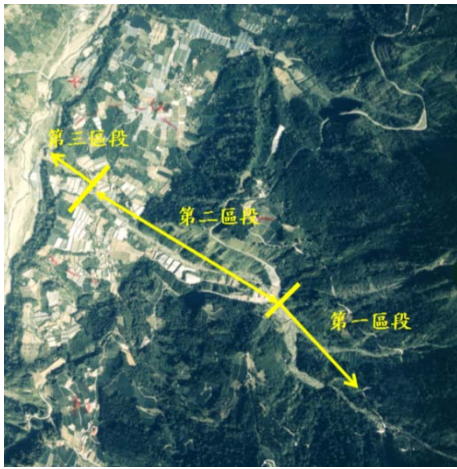


圖 5-9 出水溪 1999 年~2001 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖

二、頭坑溪的侵淤變化趨勢與可能控因

頭坑溪的河道變化大約可以區分為三個區段，第一個區段為 1 號與 3 號支流匯流口以上，兩大支流各有其侵淤狀態，其中 1 號與 3 號支流匯流口有比高相對高的埋切階地，2 號與 3 號支流匯流口之處也有埋切階地；第二區段在匯流口以下至扇階崖，此段河道相對寬闊，左岸有埋積階地存在，佔據大部分河道，流槽相對較窄；第三區段為扇階崖至和社溪匯流口，河道坡降相對較陡(照片 5-6)。



照片 5-6 頭坑溪分段示意圖

1980 年的航照中可判釋出從 2 號、3 號支流匯流口至第二區段的扇階崖為止，都是屬於流槽下切的狀態，左岸河道的埋積階地沒有變化。1963 年及 1980 年崩塌零星分布在流域中，沒有特別大的崩塌，亦即沒有特別大量的邊坡物質供給至河道。此段時期流槽的下切應該屬於河道長時期搬運的結果(圖 5-10)。

1985 年的第二區段河道(扇階部分)與邊坡布滿崩積物，流槽與右岸的埋積階地都被埋沒(圖 5-11)。由於台 21 線的路線經過本區，施工的邊坡布滿傾倒的工程廢土，直接造成本年航照中所見的淤埋(圖 5-11)。其餘河段，包括施工區域的上下游河道比高呈現穩定的狀態。

1993 年的第三區段仍然屬於穩定的河段，而 1985 年堆積的河段仍然持續堆高，但堆積河段的最上游處，亦即緊鄰台 21 線下游段約 0.2 公里

的河段開始呈現下切的趨勢。河道右岸原有的埋積階地被居民整地利用成梯田(圖 5-12)，因此，該下切河段的呈現應該是經常性水流的搬運與人為整地共同作用而成。

1996 年發生賀伯颱風後，雖然崩塌數量與面積並不多，但頭坑溪的河道變化明顯。第一及第二區段埋-切互見，第三區段則是埋淤為主。3 號支流的下切的河段所供應搬運的河道物質(邊坡沒有判釋出崩塌)直接堆積在 1 號與 3 號支流的匯流口以下河道坡降較緩的河段(圖 5-13)。1 號支流雖有 4 個小崩塌，但河道沒有明顯變化，卻在崩塌的下游側，與 3 號支流匯流口產生埋淤，表示崩塌河段的河道的搬運與堆積達到平衡，因此沒有看到河道的變化，但搬運的物質則堆積在河道坡降相對平緩的匯流口(圖 5-13)。台 21 線以下的流在扇階裡的河段為下切河段，在前一年度的航照中，就可以發現該河段在經過廢土的堆積與河道的侵淤以及人為整地後，河道坡降趨陡。而經過賀伯颱風，此河段流槽下切明顯，還切去一部份的右岸梯田(原埋積階地)(圖 5-13)，也截去左岸的坡腳，直接導致下游段的淤積。

1999 年的航照中顯示，在前一年度的下切河段中，河道經過整地，修築連續的潛壩(圖 5-14)。河道則因為整地與清淤，比高明顯下降。

2001 年桃芝颱風發生後，1 號及 3 號支流流域內出現數個崩塌。但前些年度河道狹窄，不易觀察，且沒有明顯變化的 1 號支流，有著明顯下切的現象(圖 5-15)。根據歷年的航照觀察，此支流直至賀伯颱風後才開始有多個崩塌發生，集集地震的崩塌增加，且規模也增加(圖 5-2e)，桃芝颱風後在豪雨之下再增加崩塌面積與搬運的動力，終於出現刷深的現象。3 號支流的河道侵淤發生在下游段，掩埋了兩岸的埋積階地，主要是因為崩塌發生的位置，其河道坡降相對較緩，因此以堆積為主。主流也是普遍性的埋淤現象，在 1999 年航照中可見的人工河道與潛壩中堆滿大於 1 公尺的巨礫。由台 21 線下游側的梯田被掩埋(圖 5-14)來看，埋淤的規模超過賀

伯颱風時期。

敏督利颱風過後，雖然流域內新增的崩塌有限，卻形成連續的下切(圖 5-3g)。本研究認為，主要是因為桃芝颱風造成河道中堆積太多的沈積物質，敏督利颱風的大量降水使河道坡降高的 2 號支流開始驅動河道搬運，一路向下河道中都是疏鬆的物質一起向下搬運，因而造成下切的趨勢。直至人工河道中，河道坡降相對平緩的河道才開始出現埋淤與穩定的河道(圖 5-3g)。

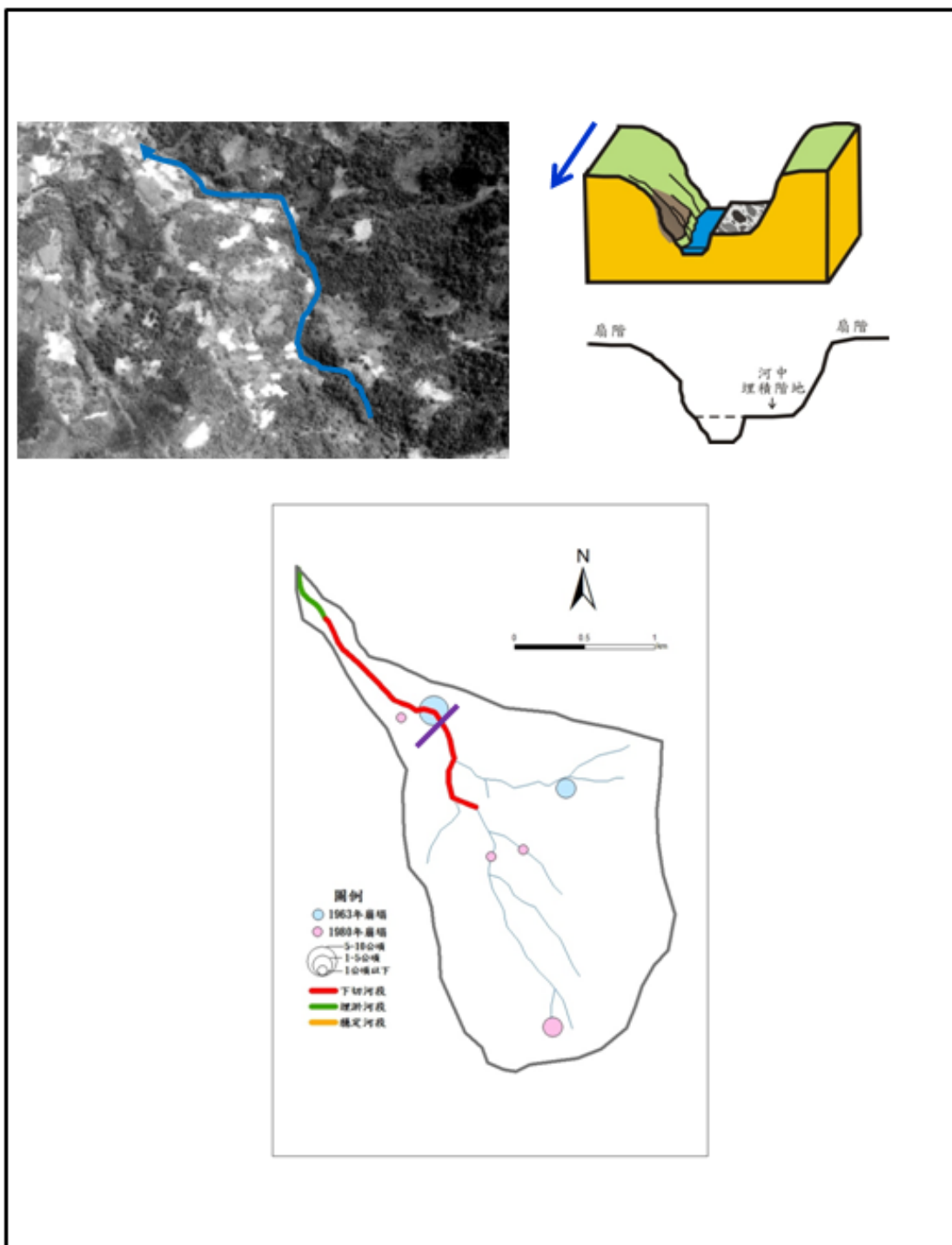


圖 5-10 頭坑溪 1963 年~1980 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖

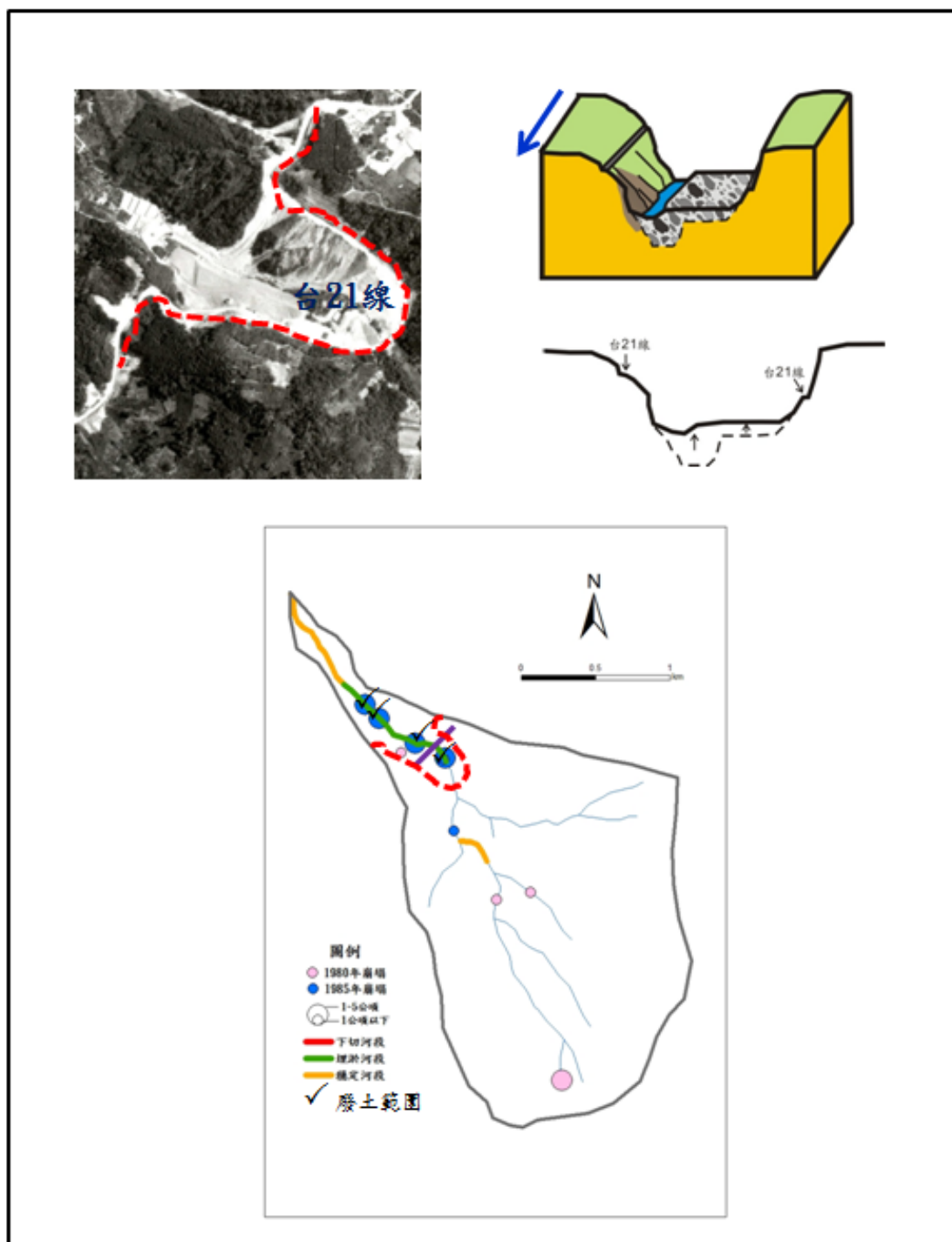


圖 5-11 頭坑溪 1980 年~1985 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖

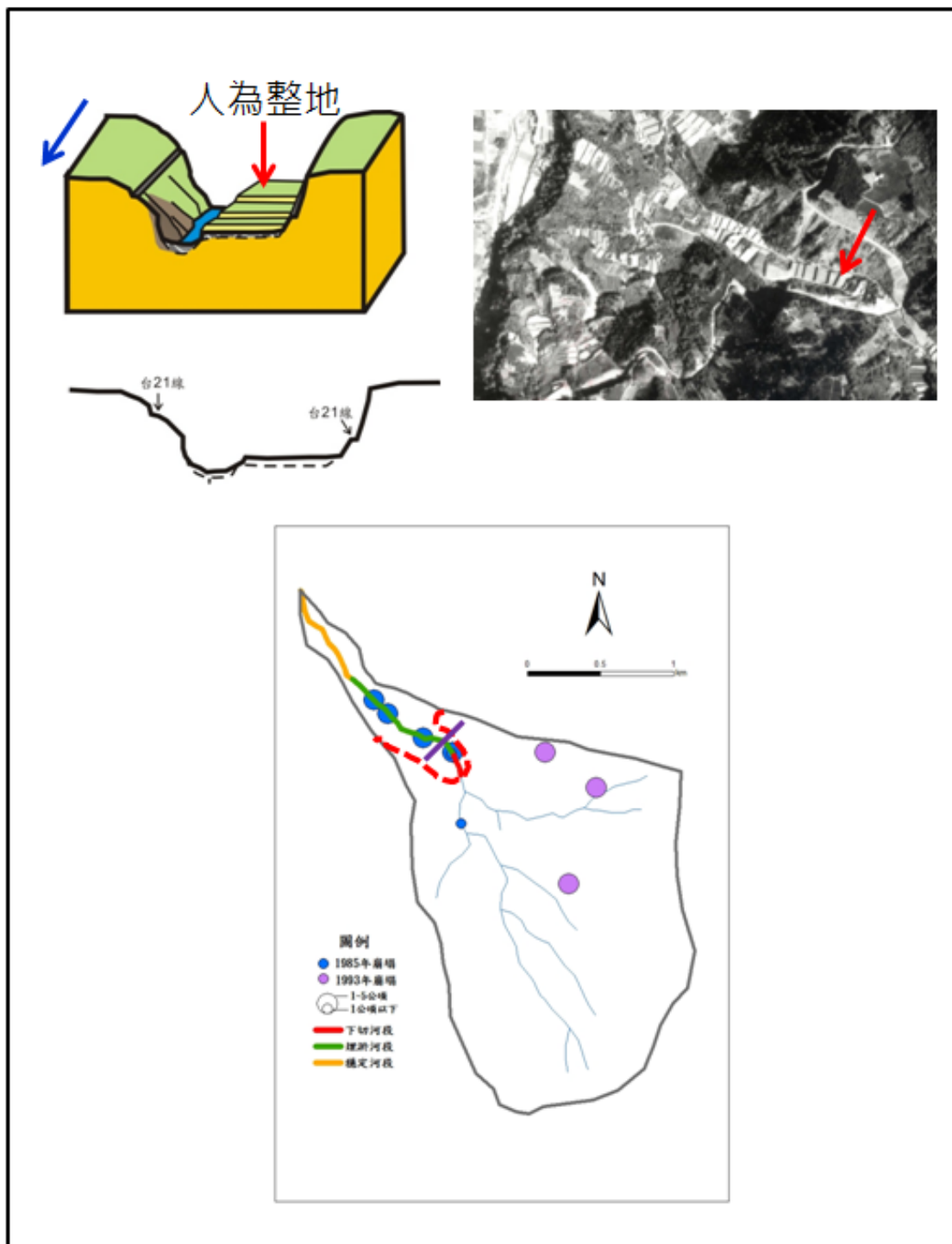


圖 5-12 頭坑溪 1985 年~1993 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖

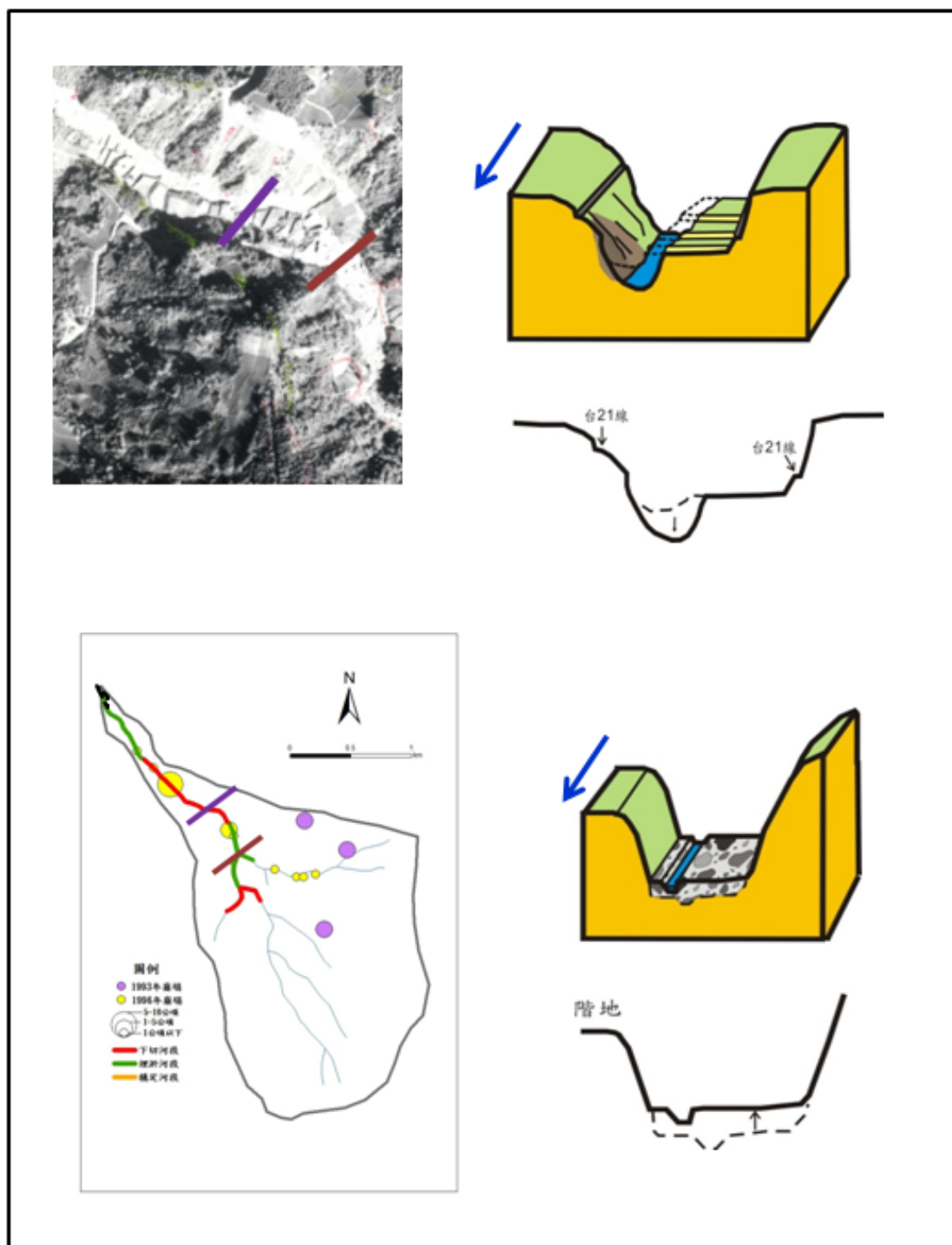


圖 5-13 頭坑溪 1993 年~1996 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖

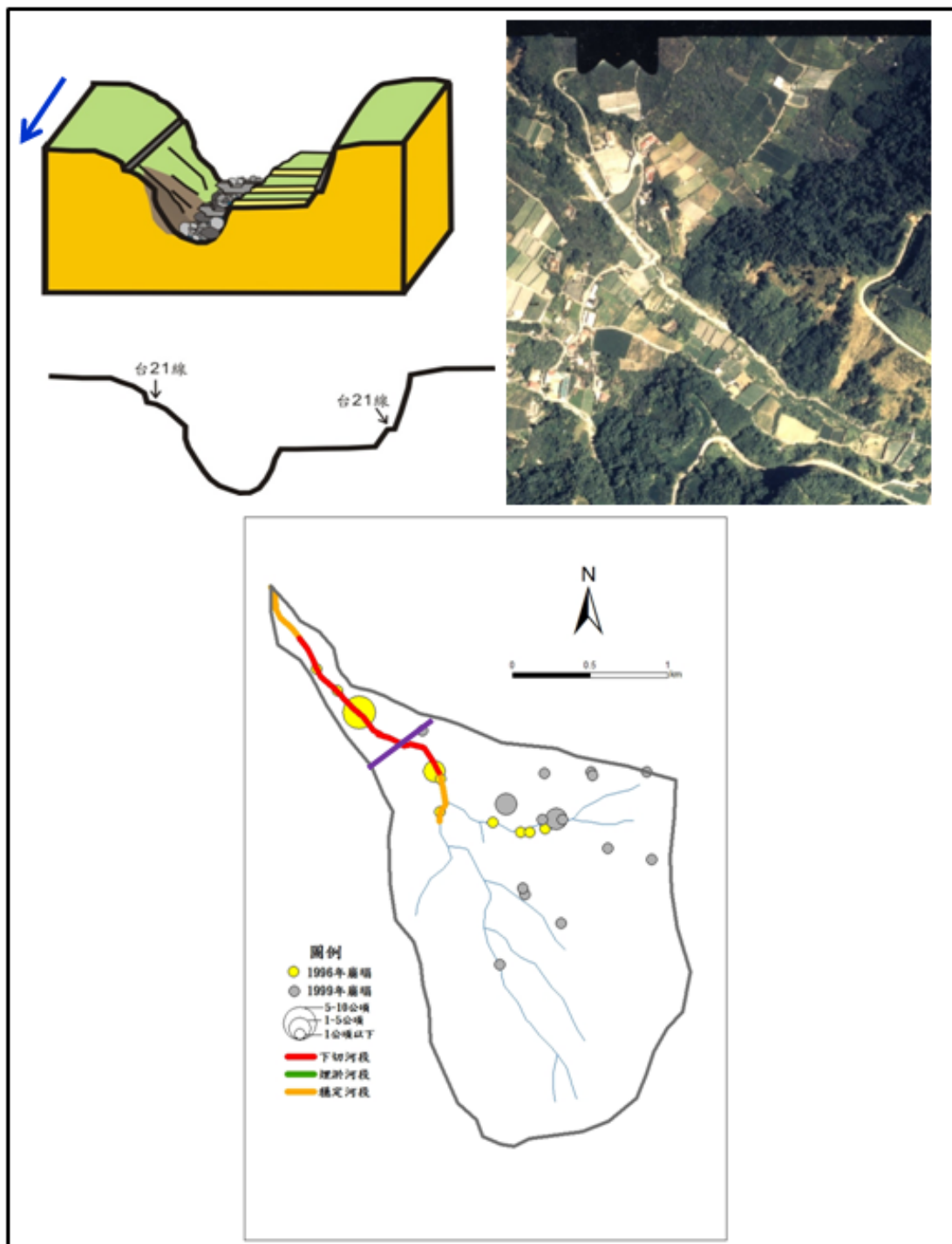


圖 5-14 頭坑溪 1996 年~1999 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖

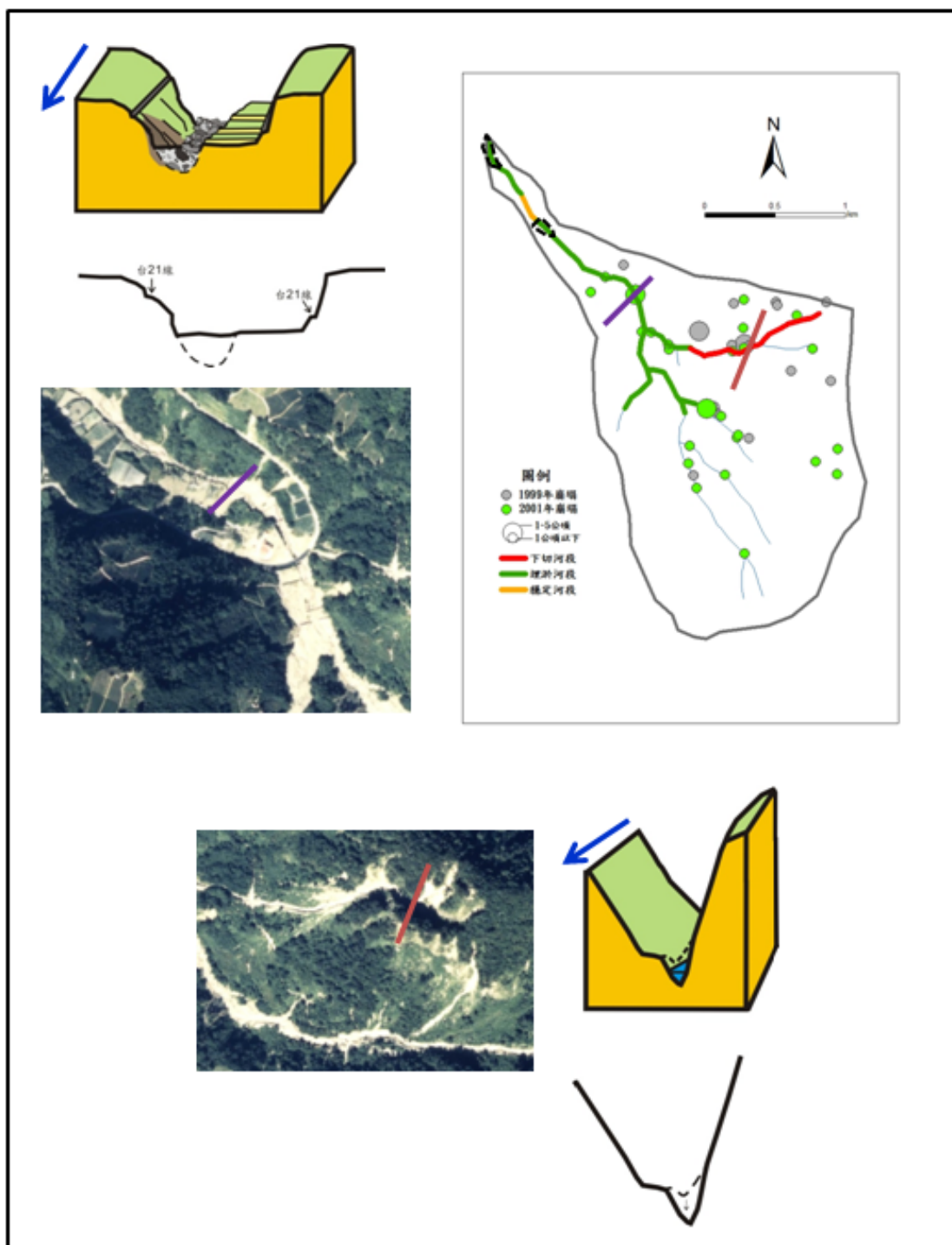


圖 5-15 頭坑溪 1999 年~2001 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖

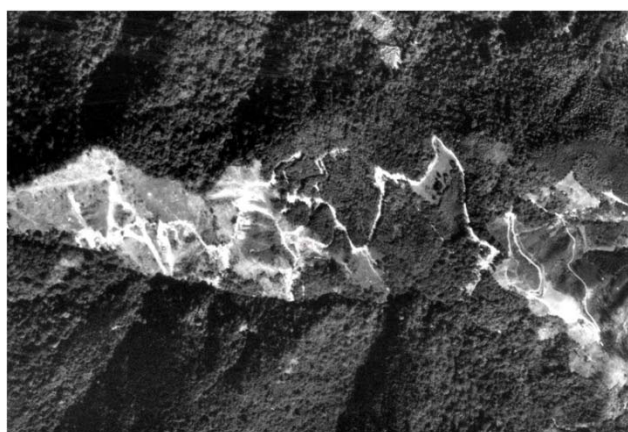
三、四號溪的侵淤變化趨勢與可能控因

四號溪在 1963 年的航照中，河道受到陰影及植被覆蓋，加上航照比例尺小，河道較窄，多數不易判釋。

比較 1963 年與 1980 年的航照，下游河道加寬，可以看到是因為河道埋積所造成(圖 5-16)。1 號支流匯流口的上下游可見流槽刷深的現象，再向上游的河道仍然沒有明顯變化。此年度的崩塌數量與規模都小，下游的埋積應該是兩個年度間由上游累積的沈積物搬運。

1985 年的航照中，上游的河道加寬，河道覆蓋大量因修築道路而產生的廢土(圖 5-17)，下游河道部分流幅被植被覆蓋，但仍可見河道加寬，埋積小幅增加，應該還是與經常性水流的搬運有關。中游河道則維持穩定狀態。

1993 年的航照顯示，道路持續修築中，因此從道路的下邊坡至河道有數個山崩溝供給邊坡物質進入河道(照片 5-7)，河道從上游至下游持續埋積(圖 5-3c)。河道明顯加寬，持續的埋積造成河床變高，相對主流和社溪形同侵蝕基準面下降，可能為最下游段下切的主因。



照片 5-7 四號溪 1993 年航照

賀伯颱風後的四號溪崩塌個數雖然減少，但是崩塌密度增加($2.03 \rightarrow 5.05 \text{ha/km}^2$)，供給的邊坡物質更增加，河道整體呈現大量埋積的情形(圖 5-18)，並在出口處形成一個新生的土石流扇(照片 5-4)。

集集地震後的四號溪河道大部分河段屬於穩定河段，肇因於地震後沒有較大的降雨，讓崩塌物質向下搬運。主流上游的連續大崩塌以下的河道因邊坡物質堰塞狹窄的河床，而有明顯的埋積(圖 5-19)。

桃芝颱風後的四號溪在高強度降雨效應下，搬運集集地震及桃芝颱風的邊坡物質(崩塌密度分別是 8.64 及 7.92ha/km²)，因此大部分河道仍處於大量埋積的狀態，河口同樣形成一個新生的土石流扇(圖 5-20)。中上游崩塌集中的河段以及河道坡降陡峭的河段則是出現下切的狀態(圖 5-3f)。

敏督利颱風過後，崩塌密度降低的四號溪(3.28ha/km²)，中下游河道仍然呈現埋積的狀態，但埋積的程度明顯下降，但仍在谷口形成一個新生的土石流扇。在 5 號支流匯流口以下，可以看到兩岸因為硬岩控制以致於河寬縮減的河段(照片 5-8)，河道可見底岩，表示埋積中斷。



照片 5-8 四號溪敏督利颱風後航照

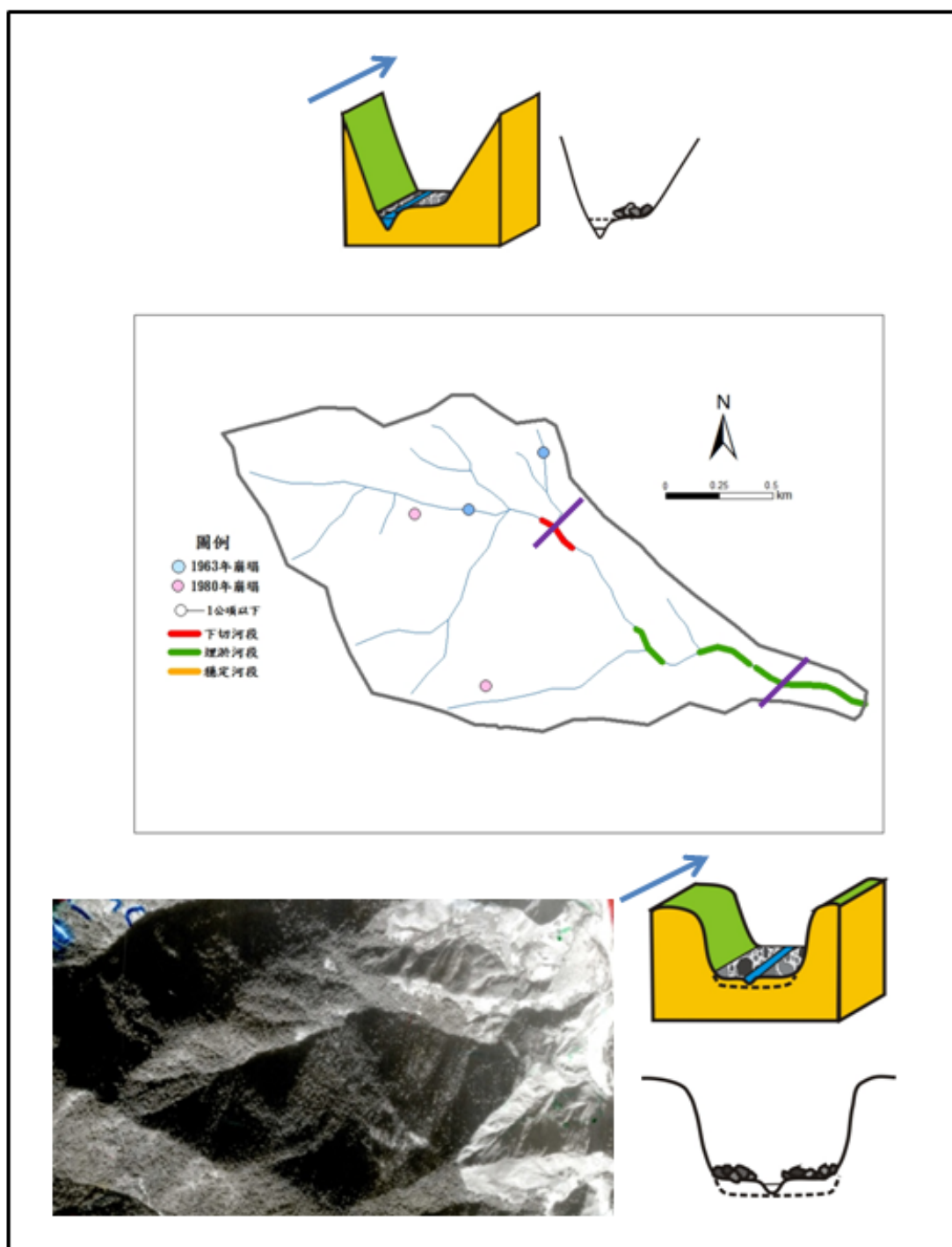


圖 5-16 四號溪 1963 年~1980 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖

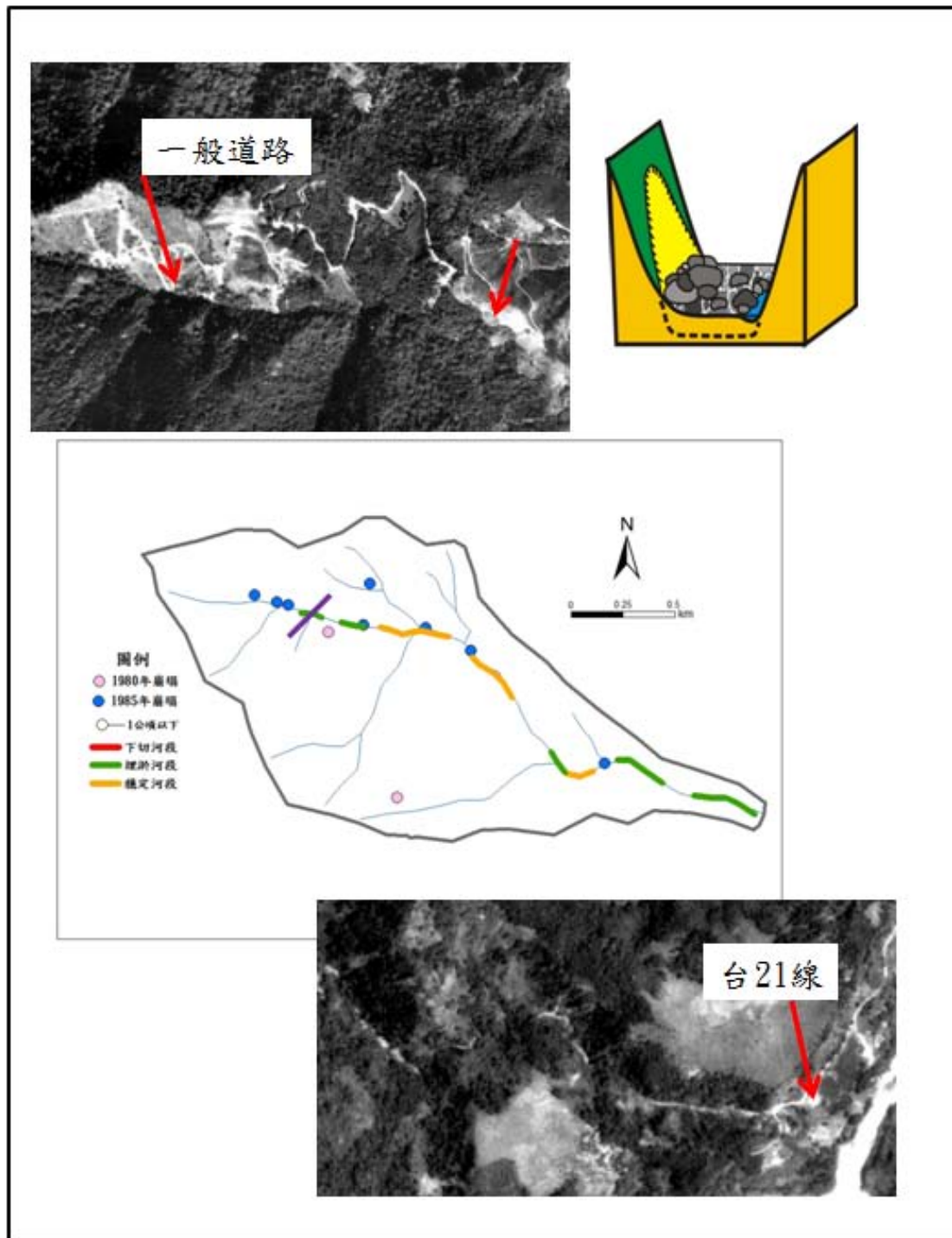


圖 5-17 四號溪 1980 年~1985 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖

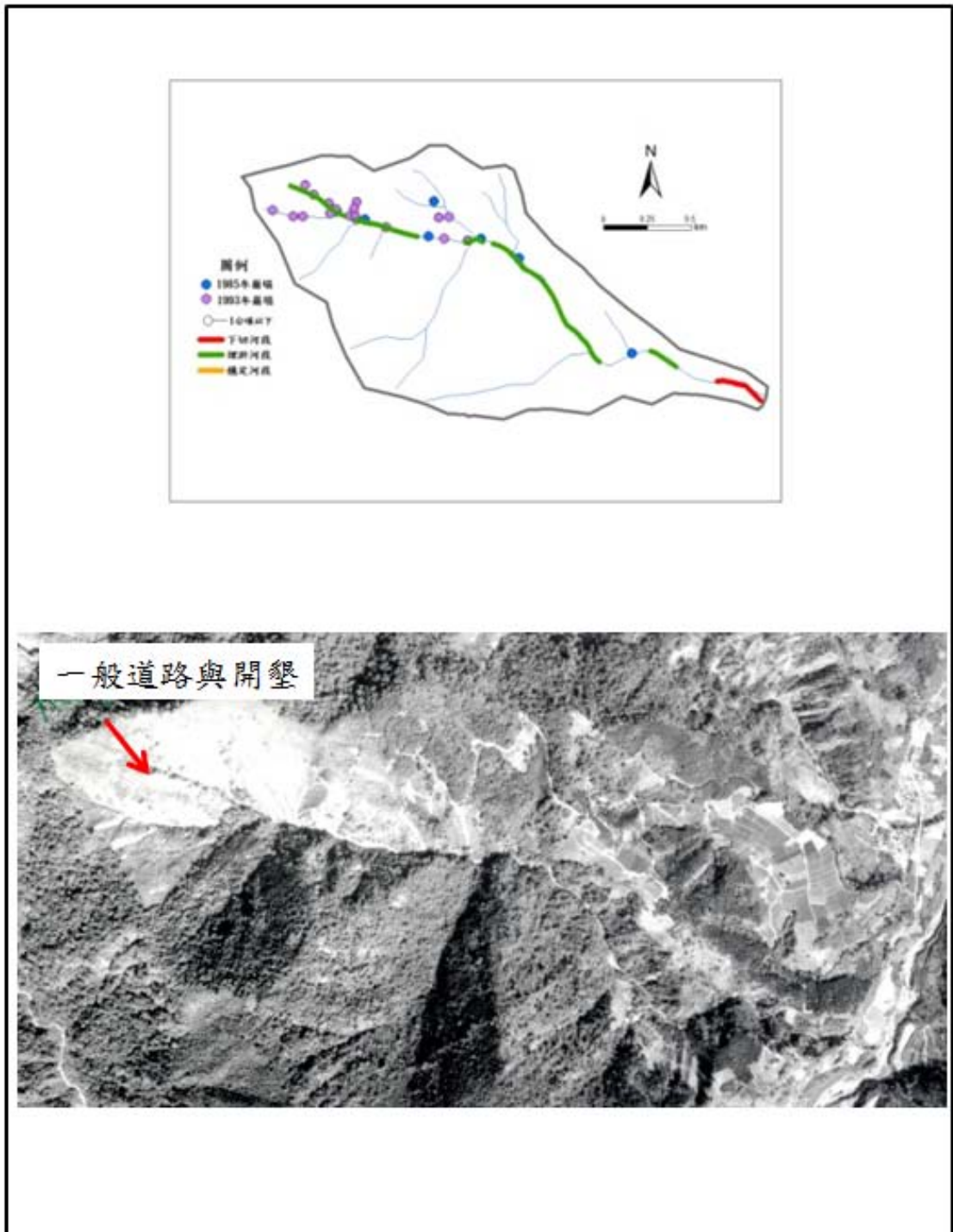


圖 5-18 四號溪 1985 年~1993 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖

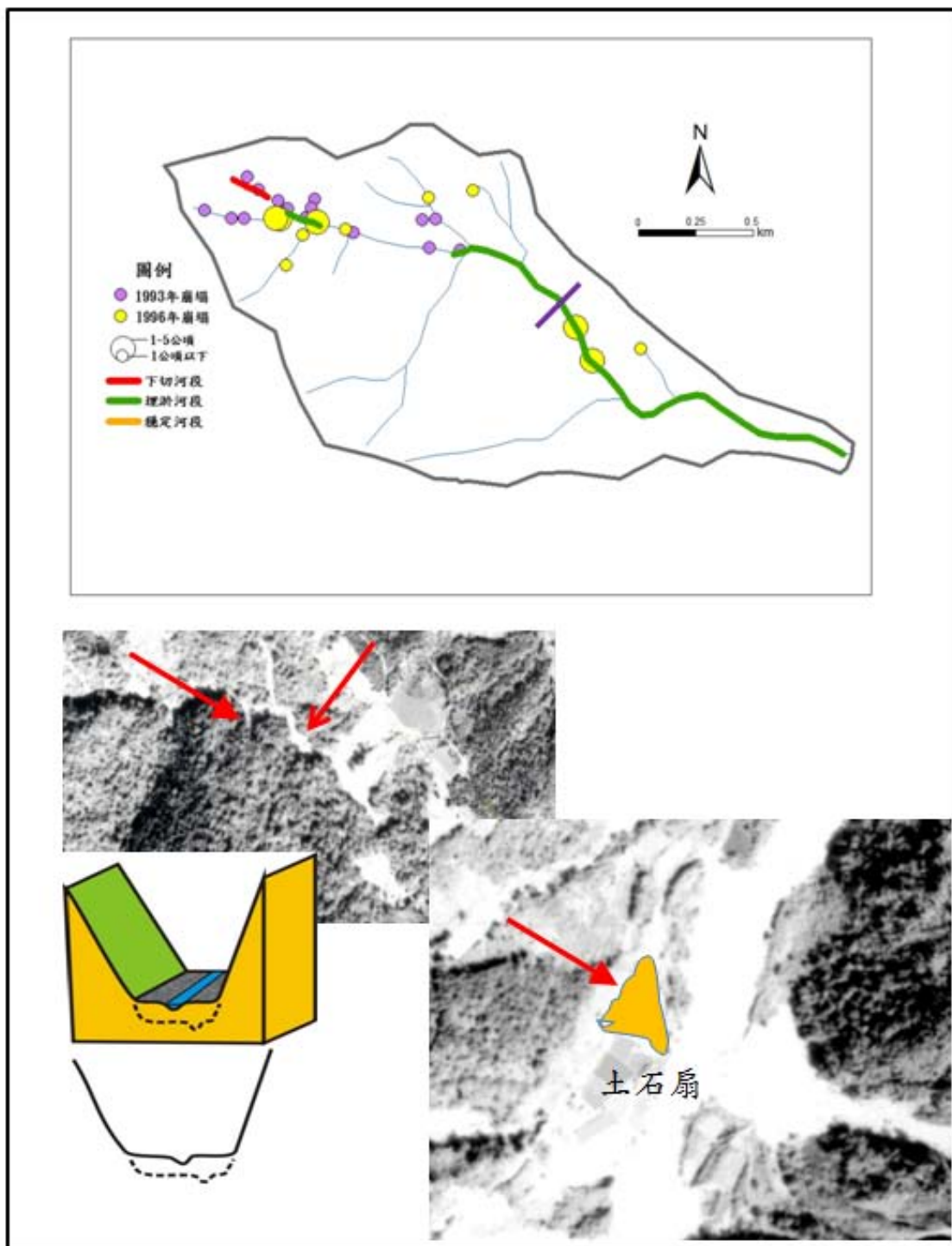


圖 5-19 四號溪 1993 年~1996 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖

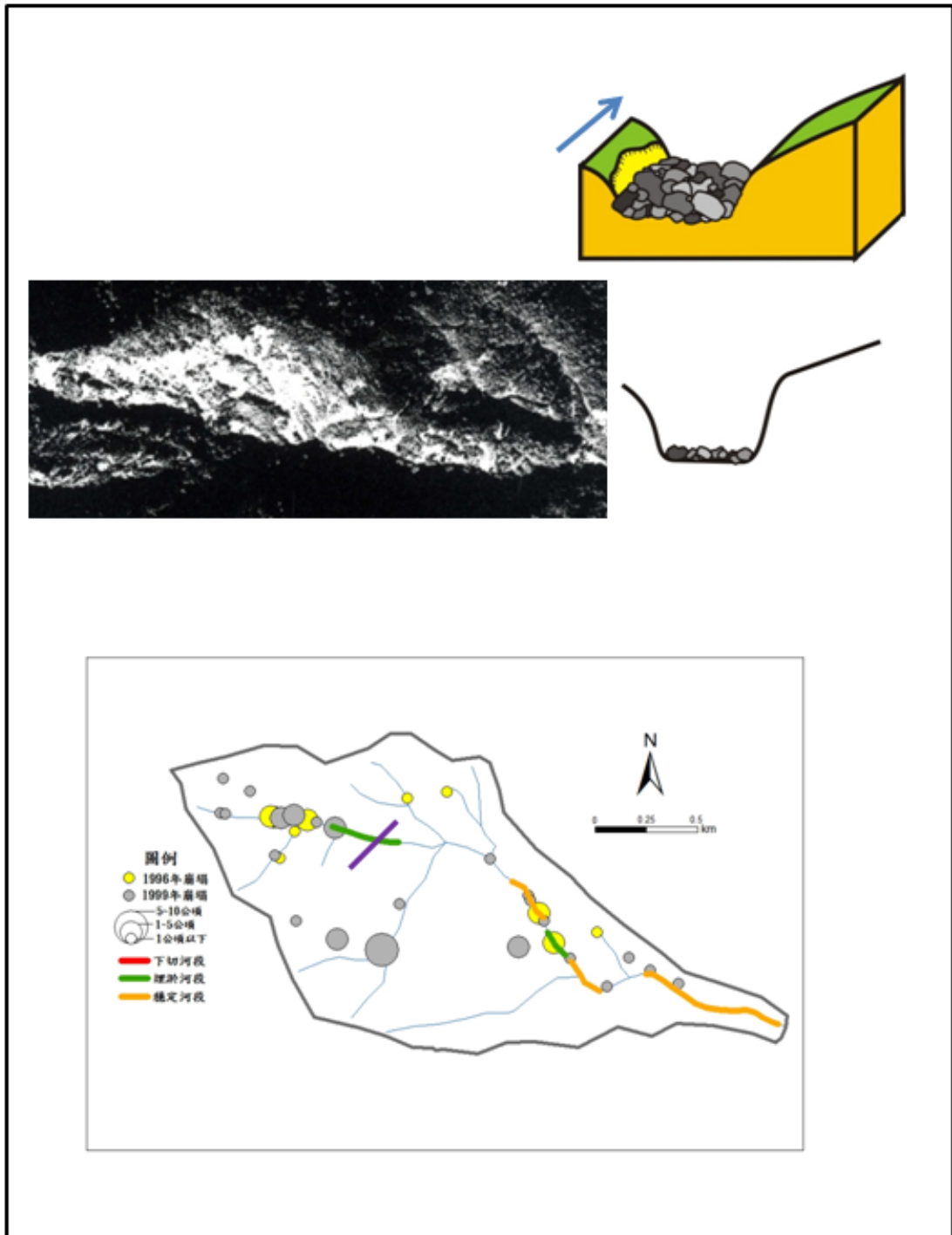


圖 5-20 四號溪 1996 年~1999 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖

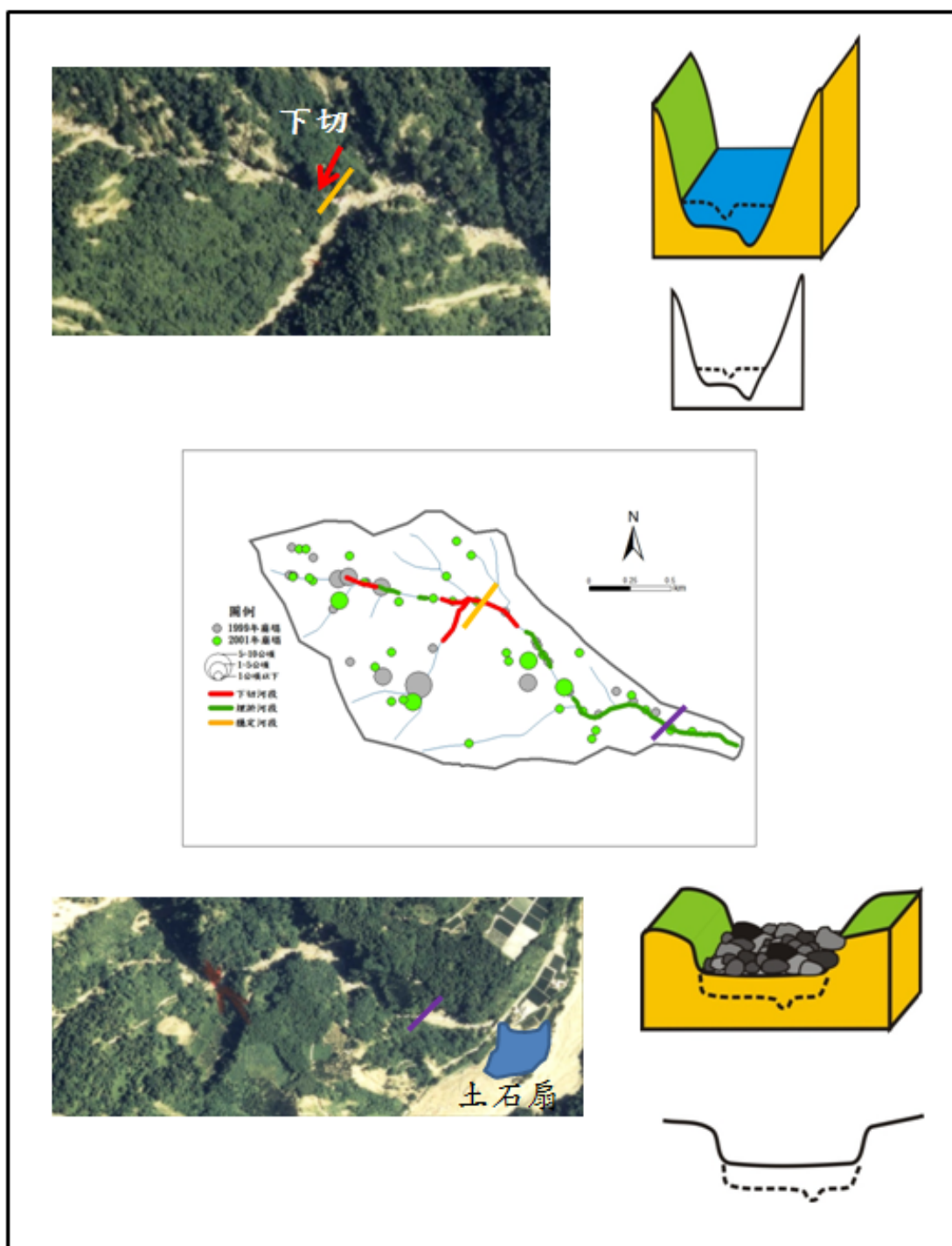


圖 5-21 四號溪 1999 年~2001 年河道侵淤、立體剖面與航照示意圖

表 5-1 三個子集水區的邊坡與河道特性一覽表

	出水溪			頭坑溪			四號溪		
面積(km ²)	8.57			4.42			2.45		
	崩塌密度 (ha/km ²)	河道侵淤	土石 扇	崩塌密度 (ha/km ²)	河道侵淤	土石 扇	崩塌密度 (ha/km ²)	河道侵淤	土石 扇
1963	2.13	下游左岸河道已有階地，河道淤埋明顯	×	2.65	中下游河道受植被覆蓋，河道應有淤埋	×	0.25	河道大部分受植被覆蓋，河道應有淤埋	×
1980	1.65	中游淤埋；下游下切	×	0.91	中下游河道下切，出口段堆積	×	0.20	下游小幅淤埋，其餘河道穩定或不可見	×
1985	5.20	受台 21 線影響河道連續淤埋	✓	2.77	流在扇階內河道受台 21 線廢土影響連續淤埋，其餘河段穩定	×	1.69	下游小幅淤埋，其餘河道穩定	×
1993	3.86	下游淤埋，其餘大致穩定	×	0.59	扇階內河道仍淤埋，其餘河段穩定	×	2.03	大部分河道明顯淤埋，出口河段下切	×
1996	8.90	大部分河段下切，河口附近淤埋	✓	3.59	扇階內下切，出口段淤埋。上游受河道坡降影響，侵淤互現	✓	5.05	中下游河段明顯淤埋	✓
1999	5.35	上游淤埋，大部分河段先淤埋後流槽明顯下切	×	1.82	扇階內河道受人為清淤影響，河道下降，成為人工河道	×	8.64	大部分河道穩定	×
2001	6.67	河道大量淤埋	✓	2.72	連續大量淤埋	✓	7.92	中上游下切，下游明顯埋淤	✓
2004	4.20	大量淤埋，河口處下切	✓	0.51	大部分河段連續下切	×	3.28	中下游埋淤為主	✓

第三節 河道侵淤與地形變動的意義

由出水溪 1963 年的航照，可以發現現存河道中下游左岸的階地當時就已存在河道中。此埋淤地形代表出水溪在近五十年來河道內都是埋淤的型態，河道之中多堆積物質。出水溪的邊坡土石供應也不虞匱乏，歷年的崩塌密度幾乎都高於其他兩個子集水區(表 5-1)。因此，從 1963 年至 1993 年之間的侵淤圖(圖 5-1a~c)，可以看到出水溪的河道會由崩塌集中的位置向下游持續搬運，使中下游河道持續淤高。在 1993 年航照中，雖不易判釋在連續沈積物的搬運下，出口是否有新生的土石扇。但可以看出出水溪出口處的河道堆積高度已經高出郝馬戛班溪的河床位置(圖 5-6)。1996 年賀伯颱風的高強度降雨之後三個月的航照上雖然流槽深切，但從埋積階地上面被新鮮土石覆蓋，可以知道出水溪在如此大型的颱風降雨事件之下，不但持續搬運邊坡與河道埋積的土石，且埋淤的規模略超過之前的年代。颱風事件後的埋積淹到了神木國小所在的扇階上，出口處河床淤高 7-10 公尺(曹英明，2005)，加上河道後續被深切的流槽內原有的土石，堆積出航照中清楚可見向外推出的新生土石扇。1999 年的航照中看出河道是相對下切的狀態，反應河道對大量土石堆積導致河道坡降變緩之後的自我調整。由表 5-2 中的兩次土石流事件，在低降雨的環境發生的土石流反應，表示大量土石使發生土石流的門檻降低，河道持續搬運土石，而造成下切的型態。上游支流匯流口埋積的土石則是受到河道坡降平緩導致，也顯示當時河道的自我調整主要發生在中下游河段，還未上溯至上游河段。後續兩次颱風事件表現的仍是持續埋積的現象，桃芝颱風的大量埋積同時搬運了集集地震及桃芝颱風的崩塌土石，賀伯颱風受損的埋積階地上農耕區復耕後再次受損。敏督利颱風的崩塌密度降低，河道埋淤的程度也不若之前兩次的颱風降雨事件，但趨勢是相同的，以埋積為主。由上述趨勢看來，出水溪的邊坡及河道土石供應不虞匱乏，河道一直呈現土石豐富的狀態(照片 5-9)，只要有大型的降雨，就有土石流發生的可能，在大量供應的狀況下，土石搬運的門檻還會下降，不須大型的颱風降雨事件即會產生土石流。

如同上膛的加農砲，只要有降雨，隨時準備發射(Chen and Su, 2001)，若有大型降雨，土石搬運必定會更加明顯。此外，出水溪的流域規模相對另兩個子集水區大，因此其他事件所造成的小規模崩塌事件或原本存流在河道中的埋積物質，會在一般水流持續緩慢向下遞移，使河道逐漸加高，河道中豐富的鬆散土石條件，也是出水溪容易發生土石流式的搬運的重要特性(吳素慧，1997、林世榮，2001)。出水溪在三次的颱風事件下也都在河口處生成新的土石扇，大小依次分別是 3.4 公頃、1.5 公頃、0.3 公頃，但土石扇大小的意義在本研究中還無法確認，因為除了土石材料的供應外，出水溪口有另兩個子集水區(郝馬戛班溪及七號溪)匯流，不僅成扇空間有限，彼此之間的流量消長，可能造成土石扇被沖走，進而影響航照判釋時的土石扇大小。



照片 5-9 和社溪河道堆積(2003.03.07 沈淑敏攝)

表 5-2 出水溪賀伯後發生的土石流事件

87.5.9	豪雨 (44mm)	豪雨 由出水溪流下之土石，導致神木國小前霍薩溪橋流失，交通為之中斷，39 戶 155 人受困。
88.5.28	豪雨 (136mm)	因梅雨季所帶來豪雨使得霍薩溪橋遭沖毀，10 鄰、11 鄰百餘人受困。

資料來源：行政院農委會林務局土石流防災資訊網

頭坑溪河道侵淤比較活躍的河段為 2 號與 3 號支流匯流口以下至出口處，尤以切在聯合扇階裡的河段最明顯(表 5-3、照片 5-6)。下游河道切在扇階裡，代表著該段河道的寬度受到限制，侵淤會相對明顯；扇階崖也會供應土石增加河道材料的供應。1985 和 1993 年的航照顯示沒有大型降雨事件下，頭坑溪因應台 21 線的修築，在河道下游側所產生的邊坡廢土，

兩個年度都顯示河道在一般水流情況下，持續向下搬運，持續埋淤。在賀伯颱風的高強度降雨下，一路刷深至河口處才堆積，排出河道中堆積的土石，但未在河口判釋出土石扇，僅在河道出口處判釋出土石扇的扇頂殘餘。可能因和社溪主流偏向頭坑溪河口，頭坑溪的土石沒有成扇空間所導致。集集地震、桃芝颱風兩次崩塌多分布在上游地區，兩次事件的土石在桃芝颱風反應，由於崩塌面積大，土石埋淤為主，之後的敏督利颱風事件則是持續下切，消化大量的土石。頭坑溪的河道侵淤受到崩塌位置、河道坡降以及大型降雨事件的影響相對明顯。由於流域面積較小，若有崩塌面積大幅增加，或崩塌位置接近流能較大的中下游區段，河流會有明顯的下切或埋淤的現象。台 21 線橋涵位置正好在河道變窄處，使河道斷面更加狹窄，形成瓶頸，可能阻塞土石通過，是河道大量搬運時的危險指標。

四號溪不同於前面兩個子集水區的部分在其谷型較為狹窄，流域面積最小，河道也最窄。因此，邊坡若有崩塌發生，河道寬度不足的四號溪易受崩塌堰塞河道，可以很容易觀察到明顯的埋淤現象。河道有多處受兩岸地質控制，以致於兩側邊坡突出，導致河道寬度變窄，由於該處河道窄，不易辨識河道侵淤變化，但很可能扮演河道搬運時的臨時基準面，該河段通常也是底岩遷急點的位置，成為搬運時的埋淤或下切的轉捩點。1985 年以前，中上游河道狹窄，又受植被覆蓋，表示河道變化很有限，只有下游地區持續微幅的埋淤。1985 年之後，因為道路修築所導致的廢土，以及後續的地震、颱風豪雨事件所產生的崩塌，使四號溪的河道因大量埋淤，河道加寬。三次颱風豪雨事件都能在河口處判釋出新生的土石扇，面積在 1.1~1.7 公頃之間，賀伯颱風時形成的土石扇最大，顯示當時的河道搬運量相對高。敏督利颱風崩塌密度與所形成的土石扇不成比例，顯示輸出的土石還加上上次殘餘在河道中的埋積物質。在敏督利颱風時產生土石流扇的和社溪子集水區只有 4 個，四號溪即為其中之一，亦顯示如四號溪一般流域面積小的子集水區，只要降雨夠多，因為河道坡降陡峭，加上河谷窄，會快速搬運河道內的埋積物質，直到河道趨於相對平衡的狀態。

從三個子集水區歷年的河道侵淤比較，發現三個子集水區的河道在同一個時期，所處的侵淤狀態並不相同。當某個子集水區進行埋淤的同時，另一個子集水區則處於下切的狀態；同一個子集水區的不同河段，也會有不同的侵淤狀態(表 5-2)。其共同特色為賀伯颱風以前，河道侵淤的變化程度相對賀伯颱風後的連續事件來的小。在最剛開始的 1963 年的航照中，此時的人為影響相對較小，僅一般林道與伐林的介入，造成的崩塌密度也有限，屬於相對自然的環境狀態。此時，僅出水溪的侵淤變化比較明顯，其餘的兩個子集水區的河道都相對穩定，甚至不易判釋。1985 年子集水區的河道都接受來自道路修築的廢土傾倒的影響，但子集水區的反應也有不同：廢土位置同樣處在上游的出水溪及四號溪，前者已經開始全河段淤埋，後者則至下一個年度才開始看到淤埋，顯示出流域面積的差異所反應出來的流能影響；頭坑溪則因為新中橫公路穿過中下游河段，正好為河道狹窄之處，淤積明顯，其他河段則是穩定的。1993 年的河道侵淤，從河道發生侵淤的河段看來(圖 5-6、5-12、5-18)，三個子集水區都在消化道路修築廢土所帶來的土石，將土石向中、下游搬運。

上述的現象提示吾人，在子集水區不同的坡度(邊坡及河道坡降)組合以及岩體品質的不同，甚至近五十年以來開發歷程與開發位置的不同，已經使三個子集水區在賀伯颱風的干擾之前，其河道已經處在「河道調整過程」的不同階段(圖 5-22~24)。換言之，子集水區在同一個時期接受的外部干擾，經過集水區內部特性的轉化後，河道進行不同程度(侵淤幅度)、不同空間(上、中、下游)的調整。三個子集水區及河道在符合和社溪整體的環境框架的條件之下(也就是陡坡、破碎岩層以及豐富與強度大的雨量)，卻展現了各自不同的「獨特性」。1993 年以前的河道調整，展現因子集水區特性而異，所產生的河道緩慢調整的過程。兩百年一遇的賀伯颱風所代表的邊坡大量供應土石，及河道流量遽增的現象，使子集水區同步「加速」其進行步調，邊坡與河道高度耦合(圖 5-25)的情況下，三個子集水區以及和社溪其他 9 個子集水區都發生土石流的作用。此時，所有的子集水區在

邊坡崩壞及河道搬運作用雖有程度不同，卻有同步的現象。再加上集集地震/桃芝颱風的強烈干擾，子集水區再次出現崩塌與土石流同步發生的現象。賀伯颱風固然規模驚人，但出現的次數相對頻繁，1963 年 9 月，距賀伯颱風發生前三十多年葛樂禮颱風(Typhoon Gloria)的規模與賀伯颱風相近，考量敏督利颱風延時較賀伯長，但時雨量不如賀伯的情況，應是與賀伯颱風相近的颱風。而集集地震卻是三百年頻率下出現的極端事件，對破碎的台灣地層影響甚鉅，增加大量邊坡土石供應的可能性。加上時雨量驚人的桃芝颱風，同時具備大量土石供應、極高強度降雨的兩項條件，成為研究時期中最重要極端事件組合(圖 5-26)，不論邊坡產出或河道搬運都極有效率。而賀伯颱風對地景影響明顯，可能是因為距離上一次大型降雨時日已長，河道與邊坡有大量的土石積存；相對的，子集水區對隨後的敏督利颱風這等大規模降雨事件的「冷處理」(崩塌密度大幅降低、發生土石流的子集水區減少)，顯示本區的邊坡與河道已經消耗太多能量，邊坡的風化物質以及河道積存的土石量還需時間的累積，大部分的子集水區沒有發生土石流，可能正處在「累積」的狀態。

雖然 1996 年至 2004 年的連續事件變動規模已經帶來居住在這些子集水區下游扇階居民的財損，也喚起對山區經營的重視，但仍可預期在未來，這些先天體質不良的源流子集水區，仍會在間隔長時間才發生的大型降雨(葛樂禮/賀伯颱風)或強震搭配豪雨(集集地震/桃芝颱風)的外部事件影響下再次同步作用，發生土石流。

在本研究期間之後，於 2009 年發生莫拉克颱風(Typhoon Morakat)，莫拉克颱風與敏督利颱風相似，也是屬於累積雨量驚人，但時雨量沒有賀伯颱風大的長延時強降雨的颱風，其中神木測站於 48 小時降下 1634mm 的雨量(周仲島等，2010)。此次颱風也是自 1996 年以來陳有蘭溪產生最大輸沙量的一次事件(陳樹群等，2013)。如此驚人的降雨(圖 5-27)，在陳有蘭溪造成的災害多為主流沖刷兩岸河階與扇階，造成民眾的屋損為主。和社溪發生土石流的子集水區為出水溪、郝馬戛班溪、七號溪(引用文獻使

用愛玉仔溪的名稱)、頭坑溪(楊明德等, 2009、林基源等, 2009)。何幸娟等(2010)利用 2002、2005 年產製的 DTM, 加上 2009 年的 LiDAR 資料將高程相減, 發現出水溪在莫拉克颱風的整體沖淤土石量較 2002~2005 年的量大, 但整體淤積量卻較小, 是因為大量土砂輸出, 往下游輸送的關係。此結果與本研究成果相符, 出水溪在如此長延時的降雨下, 流能持續搬運土石, 雖然仍是以淤埋為主, 但也輸送大量土石進入和社溪。

頭坑溪在莫拉克也發生大規模的土石流, 根據學者的災情調查(楊明德等, 2009、林基源等, 2009), 頭坑溪因為上游發生大面積崩塌, 大量土石因河道狹窄及橋涵阻擋, 使土石搬運受到限制, 回堵上游再向下沖刷, 河床因此刷深約 20 公尺, 河床也擴大數倍。大量土石推擠和社溪主流至左岸, 間接導致隆華國小校舍基礎受損的災情。與本研究經過多年河道侵淤的預測相同, 發生土石流的原因也與本研究的成果相同。

從上述兩個例子顯示, 若能在源流區的子集水區進行長時間的河道侵淤監控, 是有助於了解子集水區在一般降雨事件以及大型降雨事件及極端事件的河道搬運行為。利用空載雷達或高精度數值地形模型固然能有更精確的侵淤定量變化, 但此兩項資料獲得不易, 若利用本研究的方法進行高風險集水區的篩選, 再加以精密監控, 應是相對有效率的方法。

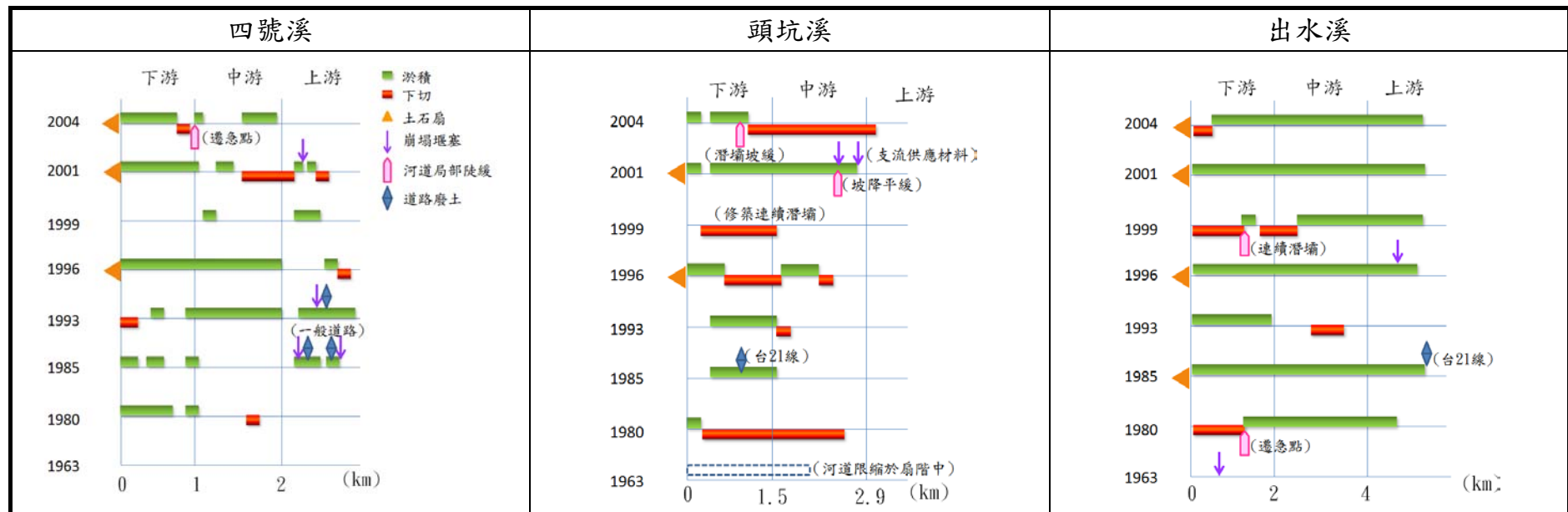


圖 5-22 出水溪歷年侵淤河段示意圖

圖 5-23 頭坑溪歷年侵淤河段示意圖

圖 5-24 四號溪歷年侵淤河段示意圖

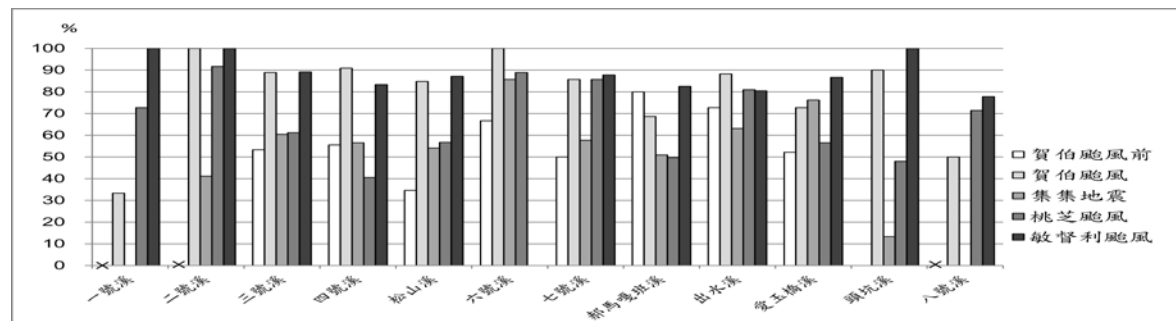


圖 5-25 各子集水區崩塌於各年度事件進入河道比率統計圖

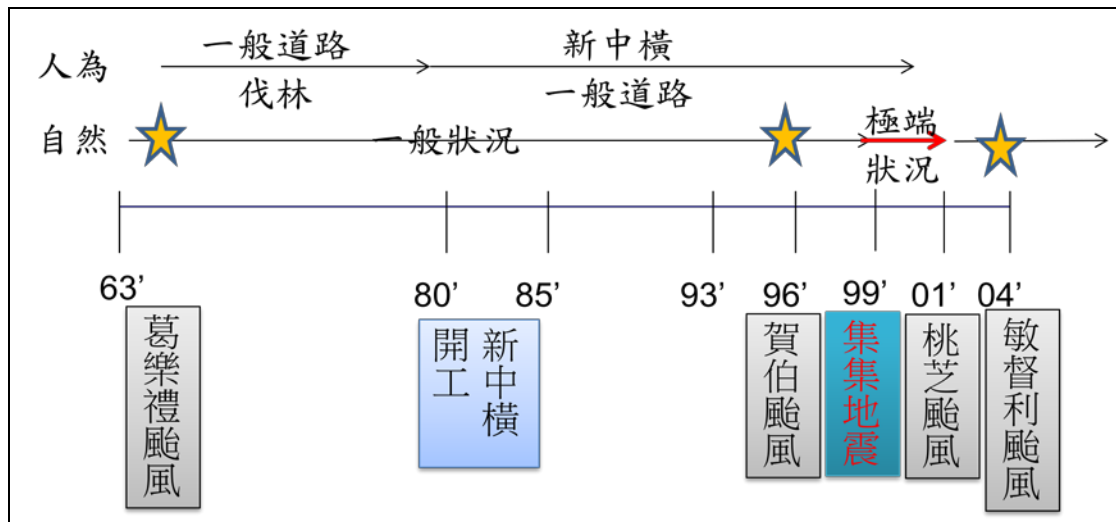


圖 5-26 研究期間事件序列與自然、人為特徵示意圖

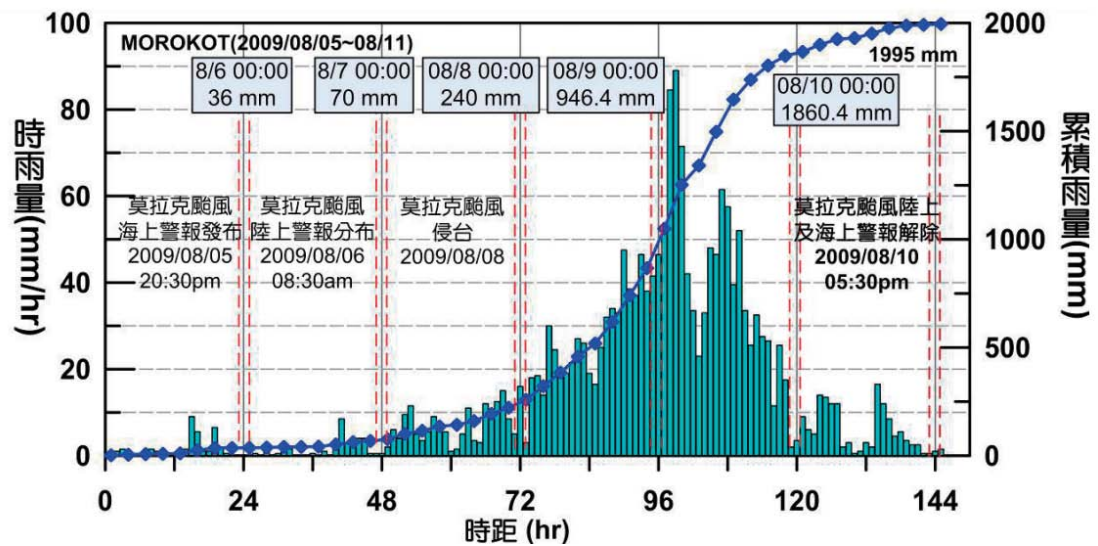


圖 5-27 莫拉克颱風雨量組體圖－神木測站（引自何幸娟等，2012）

上段彰顯了子集水區在河道調整過程中顯示的獨特性，但三個子集水區在地形特徵與河道搬運特性上，也正好代表和社溪大部分子集水區的特色(見表 5-3)。不同地形特徵與搬運特性的詮釋，也許有助於山區經營管理上參考。

(1)以四號溪為代表：谷型狹窄、流域面積小的子集水區。

此類的河流因為河谷狹窄，邊坡崩塌可以快速進入河道堰塞，加上狹窄的河道在高強度降雨下，河水深度上升速度快，更容易增加土石流發生的動能(Kochel,1988)。四號溪的居民主要居住在河口的兩層扇階上，河道下切在比高較高的扇階裡，在河道未大量淤埋狀況下，該扇階的居民相對危險性較低，需注意扇階崖邊的安全；下層扇階因為比高較低，有被四號溪及主流和社溪土石掩埋的危險。此外，四號溪因為反應快速，加上谷型特徵使土石流直進能力強，若有大量崩塌發生，後續發生大型降雨時須多加留意河道中的土石搬運作用。此外，因為河道有多處遷急點，土石可能堆積在遷急點後，至臨界才向下傾洩，若在溪谷裡建置潛壩或人工河道等設施，需考慮集水區此項搬運特性，以建置適當的保護工程。

(2)以頭坑溪為代表：中下游切在大面積的扇階或中下游受底岩控制，河道寬度受限。

這類河流因為下游河道寬度受到限制，台 21 線又在河道縮減的位置，在大量崩塌產生後，河道搬運的過程中，可能會因為通過斷面面積狹窄，形成堰塞，之後以更高的流速向下搬運造成災害，若能在河道變窄處的上游側設置預警裝置，應有預警減災的功效。此外，頭坑溪中上游支流交會處形成的兩段埋積階地，很可能是過去的崩積或土石流堆積在河道坡降相對平緩之處，再受到溪溝下切所形成的平坦地(圖 5-28)。這些階地的形成年代大過於山區利用的短短數十年，未見證形成過程的居民很容易會因為階地表面的平坦而進行土地開發利用，但鬆散的土石在土石流或高流量事件可能受到侵蝕而毀壞崩落或被埋沒，實需普遍檢視山區開墾地是否有相似的條件，以加強監控。頭坑溪、八號溪流路與台 21 線垂直，且正好在

兩條主要支流交會點的下游側，很有可能受到土石流影響，若有崩塌卻很久沒有發生土石流時，降雨量到達一定程度，建議封路為要，以免造成災害。

a.河道受邊坡土石或土石流堰塞



b.經過時間演育，溪溝切割原有的堰塞區，河道中出現平坦的埋切階地

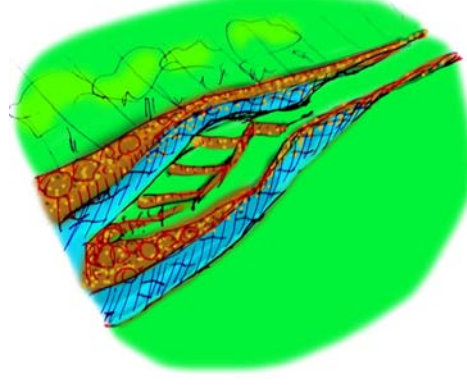
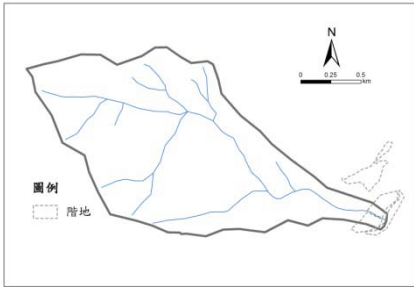
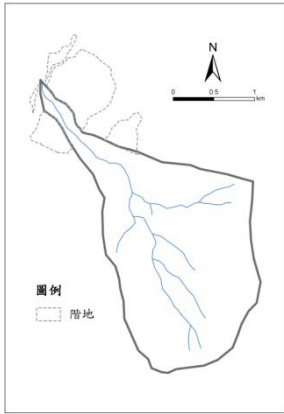


圖 5-28 中上游埋切階地形成示意圖

(3)以出水溪為代表：河道埋積明顯，沿河多埋積階地，崩塌發生頻率亦高，集水區裡的土石產出、搬運、儲存的作用頻繁。

由航照判釋所得的河道侵淤，配合颱風事件的降雨量，可以得知即使這類的集水區在平常水流或相對小規模的颱風事件也會有搬運與儲存的作用。因此，現存於河道的許多潛壩在這些較低水流時期具有阻擋的效果。颱風期來臨前或颱風過後都需巡視河道、挖濬已淤積的潛壩；監控重複發生的大型邊坡活動也有其必要性，才能減低大型颱風事件時，因河道豐富的土石供應而造成的嚴重土石流。此外，因為出水溪容易搬運，在大型颱風發生土石流的機率太高，疏散下游的民眾是必要的，重建受損設施時，也需要考慮出水溪的土石流特性，以免再次受災。

表 5-3 三個子集水區環境特徵與河道侵淤特性統整表

	四號溪	頭坑溪	出水溪
集水區河階、扇階分布示意圖			
流域面積	2.5 km ²	4.4 km ²	8.6 km ²
地形特徵	1.V 型谷→窄谷，邊坡與河道耦合性良好 2.下游底岩控制→窄幅、遷急點 3.出口處兩級扇階 4.陡坡區位在 3/4 縱長處	1.中至下游河道切入扇階→河道寬度受限 2.中游支流交會處有埋切階地、下游河道有連續潛壩→局部坡緩 3.陡坡區位在 3/4 縱長處	1.中下游河道寬、有遷急點（底岩、潛壩） 2.多埋切階地(下游固定、中游不固定) 3.陡坡區位在 3/4 縱長處 4.出口處兩級河階及扇階 5.崩塌密度高
1963-1980 年環境狀況	邊坡植被覆蓋佳→河道狹窄不易見	1.中下游河道植被覆蓋 2.扇階中河道左岸已有埋切階地	河道有大量土石，下游左岸已經數個不連續的埋切階地
1985-1993 年環境狀況	受一般道路修築影響，大部分河道明顯淤埋	台 21 線廢土傾倒影響中下游河道淤埋狀態，其餘河段穩定	台 21 線廢土由上游搬運向下，兩個年度呈現下游淤埋
影響崩塌因素	1.坡度 2.道路修築(一般道路)	1.坡度 2.道路修築(新中橫)	1.坡度 2.道路修築(新中橫) 3.地質構造

影響土石流發生因素	1.谷窄→水位上升快→搬運流能大 2.流域面積小→搬運路徑短→只要有大雨就可搬運河道埋積	1.支流交會→平緩+埋切階地→土石儲存區 2.廢土細粒多→濃度增加→土石流作用 3.中下游河道窄→不易消化大量土石→若有大量崩塌在大雨情況下易成災。	1.河道局部緩坡多→埋切階地→鬆散土石使水流濃度上升 2.土石豐富→經常性水流或大洪水都會搬運
相似子集水區	一號溪、二號溪、六號溪、郝馬戛班 1 溪	八號溪、郝馬戛班 3 溪	三號溪、七號溪、愛玉仔橋溪、郝馬戛班 2 溪

註：松山溪因流域面積大，複雜程度高，常同時具有兩項以上的特徵，故不在上述三類，自成一類。

第六章 結論

本研究希望透過檢視土石流作用頻繁的中高海拔源流區域的崩塌及土石流的特性，了解影響其發生的變遷與控因。使用 1993 年至 2004 年共五個年度的航空照片，判讀出和社溪流域的崩塌分布與土石流發生的次數，並分析歷經颱風和地震干擾下，和社溪流域的崩塌、土石流等地形反應。其結論如下：

一、和社溪的崩塌與土石流作用

1. 從崩塌面積、數量與密度來看，近十年間，對本研究區崩塌之發生影響最大的是賀伯颱風與集集地震兩事件，桃芝颱風延續並增強集集地震的效應。敏督利颱風的降雨強度雖與前兩次颱風相當，但由其崩塌密度降低，及其上邊坡崩塌比例減少而下邊坡河岸侵蝕增加的現象來看，影響降低。三次事件中，賀伯、桃芝颱風誘發 12 個子集水區的土石流，敏督利颱風則減少為 4 個。
2. 本流域發生的崩塌面積多小於 1 公頃，在研究期間內，大於 5 公頃的崩塌有 50% 以上的機會復發。就各地層的反應而言，關刀山砂岩層在賀伯颱風至集集地震時崩塌密度明顯增加，南莊層則在敏督利颱風時明顯下降，南港層則些微上升，與敏督利的崩塌多發生在中下游區段有關。

二、子集水區的崩塌與土石流作用發生與影響控因

1. 子集水區的崩塌與土石流發生的關係，大致可歸納為幾個特色：流域面積大小、崩塌位置、崩塌密度、事件的序列與子集水區河道特性的交互作用，以及河道出口是否在主流直進路徑上。
2. 所有子集水區的崩塌發生平均坡度，與和社溪的整體趨勢並沒有差異。以坡度的空間分布而言，若崩塌屬於山崩溝側蝕及向源侵蝕的類型，崩塌的平均坡度分布就不一定在最陡坡，如一號溪、二號溪。而四號溪、七號溪、松山溪、郝馬戛班 3 溪、愛玉仔橋溪、八號溪的崩塌與坡度的

關係密切，只要 40 度以上的邊坡就會發生崩塌。三號溪與出水溪大部分的崩塌與陡坡也有密切關係，但三號溪的南坡、出水溪中游的邊坡都有 40 度以上的陡坡區卻少有崩塌發生，可能與岩性有關。整體而言，崩塌與坡度的關係良好，應為本區發生崩塌最重要的原因之一。

3. 近四十年來第一個達到兩百年洪水頻率的賀伯颱風造成子集水區崩塌密度大增，且大多與累積降雨量分布成正比。但愛玉仔橋溪的崩塌主要發生在累積雨量相對較小的上游區(陡坡區)，顯示以賀伯颱風如此大規模的累積降雨量影響下，本區崩塌受到集水區內的地形地質特徵影響仍相對明顯。集集地震/桃芝颱風這一組事件，對土石流發生的影響比崩塌相對顯著，九成子集水區發生土石流。沒有判釋出土石流的松山溪與七號溪則受流域面積廣大及河道中有寬闊平坦河道可停積土石有關。敏督利是在有效的地形組合(集集/桃芝)後的大型降雨，累積雨量與賀伯相當，卻只有 4 個子集水區發生土石流，且其崩塌密度比賀伯颱風時低，子集水區的反應與事件規模不成正比、崩塌密度與土石流發生不成正比等現象，顯示每一個子集水區的獨特「個性」，對事件的反應會在大型事件有效做功後逐漸展現其不同步的反應。

4. 檢視四號溪、出水溪、頭坑溪三個子集水區的道路和開墾對崩塌發生的影響，發現新中橫公路與一般道路的修築，的確對三個子集水區的崩塌發育有明顯影響。棄土的影響主要在賀伯颱風該次事件最為明顯，後續事件僅有零星發生在棄土區的小規模崩塌，表示棄土的影響大多在敏督利颱風前就已明顯減弱。開墾地的部分，在 1963 年以伐林為主，面積雖廣大卻沒有明顯的崩塌。之後的開墾地地勢相對平坦，集中在稜線、階地、河中洲，對崩塌的影響相對較小。

三、出水溪、頭坑溪及四號溪的河道侵淤現象與趨勢

1. 影響河道侵淤的主要因素包括流域面積、河谷寬度、局部坡降(流量、流能)、土石供應位置、河道前期狀況等。

2. 從三個子集水區歷年的河道侵淤比較，發現三個子集水區的河道在同一個時期，所處的侵淤狀態並不相同。子集水區在同一個時期接受的外部干擾，經過集水區內部特性的轉化後，河道進行不同的調整。三個子集水區及河道雖然共同具有陡坡、破碎岩層以及大雨的特色，卻展現了各自不同的「獨特性」。1993 年以前的河道調整，展現因子集水區特性而異，所產生的河道緩慢調整的過程。賀伯颱風、敏督利颱風都是本區大型的降雨，而集集地震/桃芝颱風則是邊坡產出或河道搬運最重要的極端事件組合。經過此組合極有效率的做功，敏督利颱風發生時，子集水區的邊坡與河道已經產出太多，土石量還需時間的累積，大部分子集水區沒有發生土石流，可能正處在「累積」的狀態。
3. 三個子集水區在地形特徵與河道搬運特性上，也正好代表和社溪大部分子集水區的特色。不同地形特徵與搬運特性的詮釋，也許有助於山區經營管理上參考。
 - (1)以四號溪為代表：谷型狹窄、流域面積小的子集水區。此類的河流因為河谷狹窄，邊坡崩塌產生後直接進入河道堰塞。在大型降雨事件河水深度也因谷型上升速度快，增加土石流發生的動能，直進破壞能力強，若在溪谷或河道建置潛壩或人工河道等設施，需考慮集水區搬運特性。
 - (2)以頭坑溪為代表：中下游切在大面積的扇階或中下游受底岩控制，河道寬度受限。這類河流因為下游河道寬度受到限制，在大量崩塌產生後，河道搬運的過程中，可能會因為通過斷面面積狹窄，形成堰塞，之後以更高的流速向下搬運造成災害，若能在河道變窄處的上游側設置預警裝置，應有預警減災的功效。此外，在中上游支流交會處可見的埋積階地由於地形平坦，常被居民開發利用，但鬆散的土石在土石流或高流量事件可能受到侵蝕而毀壞崩落或被埋沒，影響安全。實需普遍檢視山區開墾地是否有相似的條件，以加強監控。
 - (3)以出水溪為代表：河道埋積明顯，沿河多埋積階地，崩塌發生頻率亦高，集水區裡的土石產出、搬運、儲存的作用頻繁。由航照判釋所得的河道

侵淤，配合颱風事件的降雨量，可以得知即使這類的集水區在平常水流或相對小規模的颱風事件也會有搬運與儲存的作用。因此，現存於河道的許多潛壩在這些較低水流時期具有阻擋的效果，但在颱風期來臨前或颱風過後都需巡視、挖濬；每次颱風過後監控邊坡的活動也有其必要性，才能減低大型颱風事件時，因河道豐富的土石供應而造成的嚴重土石流。

整體而言，位在中部山區源流區的和社溪，由於坡度陡、地質構造複雜以致於岩層破碎；加上本區因地形效應導致極端颱風事件的頻率較高；此區的人為開發密度也相對高海拔山區高。本研究透過子集水區的崩塌分布與河道侵淤的比較，呈現不同子集水區間的空間差異與河道搬運的特質。在眾多需要治理的山區河流中，提出新的方法，利用多年度的航照判釋崩塌與河道侵淤成果，找出相對高風險的子集水區，再進行高精度的監控，相信是相對有效率且省時省力的方法。

四、未來展望

1. 本研究在處理崩塌分布及河道侵淤對土石流的影響上，獲得良好的解釋。但河道侵淤的監控需要長時間、普遍性的進行，以建立資料庫提供公部門及學術界的應用。利用航照判釋雖可得其長期趨勢，卻有無法量化的缺憾。近來空載雷達應用於地面數值模型的相關研究增加(蕭國鑫等，2010)，應是可應用於記錄河道侵淤的工具。雖然空載雷達在植被茂密或陡峭的山區不易獲取地面座標(管立豪，2007)，但相對於邊坡，河道由於經常有水流作用，獲取的資料相對可靠。若可利用該項工具對河道侵淤相對活躍的子集水區進行固定的河道掃瞄，進行監控，相信能對河道內土方量的監控與土石流發生的預警發揮相當的功用。
2. 未來若對中部其他流域的源流區進行比較研究，應有機會建立台灣中部地形敏感性高的源流區的地形演育模式。

參考文獻

- 王景平、林銘郎、鄭富書、游明芳、周坤賢(2005) 松鶴地區土石流災害歷史之探討，中華水土保持學報，36(2)：203-213。
- 石再添、張瑞津、黃朝恩(1980) 臺灣島諸流域高度、坡度及相對高度的分析研究，國立臺灣師範大學地理學研究，6：1-24。
- 行政院農業委員會(1995) 臺灣地區土石流危險溪流分佈圖—南投縣。
- 行政院農業委員會(2002) 臺灣地區土石流危險溪流分佈圖—南投縣。
- 行政院農業委員會水土保持局土石流防災資訊網—重大土石流災例
<http://webarchive.swcb.gov.tw/web/246.swcb/246old.swcb.gov.tw/history/history-greatcase.html>
- 何明憲(2003) 台灣中部災區坡地型土石流發生特性之研究，國立臺灣大學土木工程學研究所碩士論文。
- 何幸娟、林伯勳、尹一帆、冀樹勇、施美琴、尹孝元(2010) 應用遙測技術結合空載 LiDAR 探討神木地區莫拉克颱風引致土砂災害及產量評估，水土保持技術，5(4)：191-203。
- 吳素慧(1997) 南投縣信義鄉神木村出水溪土石流流動現象之探討，國立台灣大學地理學系碩士論文。
- 吳輝龍、張文詔、吳嘉俊、徐森雄 (1997) 檳榔樹冠對降雨沖蝕能量之影響，中華水土保持學報，28(1)：22-46。
- 李毅宏(2003) 土石流預警與降雨關係之研究，國立中興大學水土保持學系碩士論文。林俊全、任家弘(2003) 集水區潛在崩塌災害問題之探討—以水里溪流域為例，中華水土保持學報，34(4)：303-315。
- 李錫堤(1996) 從地形學的觀點看陳有蘭溪的賀伯風災，地工技術，57：17-24。
- 沈淑敏、劉盈劭、張瑞津 (2005) 從歷年航空照片判釋北礮溪流域之崩塌和土石流特徵，中國地理學會會刊，36：89-110。
- 周仲島、于宜強、鳳雷、陳永明、李清聖、鄭明典(2010) 莫拉克颱風綜觀

- 環境以及降雨特徵分析，大氣科學，38(1)：21-37。
- 周稟珊(2005) 應用歷年航空照片判釋林口臺地的崩壞特性，國立臺灣師範大學地理學系碩士論文。
- 周憲德、廖偉民、姚善文(2002) 發生土石流之臨界降雨特性分析，中國土木水利工程學刊，14(1):1-8。
- 林世榮(2001) 南投縣出水溪土石流之工程地質特性研究，國立臺灣大學地質科學研究所碩士論文。
- 林正道(2003) 土石流危險度之模糊回歸分析和綜合評判，中原大學土木工程學系碩士論文。
- 林佑勳(2000) 秀姑巒溪流域河谷型沖積扇土石災害特性之研究，國立東華大學自然資源管理研究所碩士論文。
- 林信亨、林美聆(2002) 地理資訊系統及類神經網路應用於土石流危險溪流危險度判定，地工技術，90：73-84。
- 林冠璋(2005) 陳有蘭溪流的山崩作用在颱風及地震事件中與河流輸砂量之相對關係，國立台灣大學地質科學研究所碩士論文。
- 林昭遠、張力仁(2000) 地文因子對土石流發生影響之研究—以陳有蘭溪為例，中華水土保持學報，31(3)：227-237。
- 林美聆、王幼行(1999) 地表水及地下水對土石流破壞型態之影響，地工技術，74：29-38。
- 林基源、徐松圻、蔡佩勳、許世宗、賴俊仁、賴銘峰、楊明德、壽克堅、黃富國、陳廣祥、許尚逸(2009) 陳有蘭溪流域坡地災害致災成因探討，地工技術，122：41-50。
- 林美聆、游繁結、林炳森、范正成、王國隆(2000) 集集震後土石流二次災害危險性之評估，地工技術，81：97-104。
- 林銘郎 (2003) 土石流災害之地質環境探討，土石流地質調查及防災對策研討會，6-1-28。
- 林銘郎、鄭富書、吳俊傑 (1996) 新中橫沿線天然災害及成因分析，地工

- 技術，57：31-44。
- 林慶偉(1996) 南投縣和社地區崩塌地發育之地質影響因子，地工技術，57：5-16。
- 林慶偉、謝正倫、王文能(2002) 集集地震對中部災區崩塌與土石流之影響，台灣之活斷層與地震災害研討會，124-134。
- 姚嘉耀、陳正炎、廖苑雅(2004) 陳有蘭溪上安堤防於七二水災潰堤原因探討，台灣土木水利，52(4)：61-68。
- 姚鶴年編(2008) 林務局誌與局誌續編，行政院農業委員會林務局，
<http://www.afasi.gov.tw/lp.asp?CtNode=130&CtUnit=702&BaseDSD=7&mp=391>
- 柯明淳(2003) 宜蘭縣大同鄉潛在地質災害之地質誘因研究，國力台北科技大學材料暨資源工程技術學系碩士論文。
- 洪鳳儀、林美聆(2000) 地下水自底盤湧升所激發之孔隙水壓與土石流發生機制之關係研究，中國土木水利工程學刊，12(4)：747-756。
- 紀怡光(2001) 台北縣重和地區土石流發生機制之工程地質特性探討，國立臺灣大學地質科學研究所碩士論文，138。
- 范正成、吳明峰(2001) 一級溪流土石流危險因子及其與臨界降雨線之關係，中華水土保持學報，32(3)：227-234。
- 徐美玲(1995) 預測潛在岩屑滑崩的網格式數值地形模式，國立臺灣大學理學院地理學系地理學報，19：1-15。
- 張子瑩、徐美玲(2004) 降雨與地震觸發崩塌發生區位之比較—以陳有蘭溪流域為例，地理學報，35：1-17。
- 張守陽、李伯亨、陳主惠、周憲德(2005) 入滲效應與土石流發生臨界雨量線之研究，中國土木水利工程學刊，17(1)：109-119。
- 張東炯、簡耀鴻、林宏麟(2002) 牡丹水庫集水區潛在土石流危險溪流調查及分析，農業工程學報，48(2)：82-88。
- 張瑞津(1997) 陳有蘭溪流域的地形環境與自然災害之關係，中國地理學會

會刊，25:43-64。

張瑞津、沈淑敏、劉盈劭(2001) 陳有蘭溪四個小流域崩塌與土石流發生頻率之研究，臺灣師大地理研究報告，34：63-83。

張瑞津、沈淑敏、劉盈劭、林雪美(2003) 大地震及降雨對河道形態的影響--陳有蘭溪小支流的個案研究，中國地理學會會刊，31：95-109。

張維訓(2003) 集水區地文因子與土石流發生相關性之研究-以陳有蘭溪為例，國立中興大學水土保持學系碩士論文。

曹英明(2005) FLO-2D 模式於土石流流況模擬之應用，私立朝陽科技大學營建工程系碩士論文。

莊鴻榜(2002) 不飽和礫石土剪力強度之研究，國立台灣大學土木工程學系碩士論文。

許斐芳(2006) 土石流潛勢溪流鄰近雨量站降雨特性差異性分析—以豐丘村及華山村為例。

郭芳吟(2003) 南投地區 921 地震前後土石流特性之研究，國立暨南國際大學土木工程學系碩士論文。

陳天健、王國隆、洪鳳儀、劉東京、蔡修毓、林美聆(2001) 桃芝颱風土石流災害特性與災因檢討，中華水土保持學報，32(4)：279-288。

陳文山、李昆杰、李龍昇、張憲卿(2002) 車籠埔一大尖山斷層的歷史地震記錄，地質，21(2)：53-60。

陳文山、楊志成、楊小青、顏一勤、陳勇全、黃能偉(2005) 臺灣地區活動斷層的古地震研究，2005 年臺灣活動斷層與地震災害研討會，131-135。

陳文福、李毅宏、吳輝龍(2005) 結合地文與降雨條件以判定土石流發生之研究—以陳有蘭溪集水區為例，台灣地理資訊學刊，2：27-44。

陳正文(2004) 土石流誘發因子萃取對土石流危險溪流判定之影響，國立中央大學應用地質研究所碩士論文。

陳宏宇、蘇定義、陳琨銘(1999) 土石流發生機制與地質環境之相關性，地

工技術，77：5-20。

陳怡睿、林洧全、謝舜傑(2011) 坡地利用影響山崩潛勢之評估模式建置--以寶來地區歷經莫拉克颱風為例，中華水土保持學報，42(3)：251-262。

陳昆廷、蔡光榮、王宣惠、林欽川(2008) 多變量不安定指數分析法應用於屏東山區道路邊坡崩塌潛感評估模式之建置研究，中興工程，100：65-72。

陳明崇(2002) 台灣北部地區土石流潛勢溪流危險度與預警分析之研究--類神經網路與模糊理論之應用，國立臺灣大學土木工程學研究所碩士論文。

陳俞旭(2008) 地震對崩塌與土石流發生影響之研究，國立成功大學水利及海洋工程研究所博士論文。

陳盈智(2004) 空間資訊技術於土石流流出量分析之研究—以陳有蘭溪流域為例，逢甲大學土地管理學系碩士班碩士論文。

陳振杰(1999) 陳有蘭溪流域的土石流發生與降雨關係之研究，國立台灣大學地理學研究所碩士論文。

陳崇華(2004) 台 11 線海岸公路邊坡崩塌災害分析，國立東華大學自然資源管理研究所碩士論文。

陳樹群、施珮瑜、吳俊鉉(2013) 極端水文事件土砂量對陳有蘭溪河川型態演變影響分析，中華水土保持學報，44(4)：311-323。

陳樹群、陳少謙、吳俊鉉(2012) 南投神木集水區崩塌特性分析，中華水土保持學報，43(3)：214-226。

陳樹群、馮智偉(2005) 應用 Logistic 迴歸繪製崩塌潛感圖—以濁水溪流域為例，中華水土保持學報，36(2)：191-201。

彭成邦(2003) 溪床坡度動態變化對土石流形成之影響研究，逢甲大學土木工程及水利工程所碩士論文。

曾泓儒(2001) 土石流發生機制之數值模擬，國立台灣大學土木工程學系碩

士論文。

曾奕超(2004) 土石流發生降雨地文綜合警戒指標之研究，國立成功大學水利及海洋工程學系碩士論文。

曾建貴、沈介文、王亞男(2002) 賀伯風災豪雨所引發災害之特性，國立臺灣大學農學院實驗林研究報告，16(2)：123-134。

黃婷卉(2002) 土石流發生降雨特性之研究—以陳有蘭溪流域為主，國立成功大學水利及海洋工程研究所碩士論文。

黃筱芳(2004) 強地動對於土石流溪流特性與潛勢之影響，國立暨南國際大學土木工程學系碩士論文。

楊明德、林基源、林蔚榮、黃凱翔、吳東諺(2009) 莫拉克颱風於陳有蘭溪流域之災害調查，中華水土保持學報，40(4)：345-357。

楊育瑄(2010) 降雨變異對土石流發生數量與發生機率影響之研究：以陳有蘭溪流域為案例，華梵大學環境與防災設計學系碩士論文。

楊凱均、黃宏斌(2002) 土石流潛勢溪流劃定之探討，農業工程研討會論文集，133-141。

萬綯、雷祖強、陳政宇(2008) 離散粗集合在土石流潛勢溪流特性之研究--以陳有蘭溪流域為例，水保技術，3(2)：73-86。

詹錢登、李明熹、郭峰豪(2006) 土石流發生空間及時間降雨警戒模式，地工技術，110：55-64。

詹錢登、陳晉琪(1999) 土石流發生機率分析--以花蓮縣銅門村及東興部落為應用對象，中華水土保持學報，30(1)：65-75。

鄒恬慈(2001) 集集地震引發崩塌之地貌分析—以清水溪集水區為例，國立台灣大學地理環境資源學系碩士論文。

雷祖強、周天穎、袁嵐焜，郭靜怡(2001) 運用 3S 技術於土石流災害調查之研究-以豐丘為例，中華水土保持學報，32(4)：315-325。

廖偉民(2001) 土石流潛勢判定模式及土石壩滲流破壞之研究，國立中央大學土木工程學系博士論文。

- 廖鳳卿(2003) GPS/GIS 應用於南台灣軟岩公路邊坡潛在災害評估分析模式之建立與應用，屏東科技大學／土木工程系碩士論文。
- 管立豪(2007) 光達技術在林業經營管理應用，台灣林業，33(6)：25-29。
- 劉盈劭、沈淑敏(2009) 自然和人為因子對南投縣和社溪流域之邊坡崩壞的影響，臺灣文獻，60(4)：131-151。
- 劉雲漢(2000) 土石流發生之空間特性研究—以陳有蘭溪集水區為例，國立臺灣大學／地理環境資源學研究所碩士論文。
- 蔡元芳、鄭仁嶽(2007) 泥石流防治工程規劃效果評估模式，第十一屆海峽兩岸水利科技交流研討會。
- 蔡光榮、羅佳明、廖鳳卿、林成翰(2003) 衛星影像技術應用於崩塌地與土石流災害分析系統之建置，中華水土保持學報，34(3)：207-216。
- 蔡添成(2001) 花蓮縣鳳林鳳義坑土石流災害調查與分析，國立臺灣大學森林學研究所碩士論文。
- 鄭胥智(2002) 降雨及地文條件與土石流發生關係之研究，國立成功大學水利及海洋工程學系碩士論文。
- 蕭國鑫、尹承遠、劉進金、游明芳、王晉倫(2003) SPOT 影像與航照資料應用於崩塌地判識之探討，航測及遙測學刊，8(4)：29-42。
- 蕭國鑫、劉進金、曾義星、王晉倫(2010) 三維雷射掃描應用於崩塌土石量化之研究，航測及遙測學刊，15(1)：97-109。
- 蕭震洋(2003) 以類神經網路及數值地形分析潛在危險性的土石流區：南投陳有蘭溪流域為實例，國立台灣海洋大學應用地球科學研究所碩士論文。
- 賴建信、游繁結、顏宏哲(2001) 桃芝颱風濁水溪中下游地區災害原因分析及因應對策，中華水土保持學報，32(4)：327-338。
- 賴銘峰(2010) 應用 GIS 於集水區降雨空間特性之研究—以陳有蘭溪為例，朝陽科技大學營建工程系碩士論文。
- 薛仲傑(2007) FLO-2D 模式於土石流數值模擬之應用，國立成功大學土木

- 工程研究所碩士論文。
- 薛祖洪(2001) 溪床泥砂沖刷及其兩岸土石崩落之土石流發生模式，逢甲大學土木及水利工程研究所碩士論文。
- 謝正倫(1994) 土石流沖淤過程與濃度變化之互動關係，國科會計畫研究報告。
- 謝正倫(2000) 防範震後土石流二次災害，營建知訊，208：27-41。
- 謝正倫、陳禮仁(1993) 潛在溪流之危險度評估方法，中華水土保持學報，24(1)：13-19。
- 謝有忠、賴文基、林慶偉、謝正倫(1999) 陳有蘭溪流域土石流發育之地質控制，第二屆土石流研討會論文集，241-253。
- 謝東良(2001) 多變量分析應用於土石流危險度判定之研究，國立中興大學土木工程學系碩士論文。
- 簡碧梧(1995) 臺灣的崩塌災害，工程環境特刊，6：23-47。
- 羅偉、柯明淳、傅文勳(2001) 新竹縣尖石鄉地區居住環境潛在地質災害之研究，華岡理科學報，18：47-77。
- 譚志豪、陳憶璇、冀樹勇、顧承宇、蘇泰維、李錦發、費立沅(2013) 降雨誘發山崩災害之預警系統初步研究，中華水土保持學報，44(1)：87-96。
- 蘇明道、王元愷、劉哲欣、林俊宏(1999) 空間分析在土石流發生潛勢研討之應用--以陳有蘭溪為例，農業工程學報，45(2)：52-62。
- Ashmore, P.E. and Day, T.J. (1988) Effective discharge for suspended sediment transport streams of the Saskatchewan River basin, Water Resources Research, 24:864-70.
- Baker, V.R. (1977) Stream-channel response to floods with examples from central Texas, Geol. Soc. Am. Bull., 88:1057-1071.
- Batalla, R.J. and Sala, M. (1995) Effective discharge for bedload transport in a subhumid Mediterranean Sandy Gravel-Bed River (Arbcicies, North-East Spain), in River Geomorphology, eds. by

- Hickin, E.J. , Wiley Publication, 93-103.
- Bathurst, J.C., Moretti, G., El-Hames, A., Moaven-Hashemi, A. and Burton, A. (2005) Scenario modelling of basin-scale, shallow landslide sediment yield, Valsassina, Italian Southern Alps, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5:189-202.
- Benda, L. (1990) The influence of debris flows on channels and valley floors in the Oregon Coast Range, U.S.A., *Earth Surface Processes and Landforms*, 15:457-466.
- Bevan, K. (1981) The effect of ordering on the geomorphic effectiveness of hydrologic events, *IAHS-IASH* 132.
- Bollschweiler, M., Stoffel, M., Ehmisch, M. and Monbaron, M. (2007) Reconstructing spatio-temporal patterns of debris-flow activity using dendrogeomorphological methods, *Geomorphology*, 87:337-351.
- Brierley, G.J. and Fryirs, K.A. (2005) *Geomorphology and river management: Applications of the River Styles Framework*, Blackwell Publications, Oxford, UK. 398.
- Brunsden, D. (1990) tablets of Stone: toward the ten commandments of geomorphology, *Zeitscheift fur Geomorphologic* N.F. supplementband, 79:1-37.
- Buffington, J. M. (2012) Changes in Channel Morphology Over Human Time Scales, in *Gravel-Bed Rivers: Processes, Tools, Environments* (eds M. Church, P. M. Biron and A. G. Roy), John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK. , 435-463.
- Callow, J.N., Smettem, K.R.J. (2007) Channel response to a new hydrological regime in southwestern Australia, *Geomorphology*, 84:254-276.
- Calver, A. and Anderson, M.G. (2004) Conceptual framework for the

- persistence of flood-initiated geomorphological features, Transactions of the institute of British Geographers, 29:129-137.
- Carling, P.A. (1988) The concept of dominant discharge applied to two gravel-bed streams in relation to channel stability thresholds, Earth Surface Processes and Landforms, 13:355-67.
- Cenderelli, D.A. and Kite J.S. (1998) Geomorphic effects of large debris flows on channel morphology at north fork mountain, eastern west Virginia, USA, Earth Surface Processes and Landforms, 23:1-19.
- Chang, J.C.. and Slaymaker, O. (2002) Frequency and spatial distribution of landslides in a mountainous drainage basin: Western Foothills, Taiwan, Catena, 46:285–307.
- Chang, K.T., Chiang, S.H., Hsu, M.L. (2007) Modeling typhoon- and earthquake-induced landslides in a mountainous watershed using logistic regression, Geomorphology, 89:335– 347.
- Chen, H., Dadson, S. and Chi, Y.G. (2006) Recent rainfall-induced landslides and debris flow in northern Taiwan, Geomorphology, 77:112-125.
- Chen, H., Su, D.Y. (2001) Geological factors for hazardous debris flows in Hoser, central Taiwan, Environment Geology, 40:1114-1124.
- Chen, J., Dai, F. and Yao, X. (2008) Holocene debris-flow deposits and their implications on the climate in the upper Jinsha River valley, China, Geomorphology, 93:493-500.
- Chen, N.S., Yue, Z.Q., Cui, P. and Li, Z.L. (2007) A rational method for estimating maximum discharge of a landslide-induced debris flow: A case study from southwestern China, Geomorphology, 84:44-58.
- Formann, E., Habersack, H.M. and Schober, S. (2007) Morphodynamic river processes and techniques for assessment of channel evolution

- in Alpine gravel bed rivers, *Geomorphology*, 90:340-355.
- Fryirs, K. (2013) (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem, *Earth Surface Processes and Landforms*, 38:30-46.
- Fryirs, K., Brierley, G.J., Preston, N.J. and Spencer, J. (2007) Catchment-scale (dis)connectivity in sediment flux in the upper Hunter catchment, New South Wales, Australia, *Geomorphology*, 84:297-316.
- Godt, J.W., Coe, J.A. (2007) Alpine debris flows triggered by a 28 July 1999 thunderstorm in the central Front Range, Colorado, *Geomorphology*, 84:80-97.
- Guthrie, R.H. and Evans, S.G. (2007) Work, persistence, and formative events: The geomorphic impact of landslides, *Geomorphology*, 88:266-275.
- Harrison, L.R., Keller, E.A. (2007) Modeling forced pool – riffle hydraulics in a boulder-bed stream, southern California, *Geomorphology*, 83:232-248.
- Harvey A. M. (2007) Geomorphic instability and change-Introduction: Implications of temporal and spatial scales, *Geomorphology*, 84(3-4):153-158.
- Harvey, A.M. (2001) Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England, *Catena*, 42:225-250.
- Harvey, A.M. (2007) Differential recovery from the effects of a 100-year storm: Significance of long-term hillslope-channel coupling; Howgill Fells, northwest England, *Geomorphology*, 84:192-208.
- Hassan, M.A. and Woodsmith, R.D. (2004) Bedload transport in an

- obstruction-formed pool in a forest, gravelbed stream, *Geomorphology*, 58:203-221.
- Hooke, J. (2003) Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology, *Geomorphology*, 56:79-94.
- Hsieh, M.L. and Chyi, S.J. (2010) Late Quaternary mass-wasting records and formation of fan terraces in the Chen-yeo-lan and Lao-nung catchments, central-southern Taiwan, *Quaternary Science Review*, 29:1399-1418.
- Jansen, J.D. (2006) Flood magnitude-frequency and lithologic control on bedrock river incision in post-orogenic terrain, *Geomorphology*, 82:39-57
- Kasai, M., T. Marutani, G. Brierley (2004) Channel bed adjustments following major aggradation in a steep headwater setting: findings from Oyabu Creek, Kyushu, Japan, *Geomorphology*, 62:199-215.
- Keefer, D.K. (2000) Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution – the 1989 Loma Prieta, California event, *Engineering Geology*, 58:231-249.
- Khattak, G.A., Owen, L.A., Kamp, U., Harp, E.L. (2010) Evolution of earthquake-triggered landslides in the Kashmir Himalaya, northern Pakistan, *Geomorphology*, 115:102-108.
- Knighton, D. (1998) *Fluvial forms and processes— a new perspective*, Arnold publisher, 383.
- Kochel, R. C. (1988) Geomorphic impact of large floods: review and perspectives on magnitude and frequency, in *Flood Geomorphology*, eds. by Baker, V. R., Kochel, R.C., Patton, P. C., 169-187.
- Kochel, R.C. (1980) Investigation of flood paleohydrology using

- slackwater deposit, lower Pecos and Devils Rivers, southwest Texas, Ph.D. Dissertation, University of Texas, Austin.
- Korup, O. (2005) Geomorphic imprint of landslides on alpine river systems, southwest new Zealand, *Earth Surface Processes and Landforms*, 30:783-800.
- Lee, C. T., C. C. Huang, J. F. Lee, K. L. Pan, M. L. Lin, and J. J. Dong (2008) Statistical approach to storm event-induced landslides susceptibility, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8:941-960.
- Leopold, L.B. and Langbein, W.B. (1962) The concept of entropy in landscape evolution, United States Geological Survey Professional Paper 500A.
- Lin, C.W., Liu, S.H., Lee, S.Y., Liu, C.C. (2006) Impacts of the Chi-Chi earthquake on subsequent rainfall-induced landslides in central Taiwan, *Engineering Geology*, 86:87-101.
- Lin, C.W., Shieh, C.L., Yuan, B.D., Shieh, Y.C., Liu, S.H., Lee, S.Y. (2003) Impact of Chi-Chi earthquake on the occurrence of landslides and debris flows: example from the Chenyulan River watershed, Nantou, Taiwan, *Engineering Geology*, 71:49–61.
- Lin, G.W., Chen, H, Hovius, N., Horng, M.J., Dadson, S., Meunier, P., Lines, M. (2008) Effects of earthquake and cyclone sequencing on landsliding and fluvial sediment transfer in a mountain catchment, *Earth Surface Processes and Landforms*, 33:1354-1373.
- Magilligan, F.J., Phillips, J.D., James, L.A. and Gomez, B. (1998) Geomorphic and Sedimentological Controls on the Effectiveness of an Extreme Flood, *The Journal of Geology*, 106:87-95.
- May, C.L. and Gresswell, R.E. (2004) Spatial and temporal patterns of

- debris-flow deposition in the Oregon Coast Range, USA, *Geomorphology*, 57:135-149.
- Mizuyama, T. (1984) Catastrophic change of mountain river and its hydraulic explanation, *Transactions of Japanese Geomorphological Union*, 5(3):195-203.
- Montgomery, D.R. and Buffington, J.M. (1997) Channel-reach morphology in mountain drainage basins, *GSA Bulletin*, 109(5):596-611.
- Montgomery, D.R. and Buffington, J.M. (2001) Channel processes, classification, and response. In: *River Ecology and Management* (Eds. R.J. Naiman and R.E. Bilby), Springer Verlag, 705pp..
- Nash, D.B. (1994) Effective sediment-transporting discharge from magnitude-frequency analysis, *Journal of Geology*, 102:79-95.
- Newson, M. (1980) The geomorphological effectiveness of floods – a contribution stimulated by two recent events in midWales, *Earth Surface Processes and Landform*, 5, 1-16.
- Nolan, K.M. and Marron, D.C. (1995) History, cause, and significance of changes in the channel geometry of Redwood Creek, northwestern California, 1936 to 1982, *United States Geological Survey Professional Paper* 1454N.
- Page, K.J. and Carden, Y.R. (1998) Channel adjustment following the crossing of a threshold: Jascutta Creek, Southeastern Australia, *Australia Geographical studies*, 36(3):289-311.
- Patrick Meunier, Niels Hovius, John Allan Haines, (2008) Topographic site effects and location of earthquake induced landslides, *Earth and Planetary Science Letters*, 275:221-232.
- Phillips, J.D. (2007) The perfect landscape, *Geomorphology*,

84:159-169.

- Pickup, G. and Warner, R.F. (1976) Effects of hydrologic regime on magnitude and frequency of dominant discharge, *Journal of Hydrology*, 29:51-75.
- Pierson, T.C. (1980) Erosion and deposition by debris flows at Mount Thomas, North Canterbury, New Zealand, *Earth Surface Processes and Landforms*, 5:227-247.
- Reid, S.C., Lane, S.N., Berney, J.M. and Holden, J. (2007) The timing and magnitude of coarse sediment transport events within an upland, temperate gravel-bed river, *Geomorphology*, 83:152-182.
- Renwick, W.H. (1992) Equilibrium, disequilibrium, and nonequilibrium landforms in the landscape, *Geomorphology*, 5:265-76.
- Richard, A. Marston (2008) Land, Life, and Environment Change in Mountains, *Annals of Association of American Geographers*, 98(3):507-520.
- Richards, K. and Clifford, N. (1991) Fluvial geomorphology: structured beds in gravelly rivers, *Progress in Physical Geography*, 15(4):407-422.
- Schrott, L., Hufschmidt, G., Hankammer, M., Hoffmann, T., and Dikau, R. (2003) Spatial distribution of sediment storage types and quantification of valley fill deposits in an alpine basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany, *Geomorphology*, 55:45-63.
- Schuerch, P., Densmore, A.L., McArde, B.W., and Molnar, P. (2006) The influence of landsliding on sediment supply and channel change in a steep mountain catchment, *Geomorphology*, 78:222-235.
- Sloan J., Miller J.R., Lancaster N. (2001) Response and recovery of the Eel River, California, and its tributaries to floods in 1955, 1964, and

- 1997, *Geomorphology*, 36(3):129-154.
- Thompson, C., Rhodes, E. and Croke, J. (2007) The storage of bed material in mountain stream channels as assessed using Optically Stimulated Luminescence dating, *Geomorphology*, 83:307-321.
- Thorne, C.R. and Allen, R.G. and Simon, A. (1996) Geomorphological river channel reconnaissance for river analysis, engineering and management, *Trans. Inst. Br. Geogr.*, 21:469-483.
- Weirich, F. and Blesius, L. (2007) Comparison of satellite and air photo based landslide susceptibility maps, *Geomorphology*, 87:352-364.
- Wittenberg, L., Kutiel, H., Greenbaum, N. and Inbar, M. (2007) Short-term changes in the magnitude, frequency and temporal distribution of floods in the Eastern Mediterranean region during the last 45 years – Nahal Oren, Mt. Carmel, Israel, *Geomorphology*, 84:181-191.
- Wohl, E.E. (1992) Gradient irregularity in the Herbert Gorge of northeastern Australia, *Earth Surface Processes and Landforms*, 17:69-84.
- Wohl, E.E. and Merritt, D.M. (2001) bedrock channel morphology, *GSA Bulletin*, 113(9):1205-1212.
- Wohl, E.E. and Pearthree, P.P. (1991) Debris flows as geomorphic agents in the Huachuca Mountains of southeastern Arizona, *Geomorphology*, 4:273-292.
- Wolman, M.G. and Gerson, R. (1978) Relative scales of time and effectiveness in watershed geomorphology, *Earth Surface Processes and Landforms*, 3:189-208.
- Wolman, M.G. and Miller, J.P. (1960) Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes, *J. Geol.*, 68:54-74.

謝辭

完成這篇論文之前，學術的路上我是停停走走的，總有其他事情吸引我，總有外務纏身。還好，兩位指導老師總是會提醒我，督促我，要我繼續向前。因此，我要對兩位老師深深說一句感謝：謝謝張瑞津老師即使退休後，仍持續關懷督促我的進度；謝謝沈淑敏老師給我莫大的信任與發揮的空間。還要謝謝口試委員林俊全教授、林銘郎教授、蔡元芳教授、林宗儀教授，願意在百忙之中，審閱口試本，並在口試時提供非常精闢的建議與方向。在此還要感謝陳國川院長、歐陽鍾玲主任、林雪美教授、丘逸民教授、廖學誠教授、韋煙灶副教授，總是在路上親切的詢問進度。感謝翁叔平副教授慷慨提供雨量資料以供分析。

台灣地形研究室裡的成員都是重要的幕後人員，這些年來，與大家一起激盪想法，一起分享生活，讓我獲益良多。永忠、稜翔、佩鈺、凱齡、佳容，謝謝你們的鼓勵與協助；牧笛、祐程、宏孝、詠文、家宏，謝謝你們幫忙趕圖。幾年下來，幫過忙的研究室學弟妹太多了，在此一併感謝。

家人，永遠是最重要的動力。謝謝爸媽的鼓勵，我終於完成了。謝謝親愛的另一半宏家的支持與包容，我們繼續牽手向更美好的未來前進吧！