

西台灣強降雨誘發崩塌規模與區位之特性分析

陳樹群^[1] 郭靜苓^[1] 吳俊鎰^{[2]*}

摘要 由北、中、南三個集水區於 2004 年敏督利及艾利颱風事件產生的崩塌歸納出，崩塌集中在坡度 30°至 60°，崩塌比分別為 6.12%、43.52%及 50.53%，而 0.43%、2.09%及 0.38%的下邊坡崩塌比顯示河岸淘刷造成小規模崩塌快速提升是近年台灣崩塌明顯特性。石門水庫及高屏溪中上游集水區以降雨誘發淺層小崩塌為主，大甲溪中上游則為超過 50°以上的陡坡崩塌，但卻是地震殘餘影響及破碎地質所引發。2009 年莫拉克颱風前後高屏溪集水區的崩塌地變化，顯示位於高累積降雨量之凹谷地形乃是崩塌地擴大之主要地區。

關鍵詞：石門水庫集水區、大甲溪集水區、高屏溪集水區、強降雨、崩塌特性。

Characteristic Analysis of Landslide Scale and Location Induced by Heavy Rainfall in Taiwan

Su-Chin Chen^[1] Ching-Ling Kuo^[1] Chun-Hung Wu^{[2]*}

ABSTRACT In recent years, rainfall-induced landslides in Taiwan have been centralized in hillslope areas with slopes of 30°-60°. Moreover, based on the analysis of landslides caused by typhoons Mindulle and Aere in 2004 in three watersheds in northern, central, and southern Taiwan, increasing cases of small landslides have mainly been induced by the scour during floods. The major inducing factor for the landslides in the Shihmen watershed and Kaoping upstream watersheds was heavy rainfall. In contrast, the main factors in the upstream of the Dajia river watershed were the influence of 1999 Chichi earthquake, the fragile geology and the steep slope. The landslide ratio caused by Typhoon Morakot in 2009 in the upstream of the Kaoping watershed was around 7.3%, and the serious landslide cases with expanding areas were mainly located in areas with concave topography and high accumulated rainfall.

Key Words : Shihmen watershed, Dajia watershed, Kaoping watershed, heavy rainfall, landslide characteristic.

一、前言

強降雨誘發崩塌造成後續土砂災害的現象在台灣並不少見，尤其在 1999 年集集地震 (Chichi Earthquake) 後至今的 13 年間，更是台灣降雨誘發崩塌現象的好發期。強降雨一詞在國際上常被寫為 heavy rainfall 或 extreme rainfall，但並無針對這兩個詞給予明確的降雨

強度或累積降雨量之定義，例如 Wu et al. (2011) 認為台灣 2009 年莫拉克颱風 (Typhoon Morakot) 帶來的降雨屬於強降雨，該場降雨在四天內的累積雨量超過 2,000 mm，該場降雨屬於超過 200 年頻率的降雨事件；但 Deb & El-kadi (2009) 在其對於美國夏威夷的極端降雨 (Extreme Rainfall) 引發的崩塌模擬中，所採用之降雨條件則為 50 年頻率的日降雨量，其日降雨量約為

[1] 國立中興大學水土保持學系

Department of Soil and Water Conservation, National Chung Hsing University, Taichung, Taiwan

[2] 美國 University of Iowa, IHR

Iowa Institute of Hydrosience & Engineering Research, University of Iowa, USA.

* Corresponding Author. E-mail : chwu@mail.nchu.edu.tw

200 至 300mm；此因各地氣候條件及降雨情況不一，因此並無法針對強降雨一詞給定一個明確的定量定義。在本文後續討論中，本研究沿用陳樹群等人 (2012) 所提出：「以降雨時數小於 12 小時、介於 12 至 24 小時及超過 24 小時分別界定為短延時降雨、中延時降雨及長延時降雨型態，且在上述降雨時數估算內之平均降雨強度超過 30mm/hr，則稱為高強度降雨」。

強降雨誘發崩塌災害的重要性可從近年屢次造成重大災害的颱風降雨事件談起，如 1996 年賀伯颱風 (Typhoon Herb)，在阿里山站累積降雨量超過 200 年頻率估算值 (吳俊傑, 1997)；2001 年桃芝颱風 (Typhoon Toraji)，在花蓮大興村三小時累積降雨超過 50 年頻率估算值 (接近 100 年頻率估算值)、2004 年敏督利颱風 (Typhoon Mindulle)，不論是單小時降雨強度或日降雨量，在中台灣烏溪上游集水區都超過 200 年頻率估算值 (許銘熙等, 2004)；2009 年莫拉克颱風在西南台灣之降雨頻率年超過 200 年 (Wu et al., 2011)；2010 年梅姬颱風 (Typhoon Megi)，於宜蘭縣蘇澳降雨站最大時降雨強度達 181.5mm/hr，超過 200 年頻率年估算值。過往文獻也曾提及降雨強度接近 30mm/hr 為可能產生土石流或上游崩塌之降雨強度門檻。謝正倫 (1992) 根據花東地區土石流發生與降雨研究結果，認為平均降雨強度超過 27 mm/hr 視為可能產生土石流或上游崩塌的降雨強度門檻。再者是 1999 年集集地震對近年強降雨事件頻繁發生過程中，是否有崩塌促發的影響？對台灣各地區的影響為何？前人相關研究也曾提出強震事件對於後續崩塌誘發的影響性，Lin et al. (2003) 曾以陳有蘭溪在集集地震前後之土石流發生情況進行比較，該文提出陳有蘭溪集水區在集集地震後，誘發崩塌或土石流之累積降雨量有明顯降低之現象；Chang et al. (2007) 認為在強震發生 6 年內，強震仍會影響到此處降雨誘發崩塌地的位置。陳樹群等人 (2012) 也發現在集集地震後，神木集水區誘發崩塌之降雨門檻值降低。高頻率年強降雨事件在未來會是常見的極端現象，因此瞭解強降雨誘發的崩塌特性對於未來西台灣崩塌災害的防災、減災及避災更顯重要。

本研究統計 2004 年艾利颱風 (Typhoon Aere) 及 2004 年敏督利颱風分別在石門水庫集水區、大甲溪集水區及高屏溪集水區造成的崩塌事件，配合數值高程模型及地質圖，加入崩塌坡度與崩場地規模間的關係，比較西台灣北、中、南三個代表性集水區的崩塌特性的不同。另外也比較同一集水區不同場颱風事件間的變化，分別統計 2008 年薔蜜颱風 (Typhoon Jangmi)

與 2009 年莫拉克颱風在高屏溪集水區所發生的崩塌，探討在莫拉克這種高強度長延時的颱風，造成的崩場地位置、面積、規模等方面與薔蜜颱風有何不同，而對於薔蜜颱風造成的舊有崩場地帶來的影響為何。

二、研究區域概述

本研究分別在西台灣北中南各選一個代表性集水區進行強降雨誘發崩塌災害之研究，如圖 1 所示。石門水庫集水區為大漢溪流域上游，集水區面積約 757 km²，平均高程約 1,409 m，平均坡度約為 33°。主要地層為大桶山層 (佔 31.1%)、乾溝層 (佔 25.2%) 及澳底層 (佔 17.9%)，岩性以砂岩及頁岩為主，平均年降雨量約 2,400 mm。本研究針對此區域所選的強降雨事件為 2004 年艾利颱風，石門水庫集水區在 2004 年艾利颱風之降雨及崩塌分佈如圖 2(a) 所示，平均降雨量約 1,010 mm，也引發集水區崩塌比 0.9% 的土砂災害，當年也因大量細顆粒土砂進入庫區而造成南桃園地區缺水 15 天。大甲溪中上游集水區乃位於德基水庫集水區下游至東卯溪與大甲溪主流匯流口為止，集水區面積約 388 km²，平均高程約為 1,918 m，平均坡度約為 39°，其中坡度達 50°以上面積超過一半，何春蓀 (1986) 指出大甲溪流域在地質分布上屬雪山山脈帶之中部地層，雪山山脈帶西部以硬頁岩為主，向東逐漸轉為板岩或千枚岩，並有白色或灰色砂岩分布於頁岩層中。雨量主要集中在 5 至 9 月，11 月至隔年 3 月是屬於較乾燥的季節。本研究針對此區域所選的強降雨事件為 2004 年敏督利颱風，大甲溪中上游集水區在 2004 年敏督利颱風之降雨及崩塌分佈如圖 2(b) 所示，平均降雨量約 1,259 mm，引發集水區崩塌比 8.3% 的土砂災害。高屏溪中上游集水區乃由上游集水區至高屏溪與荖濃溪匯流口為止，集水區面積約 2,477 km²，共包含四條主要支流：旗山溪、荖濃溪、濁口溪跟隘寮溪。集水區平均高程約為 1,362 m，平均坡度約 32°，坡度 20°至 50°總面積約集水區面積 80%，主要地層以廬山層 (佔總面積 37.7%) 及西村層 (佔總面積 33.9%) 為主，岩性以頁岩及板岩為主。根據水利署 (1998) 及 Liu et al. (2002) 研究資料顯示：高屏溪年逕流量約 8.7×10⁹ m³，且年河川懸移質輸送量約 3.6×10⁷ 百萬噸 (世界排名第 11)，集水區年平均土砂產量約 5.9 kg/m²/yr (約為世界山坡地河川平均值 3.0 kg/m²/yr 之 2 倍) (Milliman and Syvitski, 1992; Hung and Hung, 2003)，由此數據顯示，高屏溪不論在上游土砂供給及下游河川土砂輸送

都具有相當大的能量。本研究針對此區域所選的強降雨事件共有四場，包含 2004 年敏督利及艾利颱風、2008 年薔蜜颱風及 2009 年莫拉克颱風，降雨及崩塌分佈如圖 2(c),(d),(e) 所示，2004 年敏督利颱風於高屏溪中上游集水區之平均降雨量約 1,236 mm，集水區崩塌比約 1.3%；2008 年薔蜜颱風於高屏溪中上游集水區之平均降雨量約 404 mm，集水區崩塌比約 1.4%；2009 年莫拉克颱風於高屏溪中上游集水區之平均降雨量約 1,830 mm，集水區崩塌比約 7.3%。

三、研究材料及方法

本研究分別針對集集地震對各地產生的不同崩塌誘發影響及高屏溪集水區在近年颱風豪雨事件後之崩塌分佈進行探討；在評估集集地震對各地產生的不同崩塌誘發影響，本研究針對北中南三個集水區各選颱風豪雨時間接近的事件進行分析，分別為石門水庫集水區於 2004 年艾利颱風事件、大甲溪中上游集水區於

2004 年敏督利颱風事件及高屏溪中上游集水區於 2004 年敏督利颱風事件，此研究將分別探討崩塌地分佈特性及崩塌面積非累積曲線特性等；另一則針對高屏溪集水區以 2008 年薔蜜颱風及 2009 年莫拉克颱風所造成的崩塌分佈，主要探討 2009 年莫拉克颱風對高屏溪集水區崩塌誘發的影響，此研究將分別探討崩塌地分佈特性、崩塌面積非累積曲線特性及崩塌地擴大或縮小的原因。本研究採用的分析方法如下分述：

(1) 崩塌圖層

主要採用四期崩塌地圖層進行分析，圖層製作單位、圖層名稱及相關資料如表 1 所示。由於多數崩塌圖層都使採用「在衛星影像或航拍圖資取得時間點，地貌為裸露的崩塌地」方式進行，因此各次颱風豪雨事件後的崩塌圖層並未必能夠全然解釋為「完全為該次颱風豪雨所誘發」，而是包含過往崩塌地尚未復育完整的舊崩塌地。

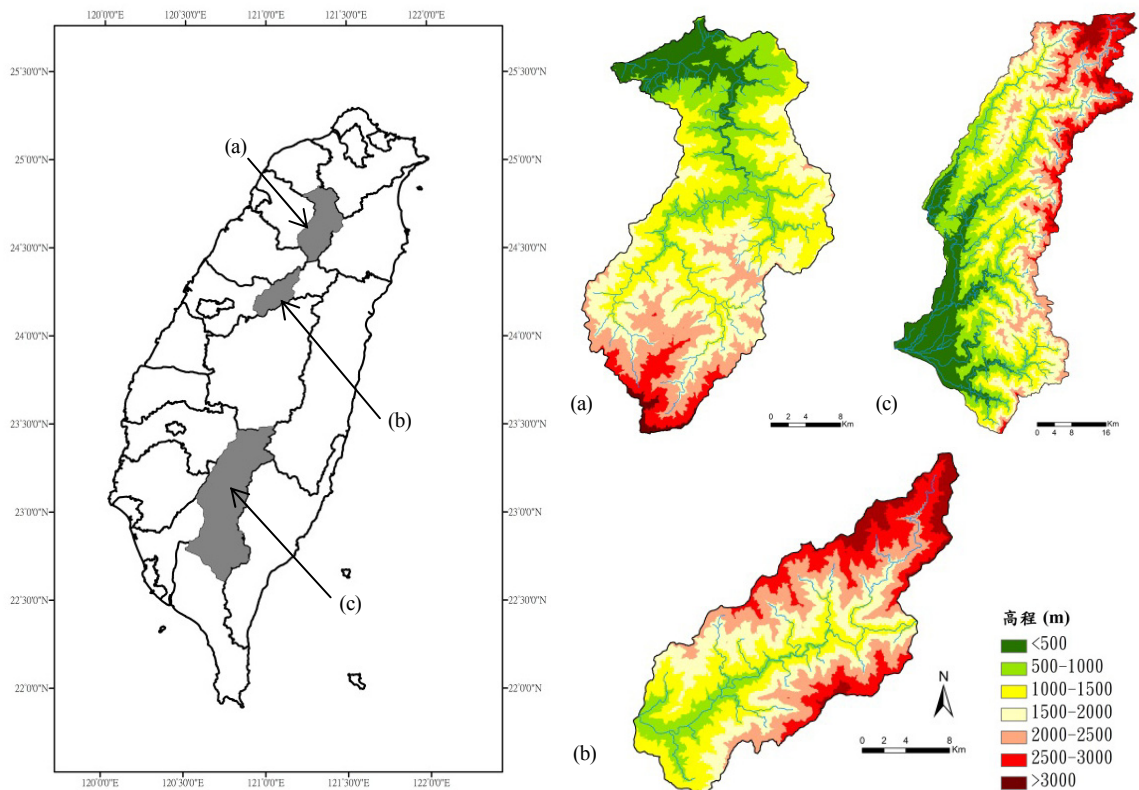


圖 1 本研究三個集水區位置及高程分佈圖，(a) 石門水庫集水區、(b) 大甲溪中上游集水區、(c) 高屏溪集水區
Fig.1 The location and elevation of the three watersheds, including (a)Shihmen watershed, (b)Dajia river upstream watershed, and (c) Kaoping river watershed, used in the study

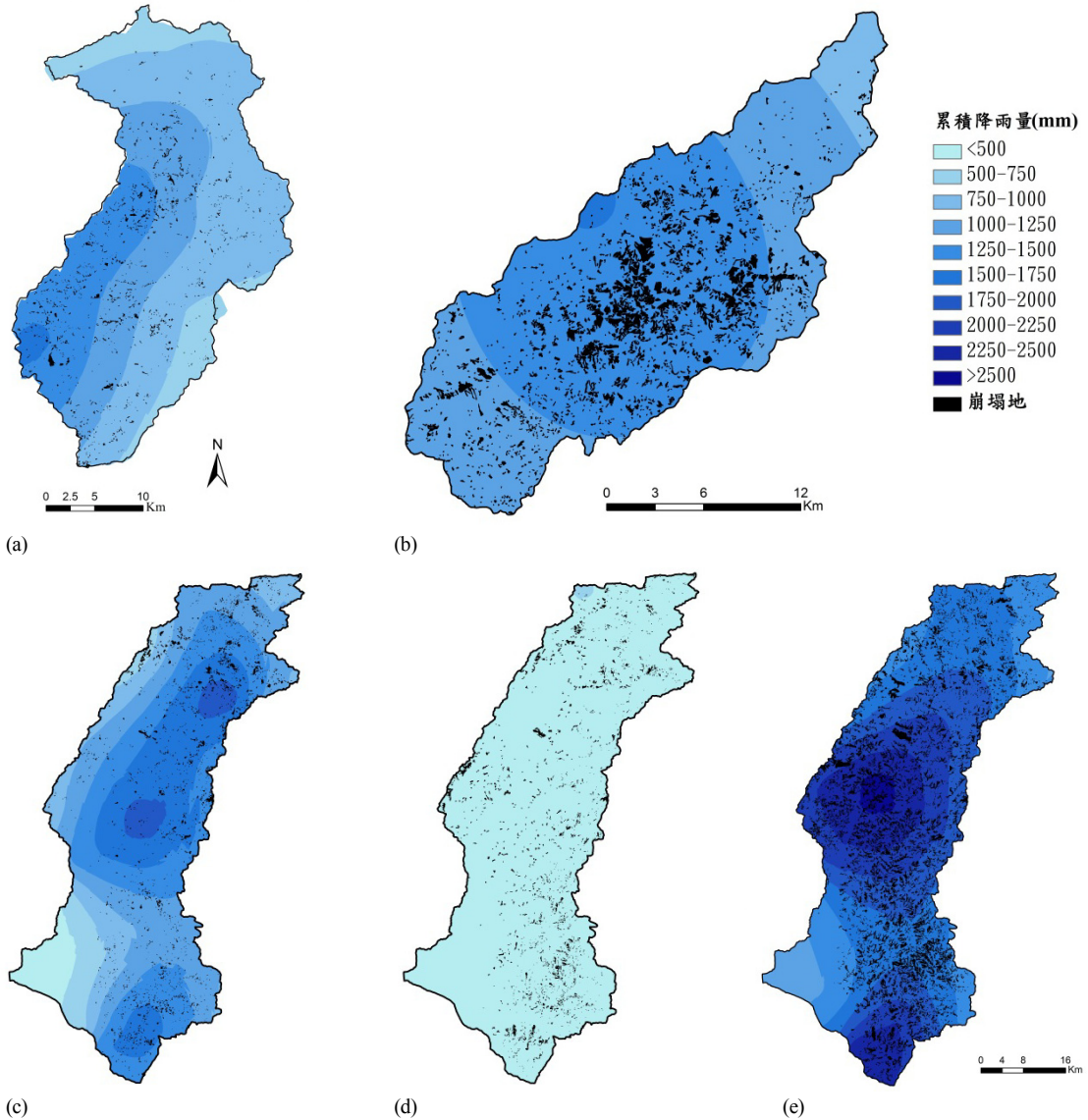


圖 2 本研究三個集水區降雨分佈圖，(a) 石門水庫集水區在 2004 年艾利颱風、(b) 大甲溪中上游集水區在 2004 年敏督利颱風、(c) 高屏溪中上游集水區在 2004 年敏督利颱風、(d) 高屏溪中上游集水區在 2008 年薔蜜颱風、(e) 高屏溪中上游集水區在 2009 年莫拉克颱風

Fig.2 The distribution of rainfall (a) in 2004 Typhoon Aere in Shihmen watershed, (b) in 2004 Typhoon Mindulle in Dajia upstream watershed, (c) in 2004 Typhoon Mindulle in Kaoping upstream watershed, (d) in 2008 Typhoon Jangmi in Kaoping upstream watershed, (e) in 2009 Typhoon Morakot in Kaoping upstream watershed

表 1 本研究採用的崩塌資料彙整表

Table 1 The settings of four landslide inventories used in the study

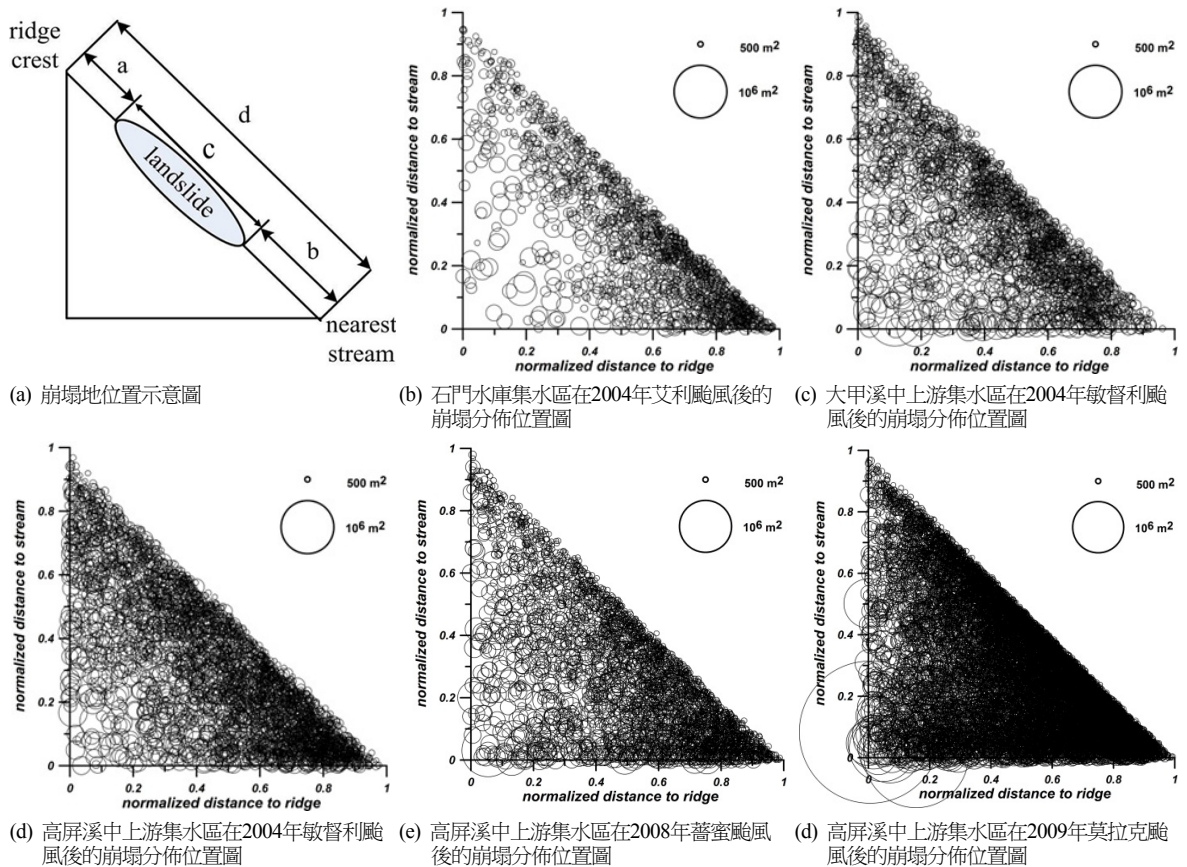
崩塌地圖層	編制單位	圖層解析度	於本文用於
2004年敏督利颱風後	工業技術研究院 (2004)	2.5m	大甲溪集水區及高屏溪集水區
2004年艾利颱風後	水利局 (2004)	2.5m	石門水庫集水區
2008年薔蜜颱風後	水保局提供	2.5m	高屏溪集水區
2009年莫拉克颱風後	中央地質調查所 (2009)	2.5m	高屏溪集水區

(2) 崩塌分佈位置特性分析方法

此研究沿用 Meunier et al. (2008) 所提出的崩塌地形位置影響法 (Topographic Site Effect Method)，該方法將崩塌地分佈於邊坡上之相對位置特性化 (如圖 3)，以崩塌地分布位置進行誘發特性之說明，將崩塌地最上緣至邊坡最上緣距離設為 a ，崩塌地趾部至邊坡最下緣的距離設為 b ，全邊坡長度則設為 d ，並估算研究區域各參數並以 a/d 及 b/d 分別為 x 軸及 y 軸繪於圖上，藉此分析該集水區崩塌地分佈特性。再則本研究延續上述研究方法，並開創另一崩塌地形位置特

性之量化分析方式，以崩塌地位於邊坡上之總長度 c 及上述的全邊坡長度 d ，以 c/d 為 x 軸及崩塌地坡度為 y 軸繪於圖上，藉此分析該集水區崩塌規模與坡度之分佈特性。

根據此分析方法，相關研究曾提出部分發現：Meunier et al. (2008) 發現地震誘發崩塌案例通常都會集中在邊坡靠山脊處 (邊坡上半部, $a/d \leq 0.5$ 及 $b/d \geq 0.5$)，此與地震震波會因地形而產生放大效應，使得地震誘發崩塌容易發生在山脊上有關，例如 1987 年加州地震，在距離震源 44km 遠的 60m 高山脊上，被紀錄到其地震波震幅大



項目	石門水庫於2004	大甲溪於2004	高屏溪於2004	高屏溪於2008	高屏溪於2009
總崩塌面積 (km ²)	7.0	32.1	33.3	33.7	180.8
總崩塌比 (%)	0.9	8.3	1.3	1.4	7.3
上邊坡崩塌面積 (km ²)	0.8	3.5	4.8	7.7	1.6
上邊坡崩塌比 (%)	11.4	11.0	14.3	4.8	4.3
下邊坡崩塌面積 (km ²)	3.3	8.1	9.5	46.8	10.8
下邊坡崩塌比 (%)	46.4	25.4	28.6	32.1	25.9

圖 3 崩塌地分佈位置特性參數說明及各研究區分析結果

Fig.3 The explanation of each coefficient used in the topographic site effect method and the result for each watershed in the study

約為鄰近平面上的 10 倍；降雨引發崩塌案例則會集中在邊坡坡趾處（邊坡下半部， $a/d \leq 0.5$ 及 $b/d \geq 0.5$ ）。陳樹群等人 (2012) 針對神木集水區之崩塌特性分析也採用崩塌地位置分佈特性分析法，研究結果顯示：上邊坡崩塌通常來自於過往地震造成邊坡鬆動及後續降雨入滲，下邊坡崩塌多數來自於河川洪水匯集造成河岸淘刷而崩塌，且過往地震的影響的確會增加上邊坡崩塌之比率，但卻未必會比下邊坡崩塌數高。

(3) 崩塌面積與發生頻率分析方法

此分析方法起源於 Bak et al. (1988), Pelletier et al. (1997) 及 Turcotte and Malamud (2004) 研究顯示，崩塌規模與出現頻率關係符合幕次定律 (power law)，其關係式如下：

$$N_E = \alpha A_E^{-\beta} \quad (1)$$

A_E 為崩塌地面積， N_E 代表大於該面積的崩塌地累積個數。於 (1) 式的 α 及 β 皆為待定參數，而 β 參數亦可被稱為比例指數 (scaling exponent)，被認為與崩塌誘因、地形特性及崩塌歷史相關，也可反映在該場崩塌研究事件中，大崩塌及小崩塌所佔比例何者為多 (Weissel et al., 2001)。過往多篇研究曾利用此方式說明崩塌特性，Dadson (2004) 針對台灣崩塌案例分析結果提出：台灣地區之崩塌規模與累積崩塌次數之幕次關係，崩塌會在崩塌面積為 2,000 m² 後，直線段迴歸關係較佳。Korup (2004) 針對紐西蘭 778 個崩塌案例（崩塌面積介於 0.05 至 50 km²）進行分析，認為崩塌面積與頻率密度呈現幕次關係，取轉折後之曲線迴歸其斜率為 -1.55。林孟龍及林俊全 (1999)、李馨慈及王建力 (2005) 及李馨慈等人 (2006) 則針對曾文水庫歷年之裸露案例分佈進行幕次關係之探討，也都發現曾文水庫之崩塌案例也具有相似之幕次關係特性。

四、結果與討論

目前崩塌圖層製作過程大多採用衛星影像進行初次數化，再以正射影像進行第二次校正，雖已有第二次校正過程，但仍因部分原因而無法確保所數化位置皆為崩塌案例，例如位於河岸旁的土砂堆積、非因崩塌而起之地貌裸露現象（可能為土壤沖蝕現象）或不具有足夠資料判斷的陰影下地貌情況等，為避免此類

資料影響本研究結果，本研究將位於河川兩岸 25 公尺內、坡度小於 15°或崩塌面積小於 500 m² 的崩塌案例刪除，再進行後續分析。

1. 北中南三集水區崩塌特性分析

(1) 降雨特性分析

石門水庫集水區、大甲溪中上游集水區及高屏溪中上游集水區在 2004 年敏督利與艾利颱風之降雨資料如圖 4 所示；比對圖 4 資料便可發現：雖然三個集水區總累積降雨量介於 1,614 至 1,926 mm 之間，但石門水庫在 2004 年艾利颱風的降雨可被認為長延時高強度降雨，大甲溪中上游及高屏溪中上游集水區則分別為短延時高強度降雨及中延時高強度降雨。

三個集水區在 2004 年的艾利颱風及敏督利颱風的累積雨量差異不大，但在崩塌比上卻有顯著差異（石門水庫約 0.9%，大甲溪中上游集水區約 8.3%，高屏溪中上游集水區約 1.3%），本研究認為除了降雨因素外，崩塌比顯著差異的原因應在地貌條件（包含地形及地質）及降雨型態兩點。以地貌條件而言，三個集水區在不同邊坡坡度區間（小於 20°、20°至 50°及大於 50°）之崩塌比分別為石門水庫之 0.11%、6.12%及 4.07%、大甲溪中上游之 0.15%、43.20%及 16.69%、高屏溪中上游之 0.82%、50.53%及 3.55%，若以大於 50°之崩塌比比較，相較於石門水庫及高屏溪中上游集水區，大甲溪中上游集水區大於 50°之崩塌比偏高，也顯示陡坡崩落行為在大甲溪中上游集水區佔有一定的比率。

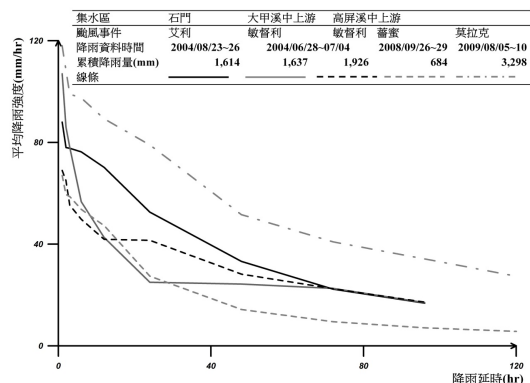


圖 4 本研究各集水區在各降雨事件之降雨特性比較圖

Fig.4 The characteristic of rainfall in each rainfall event in 2004, 2008, 2009 in each watershed

1999 年集集地震對三個集水區的影響也值得探討。本研究根據中央氣象局公布之集集地震資料 (中央氣象局, 2012): 「石門水庫集水區震度 5.0 (依據成州國小測站)、大甲溪中上游集水區震度 7.0 (依據白冷國小測站) 及高屏溪中上游集水區震度 4.0 (依據安定國小測站)」, 由此集集地震在各集水區所引發的震度, 以大甲溪中上游為最大, 石門水庫集水區其次, 最後則為高屏溪中上游集水區。

在地質方面, 石門水庫集水區於 2004 年艾利颱風所誘發的崩塌地多位於三峽群及其相當地層 (凝聚力 29 kN/m^2 , 內摩擦角 26.4° , 引自楊錦釧等人 (2008)) 與乾溝層地層 (凝聚力 15 kN/m^2 , 內摩擦角 33.2° , 引自楊錦釧等人 (2008)) 內, 岩性以砂岩、頁岩、板岩及千枚岩為主; 大甲溪中上游集水區於 2004 年敏督利颱風所誘發的崩塌地多位於乾溝層 (凝聚力 6.5 kN/m^2 , 內摩擦角 23.0° , 引自譚志豪等人 (2008)) 及四稜砂岩地層 (凝聚力 6.8 kN/m^2 , 內摩擦角 27.0° , 引自譚志豪等人 (2008)) 內, 岩性以砂岩、板岩、千枚岩為主; 高屏溪中上游集水區於 2004 年敏督利颱風所誘發的崩塌地多位於廬山層 (凝聚力 31.0 kN/m^2 , 內摩擦角 32.5° , 引自中興顧問工程公司 (2008))、長枝坑層 (凝聚力 21.8 kN/m^2 , 內摩擦角 30.0° , 引自中興顧問工程公司 (2008)) 及鹽水坑頁岩 (凝聚力 31.0 kN/m^2 , 內摩擦角 25.0° , 引自中興顧問工程公司 (2008)) 內, 岩性以硬頁岩、板岩、千枚岩及砂岩為主。在三個集水區中, 地質偏脆弱的大甲溪在集集地震高震度的影響下, 降雨誘發崩塌的影響就相當明顯, 而在本研究結果也顯示: 三個集水區僅有大甲溪集水區 (平均降雨強度超過 27 mm/hr 之降雨延時為三個集水區最低的 12 小時) 有 1 km^2 以上的崩塌地產生。

因此根據上述降雨、地形、地質及集集地震震度數據, 不難解釋為什麼大甲溪中上游集水區在 2004 年敏督利颱風時間, 平均降雨強度超過 27 mm/hr 之總延時為三個集水區中最短, 但卻具有高出石門水庫或高屏溪中上游集水區達 8 倍的崩塌比, 其原因乃跟大甲溪本身地貌及受集集地震影響有關, 也解釋了大甲溪集水區的易崩性特性。石門水庫集水區跟高屏溪中上游集水區在平均降雨強度超過 27 mm/hr 之總延時接近且集

集地震震度接近的情況, 兩個集水區的崩塌比數據也說明了兩集水區易崩性的差異。至此, 本研究可先作三個集水區易崩性排序: 大甲溪中上游集水區、高屏溪中上游集水區、石門水庫集水區。

(2) 崩塌地位置分佈特性分析

三個集水區依據崩塌分佈位置特性分析方法之結果如圖 3 及圖 5 所示; 以圖 3 而言, 本研究分成幾個方向來討論崩塌比跟所代表的意義; 一則集集地震造成的影響在這三個集水區有明顯差異, 根據前述調查資料, 集集地震在石門水庫、大甲溪中上游及高屏溪中上游集水區之震度分別為 5 級、7 級、4 級, 大甲溪震度數據偏高也表現在 2004 年敏督利對大甲溪中上游集水區造成的崩塌, 不論在崩塌比、單位集水區面積之上邊坡崩塌面積 (以上邊坡崩塌面積除以總集水區面積, 石門、大甲及高屏分別為 0.11% , 0.93% 及 0.20%) 或單位集水區面積之下邊坡崩塌面積 (以下邊坡崩塌面積除以總集水區面積, 石門、大甲及高屏分別為 0.43% 、 2.09% 及 0.38%), 大甲溪都遠高於其他兩個集水區, 而大甲溪高強度降雨延時卻是三個集水區最短的 12 小時, 因此可被認為大甲溪在 2004 年敏督利颱風造成的崩塌受集集地震影響甚大。石門與高屏溪兩者在崩塌比、單位集水區面積之上或下邊坡崩塌面積數據都相近, 除跟集集地震對兩集水區影響不明顯外, 降雨條件也相近有關 (高屏溪中上游雖為中延時高強度, 但在降雨延時 48 小時之平均最大降雨強度為 28.2 mm/hr , 已相當接近 30 mm/hr)。

釐清上下邊坡崩塌主要誘發原因, 方得以清楚瞭解這三個集水區在崩塌誘發成因上之差異; 上邊坡崩塌主要誘發原因有二, 包含地表水分入滲土壤之總量 (包含降雨型態、地層特性、邊坡坡度) 及地震效應, 例如 Meunier et al. (2008) 所提出之地震波易在山脊處產生震波放大效應; 下邊坡崩塌主要誘發原因有二, 下邊坡地層脆弱度 (包含當地地下水位、下邊坡地層特性) 及洪水淘刷影響 (洪峰洪水量與下邊坡位於水流攻擊坡; 本研究彙整過往曾利用崩塌地位置分佈特性分析之研究結果如表 2 (Meunier et al., 2008; 陳樹群等人, 2012), 由表 2 資料可彙整出幾點論述:

- ① 僅有在 1999 集集地震或接近集集地震 (2001 桃芝颱風) 事件, 且以台灣為全研究區域的情況下, 上邊坡崩塌數才會超過下邊坡崩塌數, 而在其餘事件內, 下邊坡崩塌數都超過上邊坡崩塌數 2.6 倍以上, 由此可顯示下邊坡崩塌佔台灣崩塌的比率甚高。
- ② 扣除上邊坡與下邊坡崩塌數則為山腰崩塌, 則大甲溪山腰崩塌數佔全崩塌的 71.1% 乃為三個集水區內最高, 也較神木村屢次山腰崩塌數據都高, 可見大甲溪主要崩塌誘發原因並非僅降雨入滲 (上邊坡) 或洪水淘刷 (下邊坡) 有關, 本身地質或覆土層深度是關鍵因子。
- ③ 相較於大甲溪, 石門水庫於 2004 年艾利颱風期間, 上邊坡跟下邊坡崩塌比佔全崩塌數的 57.8%, 跟上述大甲溪崩塌案例剛好相反, 也代表石門水庫本身地貌條件良好, 易受外來條件 (降雨入滲或洪水淘刷) 造成崩塌。

本研究再以崩塌地位於邊坡總長度 c 、全邊坡長度 d 及坡度為參數, 繪製集水區崩塌規模與坡度之分佈特性圖 (如圖 5), 可發現三個集水區崩塌規模與分佈上之差異: 以圖上崩塌案例在崩塌規模軸 (Normalized Distance of the Landslide Length to Hillslope Length, 即為 c/d) 之分佈而言, 三個集水區在 $c/d < 0.4$ 、 $0.4 \leq c/d < 0.7$ 及 $c/d \geq 0.7$ 之比率分別為石門水庫集水區之 69.9%、24.7% 及 5.4%、大甲溪中上游集水區之 45.8%、35.0% 及 19.2%、高屏溪中上游集水區之 55.6%、33.7% 及 10.8%, 可發現石門水庫集水區崩塌案例偏 $c/d < 0.4$ 之小規模崩塌佔約 70.0%, 大甲溪中上游及高屏溪中上游在 $c/d < 0.4$ 之小規模崩塌僅佔約 46% 至 56%, 但卻在 $c/d \geq 0.7$ 之大規模崩塌案例分佔 19.2% 及 10.8%, 也顯示在大甲溪及高屏溪中上游出現接近全邊坡崩塌的案例不少。以崩塌案例在坡度上之分佈而言, 由在 30° 至 60° 之崩塌案例佔總崩塌比例分別為石門水庫集水區之 91.1%、大甲溪中上游集水區之 91.5% 及高屏溪中上游集水區之 88.5%, 但在更陡峭之 60° 以上卻僅有 1.0% (石門水庫集水區)、0.3% (大甲溪中上游集水區) 及 1.2% (高屏溪中上游集水區) 之崩塌案例, 可見陡坡地形並非崩塌最集中區域, 反而是山腰處 (坡度介於 30° 至

60°) 區域才是崩塌好發處, 此發現也跟陳樹群等人 (2010) 根據崩塌深度分佈曲線所提出之論點一致。

(3) 崩塌面積與頻率分析

本研究分析崩塌面積與頻率分析如圖 6 所示, 此分析主要探討集水區崩塌規模之發生頻率, 並以過往研究提出之分析資料進行崩塌特性比較, 如表 2 所示。表 2 數據可顯示數個清楚趨勢, 一則在不同誘發原因的崩塌事件 β 值比較中, 老舊崩塌地的 β 值偏高, 其次則為地震及降雨; 以前述本研究提出之 β 值意義, 說明 β 值愈大通常代表某一群體的崩塌案例數有相當集中的現象, 且在台灣通常是小面積崩塌, β 值愈小則代表此崩塌案例群體聚集現象偏小; 老舊崩塌地通常為該崩塌已發生且經歷一段時間以上 (以本文表 3 列舉的三篇文獻之老舊崩塌地都在 10 年以上), 不論是自然或人為植生可復育處應早已復育, 剩餘地貌仍可被判釋為崩塌者, 不外乎岩層裸露或大範圍的崩塌地 (植生復育緩慢), 小規模崩塌地因植生復育而不再被判釋為

表 2 不同地區在不同事件之上下邊坡崩塌比表

Table 2 The landslide ratio on the up-hillslope and down-hillslope in different events in difference areas

地區	事件	崩塌比(%)		
		上邊坡	下邊坡	倍數
台灣 ^{*1}	1996賀伯	18.0	47.0	2.6
	1999集集	34.0	28.0	0.8
	2001桃芝	28.0	24.0	0.9
神木村 ^{*2}	1996賀伯	3.7	57.8	15.6
	2001桃芝	1.0	43.3	43.3
	2004敏督利	12.1	34.1	2.8
	2007聖帕	10.5	35.8	3.4
	2008卡枚基	10.8	39.9	3.7
	2009莫拉克	5.9	45.8	7.8
石門	2004艾利	11.4	46.4	4.1
大甲溪	2004敏督利	3.5	25.4	7.3
	2004敏督利	4.8	28.6	6.0
高屏溪	2008蕃蜜	4.3	25.9	6.0
	2009莫拉克	4.8	32.1	6.7

備註: 以上標標示「*1」代表資料來源為 Meunier et al.(2008), 標示「*2」代表資料來源為陳樹群等人(2012, 未標示者則為本研究自行分析。倍數則為下邊坡崩塌比(%)除以上邊坡崩塌比(%)之倍數。

崩塌地。二則降雨崩塌地則為三種誘發原因中 β 值最小的一類，且可發現崩塌潛勢越高的地區，其 β 值愈小 (排序：美國 \geq 歐洲 $>$ 亞洲 (日本 $>$ 台灣))。三則隨著年份越接近現今， β 值也逐漸變小，且在所有研究結果中，台灣的 β 值也偏低。

而在本研究三個集水區的比較上，以崩塌案例分佈範圍而言，石門水庫集水區、大甲溪中上游集水區與高屏溪中上游集水區分佈範圍約分別為 4×10^{-4} 至 2×10^{-1} km^2 、 4×10^{-4} 至 1km^2 及 4×10^{-4} 至 4×10^{-1} km^2 ，整體崩塌密度排序為大甲溪中上游集水區 $>$ 高屏溪中上游集水區 $>$ 石門水庫集

水區，而石門水庫集水區、大甲溪中上游集水區與高屏溪中上游集水區崩塌最密集區域分別約為 4×10^{-4} 至 4×10^{-3} km^2 、 10^{-3} 至 10^{-2} km^2 及 10^{-3} 至 5×10^{-2} km^2 ；由此數據可得知三個集水區崩塌案例都集中在小面積崩塌 (崩塌面積小於 1km^2) 為主，而在崩塌面積大或等於 1km^2 的大規模崩塌上，石門水庫集水區及高屏溪中上游集水區都沒有此類案例，僅大甲溪中上游集水區有大規模崩塌案例產生。以誘發崩塌之颱風事件及累積雨量而言，三個集水區之誘發事件都是 2004 年颱風事件，累積降雨量也都在 1,531 至 1,925 mm

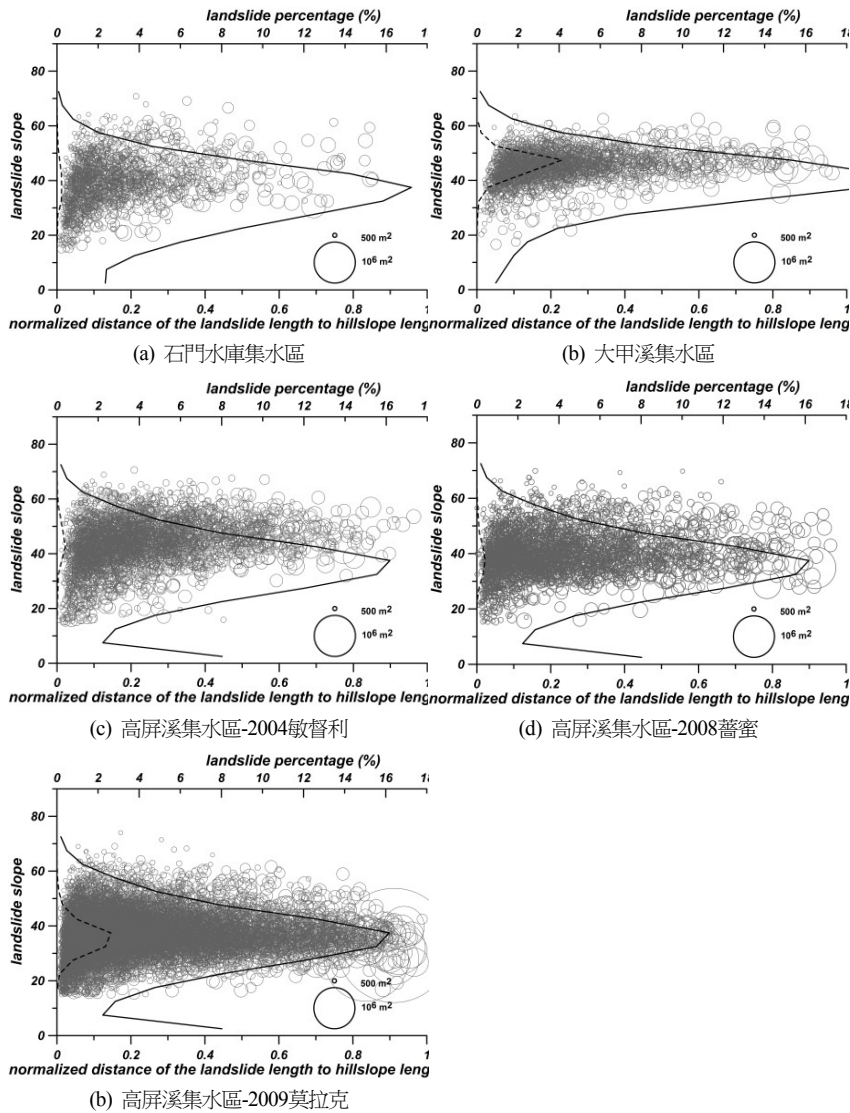


圖 5 崩塌規模與坡度關係圖。圖中實線為集水區地形坡度分佈，虛線則為各坡度區間之崩塌比

Fig.5 The relationship between the landslide scale and slope. The black line indicates the slope distribution, while the dashed line indicates the landslide ratio in each slope interval in the watershed

之間,但大甲溪之 β 值卻略高於其他兩個集水區之 β 值,本研究認為此與集集地震造成大甲溪中上游易產生小規模崩塌有關,且此小規模崩塌也在圖6之 10^{-3} 至 10^{-2} km^2 區間獲得驗證。若以地形及岩性來探討的話,大甲溪溪流地形較陡,加之地震使得表面的土砂鬆軟,因此降雨容易造成小面積的沖蝕及崩塌;石門水庫集水區由砂岩及頁岩構成,頁岩岩性較軟弱,易受風化,因此也會有小面積的崩塌出現;高屏溪集水區其實也有小面積崩塌,只是相較之下比例較少,推測是因為地質組成較複雜,地質相較之下強度較高,便較不易發生小面積崩塌。

2. 高屏溪中上游集水區在三場颱風事件誘發崩塌案例特性分析

高屏溪中上游集水區從2004年敏督利颱風至2009年莫拉克颱風間,發生多場颱風降雨事件,也造成高屏溪中上游集水區之崩塌案例快速增加,尤其又以2009年莫拉克颱風造成高屏溪中上游集水區崩塌最為嚴重。本研究挑出三場颱風事件進行比較,藉以說明高屏溪中上游集水區崩塌特性與近年降雨誘發特性之關係。

(1) 降雨特性分析

高屏溪中上游集水區在2004年敏督利颱風、

2008年薔蜜颱風及2009年莫拉克颱風之降雨資料如圖2所示,本研究在此一樣沿用前述所提根據降雨強度及降雨延時的分類,則2004年敏督利颱風、2008年薔蜜颱風及2009年莫拉克颱風降雨型態分別為中延時高強度降雨、短延時高強度降雨及長延時高強度降雨,延時長短的差異也直接表現在崩塌分佈上,尤其在2009年莫拉克颱風期間,平均降雨強度超過30mm/hr之延時高達96hr,也為高屏溪中上游集水區在2009年莫拉克颱風後產生180.8 km^2 (約為2004年敏督利颱風或2008年薔蜜颱風的崩塌面積之5.3倍)主因。除降雨型態是2009年莫拉克嚴重崩塌之主因外,2009年莫拉克總累積雨量為2004年敏督利颱風之1.7倍及2008年薔蜜颱風之4.8倍也是誘發嚴重崩塌主因之一。

以地形條件而言,高屏溪在三場事件於不同邊坡坡度區間(小於 20° 、 20° 至 50° 及大於 50°)之崩塌比分別為2004年敏督利颱風之0.0%、1.1%及0.1%、2008年薔蜜颱風之0.0%、1.2%及0.1%、2009年莫拉克颱風之0.0%、7.1%及0.1%,由此數據也可清楚發現: 20° 至 50° 之山腰崩落現象也相當明顯,且隨著累積降雨量越大,陡坡崩落行為的百分比越明顯。

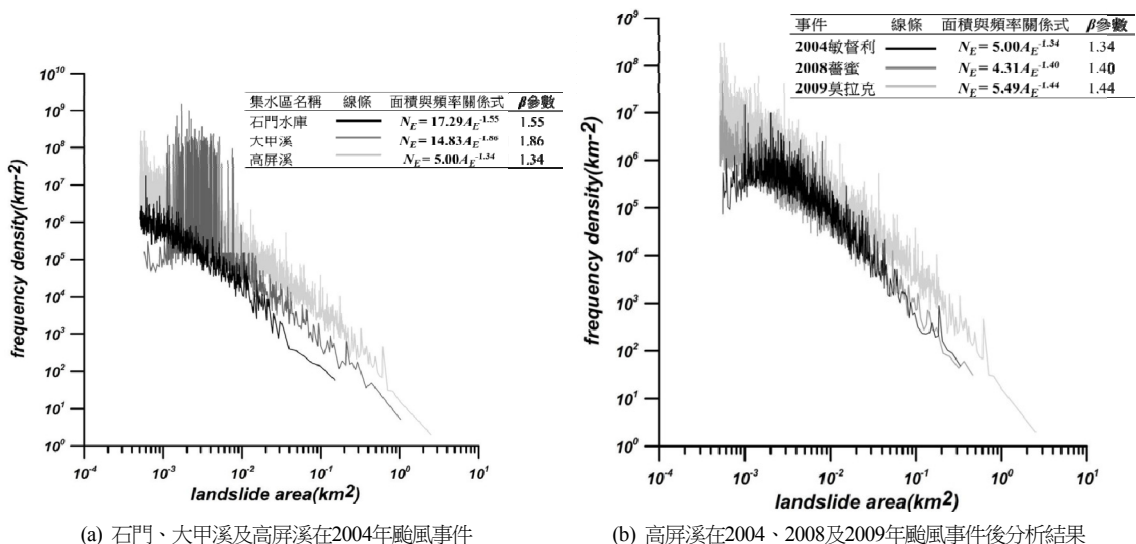


圖6 本研究崩塌面積及出現頻率分析結果之比較圖

Fig.6 The power-law frequency-size statistics and comparison of the landslides caused by the typhoon events in the study. (a) The results of Shihmen, Dajia, and Kaoping River watersheds after 2004 typhoon events. (b) The results of Kaoping River watershed after 2004, 2008, 2009 typhoon events

(2) 崩塌地位置分佈特性分析

高屏溪集水區在三次不同事件之分析結果如圖 3、圖 5 及表 1 所示；由數據而言，在三次事件後之上邊坡崩塌面積跟降雨型態成正向關係，降雨延時越長上邊坡崩塌面積越大，集集地震易誘發上邊坡崩塌的現象，在高屏溪中上游集水區並沒有發現；但在下邊坡崩塌面積上，2009 年莫拉克颱風後下邊坡崩塌面積仍為其他兩次事件之 4.3 倍左右，此也跟 2009 年莫拉克颱風降雨型態及累積降雨量有關；以高屏溪中上游集水區而言，三次不同降雨型態事件後估算結果都顯示下邊坡崩塌面積約為上邊坡崩塌面積之 2.0 至 6.7 倍，這也顯示降雨對高屏溪中上游集水區崩塌誘發影響，以洪水淘刷造成的下邊坡崩塌為主，上邊坡誘發崩塌的影響在總崩塌面積中僅佔 4.3 至 14.3%。若單以 2008 年薔蜜颱風與 2009 年莫拉克颱風後崩塌面積比較，莫拉克颱風後之上下邊坡崩塌面積都約為薔蜜颱風後之上下邊坡的 4.5 至 4.8 倍，唯獨在山腰則為 5.9 至 6.0 倍，可見山腰在強降雨事件中更易引發崩塌現象。

山腰處易崩塌的結果也在在圖 5 的崩塌規模與坡度之分佈特性圖發現，高屏溪在三次颱風事件中，崩塌案例逐漸趨向坡度 30°至 50°之間(坡度 30°至 50°之崩塌面積佔總崩塌面積比率：2004 年敏督利颱風約 74.8%、2008 年薔蜜颱風約 84.1%、2009 年莫拉克颱風約 85.3%)；再者以崩塌相較於全邊坡之規模而言，三次颱風事件後之崩塌規模介於 $c/d < 0.4$ 、 $0.4 \leq c/d < 0.7$ 及 $c/d \geq 0.7$ 之比率分別為 2004 年敏督利颱風之

55.6%、33.7%及 10.8%、2008 年薔蜜颱風之 46.3%、34.6%及 19.1%、2009 年莫拉克颱風之 35.2%、34.7%及 30.1%，可明顯發現的趨勢是在 2009 年莫拉克颱風後，位於 $c/d \geq 0.7$ 之大規模崩塌案例明顯增多，且崩塌面積超過 1 km^2 的案例在 2004 年敏督利並未出現，2008 年薔蜜颱風後出現一個，至 2009 年莫拉克颱風後突升至 4 個，大規模崩塌案例在長延時高強度降雨中易誘發的現象值得重視。

(3) 崩塌面積與頻率分析

高屏溪集水區在三次不同事件之分析結果如圖 6 及表 3 所示；由 β 值比較可發現 2009 年莫拉克颱風之 β 值偏低，其意義代表小面積崩塌增多，但在高屏溪中上游集水區於 2009 年莫拉克颱風的案例中，大面積崩塌也增多，但案例增加速度未若小面積崩塌來得快；以崩塌案例分佈範圍而言，高屏溪中上游集水區於三次事件的分佈範圍約分別為 4×10^{-4} 至 $4 \times 10^{-1} \text{ km}^2$ 、 4×10^{-4} 至 $5 \times 10^{-1} \text{ km}^2$ 及 4×10^{-4} 至 3 km^2 ，此數據更可顯示 2009 年莫拉克颱風大面積崩塌增加的明顯現象。

(4) 崩塌地擴大或復育探討

由於高屏溪在 2008 年薔蜜颱風後與 2009 年莫拉克颱風後之崩塌地有明顯差異，因此本研究選取 2008 年薔蜜颱風後崩塌面積超過 1 ha 的崩塌地(共 40 個)，並比對這些崩塌地在 2009 年莫拉克颱風後變化情況，並以崩塌面積增加或縮減分別探討，如圖 7 所示。在 40 個 2008 年薔蜜颱風

表 3 非累積崩塌頻率與崩塌面積分析資料表

Table 3 The result of the power-law frequency-size statistics from different related references

事件誘因	地區	β	文獻
老舊崩塌地	美國、紐西蘭、台灣	2.17-4.3	Nilsen et al. (1975), Hovius et al. (1997) and Hovius et al. (2000)
地震誘發	美國、日本	3.3-4.0	Ohmori & Sugai (1995), Malamud and Turcotte (1999)
	玻利維亞、美國	3.3-3.6	在1990至2000年間, Pelletier et al. (1997), Blodgett (1998)
	美國及歐洲	2.5±0.5	在2000年之後, Guzzetti et al. (2002), Van Den Eeckhaut et al. (2007)
	亞洲地區、紐西蘭	1.6±0.4	在2000年之後, Korup (2004), Van Den Eeckhaut et al. (2007)
	日本	1.96	在1990年以前, Fujii (1969)
降雨	台灣石門水庫	1.55-1.89	2004年艾利颱風(陳樹群等人, 2010) 及本研究分析資料
	台灣大甲溪	1.62-1.86	2004年敏督利颱風(陳樹群等人, 2010) 及本研究分析資料
	台灣高屏溪	1.86	2008年薔蜜颱風(本研究分析資料)
	台灣高屏溪	1.55	2004年敏督利颱風(本研究分析資料)
	台灣高屏溪	1.3-1.4	2009年莫拉克颱風(Wu et al., 2011)及本研究分析資料
	台灣神木村	1.24-1.26	包含1996年賀伯、2001年桃芝、2004年敏督利、2007年聖帕颱風、2008年卡玫基颱風、2009年莫拉克颱風等事件(陳樹群等人, 2012)

風後崩場地，約有 80% 在 2009 年莫拉克颱風後面積擴大，且可清楚發現多數小崩場地若位於同一子集水區內且位於野溪鄰近者，易在下一一次強降雨中形成更大規模的崩塌產生 (如圖 7(b))，2009 年莫拉克颱風強降雨不僅崩塌增加，也促使野溪溪水暴漲，造成整條河川或野溪兩岸的崩塌快速增加，在同一個子集水區內的小崩塌結合大量河岸淘刷便成為更大規模的崩場地；以圖 7(b) 為例，在 2008 年薔蜜颱風後之崩場面積約為 1.2 km²，但在 2009 年莫拉克颱風後卻擴增至 3.5 km²，崩場面積擴大主因在於原本集水區的凹谷地形及河岸旁大量的河岸崩塌，使過往集水區內數處小崩塌結合成為大規模崩場地。

在 2009 年莫拉克颱風後崩場地面積縮小的案例中 (約佔 20%，如圖 7(c) 及 (d))，大部分位

於河岸邊且累積降雨量小於 1,000 mm 以下地區，經本研究比對航拍發現：多數崩場地縮小的案例都是上邊坡崩塌縮小，下邊坡崩場地則未明顯縮小，代表河川淘刷造成下邊坡崩塌較難有效復育，但此類上邊坡崩場地縮小的主因都在於稀疏草類復育，並無木本植物出現；如圖 7(d) 案例 (位於高雄市三民區及嘉義縣阿里山鄉交界處)，在 2008 年薔蜜颱風後崩場面積約為 2.6 km²，但在 2009 年莫拉克颱風後縮減為 0.6 km²。由此討論可發現，高屏溪集水區在強降雨誘發崩塌事件後，舊崩場地復育易在上邊坡出現，而受河岸淘刷影響的下邊坡崩場地，除面積易擴大外，也易在子集水區內結合數個崩場地而形成更大規模的崩場地。

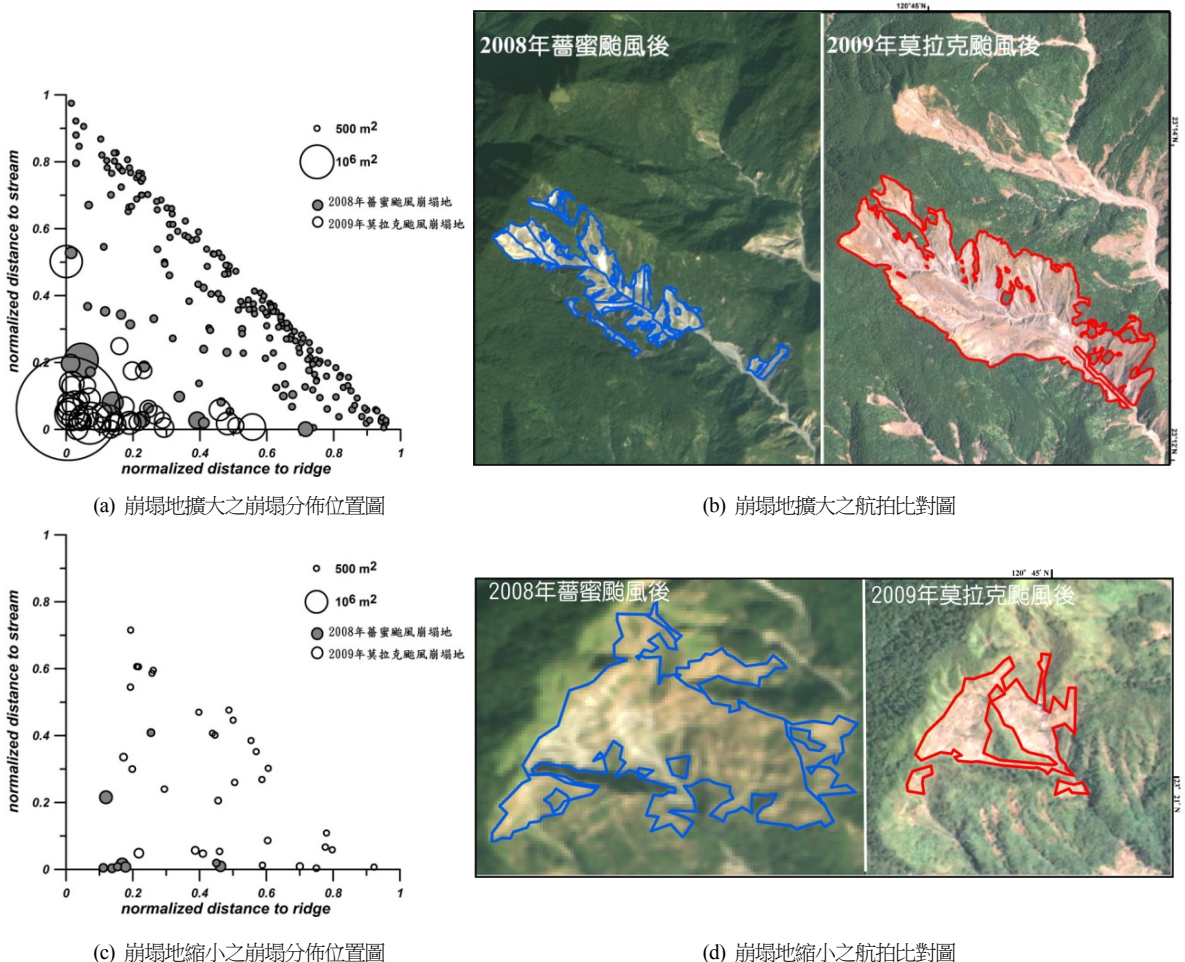


圖 7 高屏溪中上游集水區崩場地縮減及擴大比較圖

Fig.7 The expanded and contracted landslide cases in Kaoping River watershed

五、結 論

本研究針對西台灣北中南各挑選一個 2004 年颱風事件後之崩塌代表集水區進行分析，分別為石門水庫集水區 (2004 年艾利颱風)、大甲溪中上游集水區 (2004 年敏督利颱風) 及高屏溪中上游集水區 (2004 年敏督利颱風)，三個集水區在 2004 年颱風事件之累積雨量都介於 1,614 mm 至 1,926 mm，但降雨型態卻有差異，包含屬於長延時高強度降雨之石門水庫集水區及屬於中短延時高強度降雨之大甲溪中上游集水區及高屏溪中上游集水區；由降雨型態、集集地震影響、原本地質地貌條件而言，三個集水區易崩性排序：大甲溪中上游集水區 > 高屏溪中上游集水區 > 石門水庫集水區，其中大甲溪具有最高的崩塌比 (8.3%) 且產生一個崩塌面積超過 1 km² 的大規模崩塌地，本研究認為此與原本地質地貌條件及集集地震影響有關；大於 50° 邊坡崩塌之陡坡崩落行為在大甲溪中上游集水區佔高比例 (16.7%)，約為其他兩個集水區之 4 倍左右；再者集集地震在大甲溪中上游集水區之震度約為 7，但在其他兩個集水區卻僅有 4 至 5，集集地震影響也在大甲溪產生上下邊坡崩塌數明顯高於其他兩個集水區約 5 至 10 倍，因此可知集集地震造成大甲溪的地質相對鬆軟破碎，使得崩塌比相對較高，而發生於上邊坡的崩塌較其他集水區多，位於陡坡的板岩地質提高了降雨入滲的機率，也使得有規模較大的崩塌出現；高屏溪的地質雖以板岩及頁岩為主，但其實其中夾雜多種岩性，地質組成較複雜，使得崩塌地涵蓋各種規模，但大規模崩塌的面積並未及大甲溪；石門水庫集水區的地質以砂岩及頁岩為主，頁岩易受沖蝕的特性使得此區以小規模崩塌為主，較無大規模的崩塌地，長延時高強度的降雨使得位於下邊坡的崩塌地比例相對較高。三個集水區也顯示出同樣之崩塌特性，例如山腰 (坡度介於 30° 至 60°) 崩塌案例都佔總崩塌個數之 88.5% 至 91.5%，且在近年強降雨誘發崩塌事件頻傳下，因河岸淘刷造成小規模崩塌比例都快速提升。

另外本研究也針對 2004 年敏督利颱風後發生多起崩塌事件之高屏溪中上游分析不同事件 (包含 2004 年敏督利颱風、2008 年薔蜜颱風及 2009 年莫拉克颱風) 之崩塌誘發影響，分析結果發現累積降雨約為其他兩次事件之 1.7 至 4.8 倍之 2009 年莫拉克颱風，帶來高強度長延時 (96 hr) 之降雨也誘發出其他兩次事件崩塌面積 5.3 倍之嚴重崩塌，且主要反映在山腰崩塌 (坡度介於 30° 至 60°) 現象，上下邊坡崩塌比都較前兩

次事件高出 4.5 至 4.8 倍，崩塌面積超過 1km² 的案例也從原本 1 個增加至 4 個。本研究以 2008 年薔蜜颱風及 2009 年莫拉克颱風後之 40 個崩塌地進行航拍圖比較，約有 80% 崩塌地產生擴大現象，且主要發生在凹谷地形集水區及高累積降雨量，導致集水區內原有數個小崩塌地擴張且合併成為大規模崩塌地；剩餘 20% 崩塌地則產生縮小現象，且主要發生在低累積降雨量且非凹岸之河岸邊坡。

參考文獻

- [1] 工業技術研究院 (2004)，「以 SPOT 影像進行崩塌地調查與變動分析」，行政院農業委員會水土保持局。(Industrial Technology Research Institute (2004). "The investigation and trend analysis of landslides by using SPOT images," Soil and Water Conservation Bureau, Council of Agriculture, Executive Yuan. (in Chinese))
- [2] 中央地質調查所 (2009)，「集水區地形及地質資料庫成果查詢系統」，經濟部中央地調所。(Central Geological Survey (2009). "The topographic and geological database," Central Geological Survey. (in Chinese))
- [3] 中央氣象局 (2012)，「地震→災害地震→個案地震報導→1999/09/21 921 集集地震」，中央氣象局網頁資料 (<http://scweb.cwb.gov.tw/special/special-index.htm>)。(Central Weather Bureau (2012). "Earthquakes→Seismicity→Chichi Earthquake." Central Weather Bureau (<http://scweb.cwb.gov.tw/special/special-index.htm>)) (in Chinese)
- [4] 中興工程顧問公司 (2008)，「易淹水地區上游集水區地質調查與資料庫建置第一階段實施計畫-集水區水文地質對坡地穩定性影響之調查評估」報告，經濟部中央地質調查所，台灣。(Sinotech Engineering Consultants (2008). The database of geological investigation in the upstream watershed in flood-prone area. Central Geological Survey, MOEA, Taiwan. (in Chinese))
- [5] 水利署 (1998)，「台灣水文年報」，經濟部水利署，台灣，378。(Water Resource Bureau (1998). Hydrological Year Book of Taiwan, Republic of China, 1997. Water Resource Agency, MOEA, Taiwan, 378. (in Chinese))
- [6] 吳俊傑 (1997)，「賀伯颱風－認識西北颱」，地球科學園地，1，2-7。(Wu, C.C. (1997). "Typhoon

- Herb-Acknowledge of Northwest Typhoon,” *Journal of Earth Science*, 1, 2-7. (in Chinese))
- [7] 陳樹群、翁愷翎、吳俊鉉 (2010), 「玉峰溪集水區崩塌特性與崩塌體積之探討」, 中華水土保持學報 41(3), 217-229. (Chen, S.C., Weng, K.L., and Wu, C.H. (2010). “The characteristics of landslides and landslide size in Yu-fong river watershed,” *Journal of Chinese Soil and Water Conservation* 41(3), 217-229. (in Chinese))
- [8] 陳樹群、陳少謙、吳俊鉉 (2012), 「南投縣神木集水區崩塌特性分析」, 中華水土保持學報 43(3), 215-227. (Chen, S.C., Chen, S.C., and Wu, C.H. (2012). “The characteristic of the landslides in Shenmu watershed in Nantou County,” *Journal of Chinese Soil and Water Conservation* 43(3), 215-227. (in Chinese)).
- [9] 何春蓀 (1986), 台灣地質概論-台灣地質圖說明書, 經濟部中央地質調查所。(Ho, C.S. (1986). “The introduction of the geology in Taiwan,” *Central Geological Survey*, MOEA. (in Chinese))
- [10] 楊錦釧、蔡東霖、張胤隆、姜世偉、蘇歆婷 (2008), 「石門水庫集水區崩塌與庫區淤積風險評估研究」, 石門水庫集水區保育治理專題座談會論文集, 國立台北科技大學水環境研究中心編印, 桃園, 台灣, 57-78. (Yang, J.C., Tsai, D.L., Chang, Y.L., Chiang, S.W., and Su, Y.T. (2008), “The risk of landslide and sediment deposition in the Shinmen reservoir watershed,” The Conference on the reservation and management of the Shinmen reservoir watershed, Water Environment Research Center, National Taipei University of Technology, Taoyuan, Taiwan, 57-78. (in Chinese)).
- [11] 許銘熙、施邦築、游繁結 (2004), 「敏督利颱風及七二水災勘災調查」, 行政院國家科學委員會專題研究計畫成果報告 (NSC93-2625-Z-002-038-) (Hsu, M.H., Shih, B.J., and Yu, F.C. (2004). “Hazard investigations on typhoon Mindulle and the following storm in 2004,” NAPHM 2004 Annual Report (NSC93-2625-Z-002-038-)(in Chinese))
- [12] 譚志豪、陳熾璇、冀樹勇、費立沅、李錦發、蘇泰維 (2008), 「結合廣域降雨促崩模式及 3S 技術之山崩災害預警系統初步建置」, 第六屆海峽兩岸山地災害與環境保育學術研討會, 1-10 頁, 台灣台中。(Tan, Z.H., Chen, Y.X., Ji, S.Y., Fei, L.Y., Li, J.F., and Su, T.W. (2008), “Preliminary establishment of warning system for regionalrain-fall-triggered landslides,” The 6th Conference on the Researches on Mountain Disasters and Environmental Protection across Taiwan Strait, 1-10, Taiwan, Taichung. (in Chinese)
- [13] 謝正倫、江志浩、陳禮仁 (1992), 「花東兩縣土石流現場調查與分析」, 中華水土保持學報 23(2), 109-122. (Shieh, C.L., Jiang, J.H., and Chen, L.J. (1992). “Field investigation of debris flow in Hualien and Taitung counties,” *Journal of Chinese Soil and Water Conservation*, 23(2), 109-122. (in Chinese))
- [14] Aboshi, H. (1972). The centralized torrential rain creates research the slope face avalanche. *Construction Technical Journal* 5(11), 45. (in Japanese)
- [15] Bak, P., Tang C., and Wiesenfeld, K. (1988). “Self-organized criticality,” *Physical Review A*, 38, 364-374.
- [16] Berti, M., Genevois, R., Simoni, A., and Tecca, P.R. (1999). “Field observations of a debris flow event in the Dolomites,” *Geomorphology*, 29, 265-274.
- [17] Chang, K., Chiang, S., and Hsu, M. (2007). “Modeling typhoon- and earthquake-induced landslides in a mountainous watershed using logistic regression.” *Geomorphology*, 89, 335-347.
- [18] Cheng, J.D., Huang, Y.C., Wu, H.L., Yeh, J.L., and Chang, C.H. (2005). “Hydrometeorological and landuse attributes of debris flows and debris floods during typhoonToraji, July 29-30, 2001 in central Taiwan,” *Journal of Hydrology* 306, 161-173.
- [19] Dai, F.C., and Lee, C.F. (2001). “Frequency-volume relation and prediction of rainfall-induced landslides.” *Engineering Geology* 59, 253-266.
- [20] Deb, S.K., and El-kadi, A.I. (2009). “Susceptibility assessment of shallow landslides on Oahu, Hawaii, under extreme-rainfall events,” *Geomorphology* 108, 219-233.
- [21] Fuyii, Y. (1969). “Frequency distribution of the magnitude of the landslide caused by heavy rainfall,” *Seismological of Japan Journal*, 22, 244-247.
- [22] Blodgett, T.A. (1998). “Erosion rates on the NE escarpment of the Eastern Cordillera, Bolivia, derived from aerial photographs and thematic mapper images.” PhD Thesis, Cornell University, Ithaca, NY.
- [23] Guzzetti, F., Ardizzone, F., Cardinali, M., Galli, M., Reichenbach, P., and Rossi, M. (2008). “Distribu

- tion of landslides in the Upper Tiber River basin, central Italy,” *Geomorphology* 96, 105-122.
- [24] Guzzetti, F., Malamud, B.D., Tucotte, D.L., and Reichbach, P. (2002). “Power-law correlations of landslide areas in central Italy.” *Earth and Planetary Science Letters* 195(3-4), 169-183.
- [25] Hovius, N., Stark, C.P., and Allen, P.A. (1997). “Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping.” *Geology* 25, 231-234.
- [26] Hovius, N., Stark, C.P., Chu, H.T., and Lin, J.C. (2000). “Supply and Removal of Sediment in a Landslide-Dominated Mountain Belt: Central Range, Taiwan.” *Journal of Geology* 108(1), 73-89.
- [27] Hsiao, T.C., Lee, B.J., Chou, T.Y., Lien, H.P., and Chang, Y.H. (2007). “Debris flow monitoring system and observed event in Taiwan: A case study at Aiyuzi river.” *Wuchan University Journal of Natural Science* 12(4), 610-618.
- [28] Hung, J.J., and Hung, P.Y. (2003). “Carbon and nutrient dynamics in a hypertrophic lagoon in southwestern Taiwan.” *Journal of Marine Systems*, 42, 97-114.
- [29] Kamei, N., and Nowa, Y. (1985). “Study of disastrous debris flow rainfall.” *Erosion Control Engineering* 108, 14-18. (in Japanese)
- [30] Korup, O. (2005). Distribution of landslides in southwest New Zealand. *Landslides* 2, 43-51.
- [31] Lin, C.W., Shieh, C.L., Yuan, B.D., Shieh, Y.C., Liu, S.H., and Lee, S.Y. (2004). “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.
- [32] Liu, J.J., Li, Y., Su, P.C., Cheng, Z.L., and Cui, P. (2009). “Temporal variation of intermittent surges of debris flow.” *Journal of Hydrology* 365, 322-328.
- [33] Liu, J.T., Liu, K.J., Huang, J.C., (2002). “The effect of a submarine canyon on the river sediment dispersal and inner shelf sediment movements in southern Taiwan.” *Marine Geology*, 181, 357-386.
- [34] Malamud, B.D., and Turcotte, D.L. (1999). “Self-organized criticality applied to natural hazards.” *Natural Hazard* 20, 93-116.
- [35] Marchi, L., Arattano, M., and Deganutti, A.M. (2002). “Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps).” *Geomorphology* 46, 1-17.
- [36] Meunier, P., Hovius, N., and Haines, J.A. (2008). “Topographic site effects and the location of earthquake induced landslides,” *Earth and Planetary Science Letters*, 275, 221-232.
- [37] Milliman, J.D., and Syyitski, J.P.M. (1992). “Geomorphologic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers.” *Journal of Geology*, 100, 525-544.
- [38] Pelletier, J.D., Malamud, B.D., Blodgett, T., and Turcotte, D.L. (1997). “Scale-invariance of soil moisture variability and its implications for the frequency-size distribution of landslides,” *Engineering Geology*, 48, 255-268.
- [39] Spalletta, C., Vai, G.B., and Venturini, C. (1979). “Il Flysch ercinico nellageologia dei monti Paularo e Dimon (Alpi Carniche).” *Memorie della Societa` Geologica Italiana* 20, 243-265.
- [40] Tsou, C.Y., Feng, Z.Y., and Chigira, M. (2011). “Catastrophic landslide induced by Typhoon Morakot, Shiaolin, Taiwan.” *Geomorphology* 127, 166-178.
- [41] Turcotte, D.L., and Malamud, B.D. (2004). “Landslides, forest fires, and earthquakes: examples of self-organized critical behavior,” *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 340, 580-589.
- [42] Van Den Eeckaut, M., Poesen, J., Govers, G., Verstraeten, G., and Demoulin, A. (2007). “Characteristics of the size distribution of recent and historical landslides in a populated hilly region.” *Earth and Planetary Science Letters* 256, 588-603.
- [43] VanDine, D.F. (1985). Debris flows and debris torrents in the Southern Canadian Cordillera. *Can. Geotech. J.* 22, 44-68.
- [44] Weissel, J.K., Stark, C.P., and Hovius, N. (2001). “Landslides triggered by the 1999 Mw7.6 Chichi earthquake in Taiwan and their relationship to topography,” *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 2, 759-761.
- [45] Weissel, J.K., Stark, C.P., and Hovius, N. (2001). Landslides triggered by the 1999 Mw7.6 Chichi earthquake in Taiwan and their relationship to topography. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)* 2, 759-761.
- [46] Wu, C.H., Chen, S.C., and Chou, H.T. (2011). “Geomorphologic characteristics of catastrophic landslides during typhoon Morakot in the Kaoping Watershed, Taiwan,” *Engineering Geology*, 123, 13-21.

2012年09月19日 收稿

2012年10月25日 修正

2012年11月27日 接受

(本文開放討論至 2013 年 9 月 30 日)