

礫石層邊坡形成土石流之微地形探討

游繁結⁽¹⁾ 吳仁明⁽²⁾ 翁緯明⁽³⁾

摘要

土石流為一具有強大破壞力之土砂運動型態，從發生至停止之過程中，頗受地形條件、水流狀況與土體組成等因子之影響，而呈現不同之機制。從現地調查發現土石流溪谷均或多或少在溪谷邊坡有崩場地出現，此等崩場地所產生之土石雖為土石流之主要材料來源，但該崩塌作用造成土石崩滑所產生之動力及其材料之流體化，亦可能為土石流發生之原因之一，亦即所謂之崩塌型土石流。本研究擬藉航照判釋、理論分析、現地調查與 GIS 處理等方法，以苗栗縣火炎山礫石層為案例，進行崩塌形成土石流過程之微地形分析，以掌握土石流發生、流動、堆積過程之特性。研究結果顯示臨界坡度、流深、降雨量及強度之估算，可應用作為土石流微地形變化與危險度評估建立之參考。

(**關鍵字**：礫石層、土石流、微地形、崩塌)

Study on Micro-Geomorphological Features of Debris Flow on Hillslope of Conglomerate Formation

Fan-Chieh Yu⁽¹⁾, Jen-Ming Wu⁽²⁾, Wei-Ming Wong⁽³⁾

Professor⁽¹⁾ and Graduate Students⁽²⁾⁽³⁾ respectively, Department of Soil and Water Conservation, National Chung-Hsing University, Taichung, 402 Taiwan, R.O.C.

ABSTRACT

A large debris flow is essentially a massive soil movement that can inflict great environmental damages. The mechanism of a debris flow is influenced by geographical topography, flow conditions and debris composition. Mass of a landslide fluidized with surface runoff is an key factor of triggering debris flow. Hence, landslide deposits is commonly found along the banks of river or creek in mountain area. This study investigated the topographic processes and micro-geomorphological features of debris flow through aero-photos, theoretical analyses, field investigations and GIS data. The Hoyan mountain area of Miao-Li County was selected for this study. The characterization of occurrence, flows, depositions of debris flows were examined. The study showed that the critical sloping, depth of flowing and intensity of rainfall could be used not only to identify the changes of micro-geomorphological features, but also to evaluate the potential hazardous areas of debris flow.

(**keywords**: conglomerate formation , debris flow, micro- geomorphological features, landslide)

(1) 國立中興大學水土保持系教授

(2) 國立中興大學水土保持研究所博士班研究生

(3) 國立中興大學水土保持研究所碩士班研究生

一、前言

土石流為一具有強大破壞力之土砂運動型態，從發生至停止之過程中，頗受地形條件、水流狀況與土體組成等因子之影響，而呈現不同之流動形態與規模。從現地調查發現土石流溪谷均或多或少在溪谷邊坡有崩場地出現，此等崩場地所產生之土石雖為土石流之主要材料來源，但該崩場作用造成土石崩滑所產生之動力及其材料之流體化，亦可能為土石流發生之原因之一。由於崩滑土體能否轉變成土石流型態流出，及其如何形成土石流化之機制，至目前僅從一般之現象加以延伸說明，而實際發生流動機制之瞭解相當有限。而由現地調查所掌握之環境特性顯示，礫石層集水區內存在著崩場帶動土石流生成有密不可分之關係，因此本研究擬以礫石層分布為主之集水區為對象探討該等土體轉變成土石流運動之機制，以進一步對土石流之發生及運動過程等有更深一層之認識。

本研究擬藉航照判釋、理論分析、現地調查與試驗分析等方法，以苗栗縣火炎山為研究案例，進行崩場轉換為土石流過程之分析，若能更明確瞭解發生條件，根據其特性施以適當的防治工法或對其發生機制加以抑制，將可使其災害程度降至最低。

關於土石流發生的環境，遠藤(1958)歸納如下：

1. 豪雨之際，溪谷兩側斜面發生崩場，此崩落至溪床且正在運動之土砂礫與大量地表水混合，形成流體化而沿溪谷流下。
2. 溪谷兩側崩落土砂一時形成天然壩體，當天然壩含水量增加，導致發生滲流或上游貯水越過壩頂，而使土體崩壞形成土石流。
3. 大量地表逕流對溪谷兩岸或溪床上土砂礫作用，使水與土砂礫混合一體而流下。

故可知土石流係土體破壞後所產生之流體化現象，而導致此破壞行為之原因，不外係堆積土體沿斜面之推移力大於抵抗力，亦即土體內之土砂礫等粒子間因水之充填，導致土砂發生移動之現象。

另分析誘發土石流的因子亦為研究對象，大抵上可分為兩類，一類是地文，另一類是水文因子；地文因子係以土石流的地貌條件、地質組成、促發因素、力學特徵、等不同指標區分；水文因子則根據降雨量與降雨強度來區分。周必凡(1992)指出土石流形貌有以下 15 種指標，分別為 1. 土砂補給長度，2. 崩場，3. 構造斷層，4. 縱斷面平整性，5. 植生覆蓋，6. 堆積扇發育完整性，7. 擠壓本流河川程度，8. 坡度，9. 岩石堅硬度，10. 溝床沖淤變化情形 11. 集水區面積 12. 相對高差 13. 堵塞情況 14. 河谷型態 15. 溝床土石穩定性等，由以上地貌指數，可作為土石流活動性之參考；周憲德(2001)將地形、地質、集水區、植生狀況、崩場、地震等地文因素，及雨型、前期降雨量、有效累積雨量、降雨強度、降雨延時、地下伏流與孔隙水壓等水文因素作討論，並歸納各因子之臨界值。

有關礫石層土石流發生環境的研究，王鑫(1987)針對火炎山形成條件；林俊全(1987)依地表沖蝕狀況、坡度、岩性等參數；張柏宇(2002)依谷系與河谷之形貌分析、邊坡作用現象觀察、環境因子與切割程度探討侵蝕的型態與速度；謝正倫(1997)研究中南部地區五縣市 921 地震後土石流潛勢溪流之地文分析；呂岡侃(2000)利用地形參數分析九九峰礫石層土石流發生區之地形特徵，鄭凱文(2004)利用地形參數分析火炎山礫石層崩場地分類，及土石流坑溝之地形特徵。

二、研究方法

本研究乃先蒐集火炎山地區地形、地質，植生、水文及災害歷史等資料。並利用航照圖分析崩塌與土石流之範圍，再於現場調查時分析崩場地地形與可能影響範圍，形成崩積土後如何轉換為土石流，及土石流的形貌特徵等。

2.1 地形調查

本研究之地形調查包括現地調查與圖檔資料分析，現地調查係將土砂運動形態分為坡面崩塌與土石流兩種形式，分別量測崩塌長度、高度、寬度、面積、坡度集坡面型態。而圖檔分析則利用五千分之一相片基本圖掃描成電腦圖檔，再藉由 Mapinfo 軟體比對航照圖後所繪出的各溝谷集水區等面狀資料轉繪至電腦地圖上，以計算集水區面積、平均坡度和流動區長度、平均高程等參數。

1. 坡面崩塌與土石流動調查

本區邊坡土體運動方式，除表土沖蝕外，應可分為崩塌與坡面流動兩種型態，這兩種型態之判識基準如表 1 所示。

(1) 崩塌

係指邊坡斜面上土體崩落之現象，其崩落之行爲包括落石、塌陷、崩滑等運動型態，而運動之特徵為土、石、岩塊等土體間非呈連續體之運動，亦即運動土體內部之土、石、岩塊等粒子之間有不連續之空間存在，此等不連續之空間亦未充斥水或泥漿等流體，故其運動至緩坡處停積之範圍較小。

(2) 土石流

主要發生於暴雨時或過後，斜坡上的鬆散物質因重力作用而迅速運動之行爲。由於此等現象係崩塌土體在向下移動時同時呈現土石流動之行爲，在相片基本圖上可能不具明顯之溝谷，作為流動之渠

道，但在實地上仍可顯現在崩塌邊坡上有淺溝狀之蝕溝出現，此等蝕溝凹槽除可匯集逕流之外，更可形成流動之流路。此外，發生區與流動區並無明顯之界面，但可由崩落物質受水流帶動並堆積而成沖積扇地形作為判識依據，且與崩塌之堆積形態相比較，其坡度較為平緩且堆積扇的主軸長度較長，與一般崩塌所形成的崖錐狀堆積有所不同。

表 1. 崩塌與流動之判識基準

Table 1. Comparison between landslide and debris flow.

類型 特性	崩塌	土石流
發生位置	邊坡斜面	崩塌斜面或沖蝕溝
堆積型式	崖錐	舌狀或扇狀堆積
停積範圍	小於 2 倍崩塌高	大於 2 倍崩塌高
堆積形狀	縱軸不一定大於橫軸	縱軸大於橫軸
植株	傾倒之林木尚附著枝葉	林木樹幹表皮充分磨損，幾乎無枝葉附著
堆積區粒徑分布	堆積表面之土石無明顯之篩分現象	堆積表面之前緣有較粗大之石、礫材料，有明顯之篩分現象

2. 相片基本圖數化分析

土石流常發生於河道或狹長的山谷中，堆積於谷內的崩塌物在暴雨時沿溪床向下移動，衝出山谷形成大規模的土石流，往往於山谷谷口形成大型的扇狀堆積。由於此類型之土石流的集水區範圍龐大，因此衝出谷口

的堆積物體積、面積和坡度變化等，可利用五分之一相片基本圖進行數化處理，並量測集水面積、崩塌面積、堆積區面積、形狀係數、平均坡度等特性，以作為現場實地查核，及調查土石流的長、寬、厚度與坡度等地形參數。

數化後的相片基本圖可依以下方法讀取參數：

- (1) 集水區面積：以相片基本圖上之等高線地形，利用 Mapinfo 軟體圈繪各土石流發生溪流之集水區範圍，並讀取集水區面積。
- (2) 平均坡度：至現地利用 GPS 定位註記土砂料源區、輸送區與堆積區位置，並利用相片基本圖上之等高線地形讀取各區主河道之高差與水平距離，以計算平均坡度。
- (3) 崩塌面積：將相片基本圖上崩塌裸露地圈繪範圍，並利用 Mapinfo 軟體讀取面積。
- (4) 堆積區面積：由航空照片將土石堆積區轉繪於五分之一相片基本圖上，再利用 Mapinfo 軟體圈繪土石堆積區範圍，以讀取堆積區面積資料。

2.2 水文分析

將以往土石流發生之案例，蒐集調查區之降雨資料、邊坡穩定與水理計算等參數，以作為推估土石流臨界坡度與啟動水深之參考。

1. 土石流臨界坡度推估

游繁結(1987)推導之土石流發生之臨界坡度，推導逕流水深與土石流發生深度，以期掌握土石流發生時之水文條件。

$$T = \gamma_{\text{sat}} H \sin \theta + (1-n) \gamma_w h \sin \theta$$

$$R = (\gamma_{\text{sat}} H - n \gamma_w h) \cos \theta \tan \Phi$$

式中 T：推移力

R：抵抗力

γ_{sat} ：飽和土砂之單位體積重

γ_w ：水之單位體積重

H：土砂堆積高

h：水位(由堆積底部量起)

θ ：溪床坡度($^{\circ}$)

Φ ：土砂之摩擦角

n：孔隙率

欲使堆積土砂發生流動，則推移力必需大於抵抗力，在臨界條件時 $F_s = R/T = 1$ ：

$$\tan \Phi / \tan \theta = 1 + \gamma_w / (\gamma_{\text{sat}} H/h - n \gamma_w) \quad (1)$$

2. 土石流流量推估

土石流泥沙運移量的推估，根據水土保持技術規範第七十三條，首先估算流動中之土石流體積濃度：

$$C_D = \rho \tan \theta / [(\sigma - \rho) * (\tan \Phi - \tan \theta)] \quad (2)$$

其中 ρ , σ 分別為水與土石之密度， θ 與 Φ 則分別為溪床平均坡度與土石之內摩擦角。

根據水土保持技術規範第二十五條，以合理化公式推估推估清水流流量 Q_w ，再由第七十三條，清水流量與土石流體積濃度 C_D ，可推求土石流之流量 Q_D 其關係如下：

$$Q_D = \frac{C^*}{C^* - C_D} Q_w \quad (3)$$

式中，溪床上土石堆積物之體積濃度 $C^* = I - Pr$ ， Pr 為溪床上土石堆積之孔隙率。

至於土石流流深 h_D 為

$$h_D = (n_w Q_D / B)^{3/5} S^{-3/10}$$

式中 n_w ：曼寧係數

B：溪床寬度(m)

S：溪床坡度($\tan(\theta)$)

三、研究結果

3.1 自然環境

火炎山隸屬苗栗縣三義鄉及苑里鎮之行政區內，為林務局新竹林區管理處大安溪事業區第3林班，面積為 253.28ha，在地質上屬第四紀的臺地堆積。本區岩層主要由厚層礫石組成，間夾薄層砂岩，地質脆弱，由於風化、侵蝕作用不斷，地形切割得支離破碎，形成尖銳山峰與峽谷的組合，且深谷裡滿佈卵石堆積的景象。

火炎山地勢北高南低、東高西低。調查區高程介於 100m~600m 間，平均高程為 332m，其高程分佈如圖 2 所示，且坡度陡峭，除沖積扇以外，均在五級坡以上為多，如圖 3 所示。由文獻得知火炎山屬於第四紀的頭料山層、紅土台地堆積層、台地堆積層以及現代沖積層。圖 4 即為其地質分布。

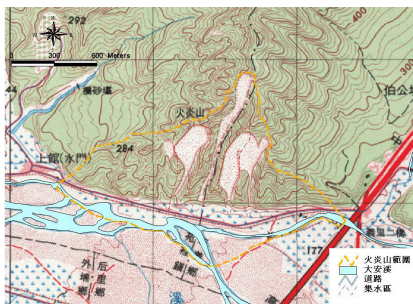


圖 1. 火炎山位置圖

Figure 1. Location of the Hoyan mountain area.

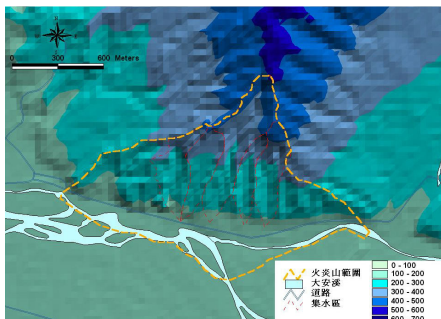


圖 2. 火炎山地形圖

Figure 2. Topography of Hoyan mountain area.

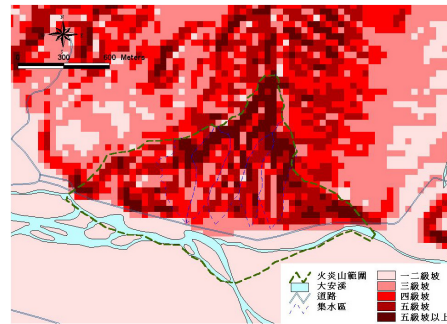


圖 3. 火炎山坡度圖

Figure 3. Slope map of Hoyan mountain area.

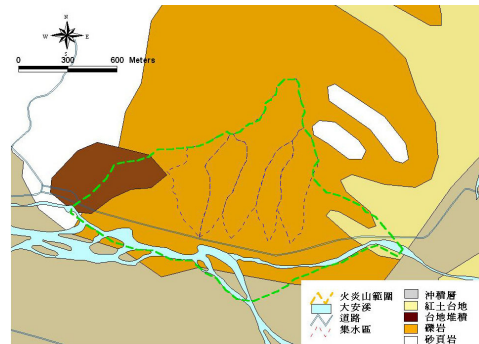


圖 4. 火炎山地質圖

Figure 4. Geological map of Hoyan mountain area.

3.2 土石流地形描述

火炎山位於苗栗丘陵南部，大安溪下游之北面，中山高速公路之西側，地形上係為受大安溪蝕切之高位段丘，而岩性組成則有第四紀的頭料山層、紅土台地堆積層、台地堆積層以及現代沖積層等四類不同岩性，其材料之膠結不同，力學性質亦應有所差異。該區雖為一以河流侵蝕作用所形成之河岸段丘，向源侵蝕的作用使得坡面逐漸後退，大安溪下游之瓣狀河道的切蝕作用已非影響該區地形變化之主要原因，而以雨水沖蝕之外營力作用拌合因地震等內營力所造成之邊坡崩移為主要地形作用。根據現場踏勘及航照像片之比對，火炎山全區可分為 5 條沖蝕溝(如圖 5)，呈南北向並行排列，其中尤以東側

起第Ⅲ坑所流出之土砂量最大，其堆積區亦具巨礫集中於前端部、自然堤等土石流流動經過之特徵。該區溪谷上游長期形成礫石層後退崩塌現象，造成崩落的礫石停積於邊坡趾部，或堆積於溪谷中，為豪雨來臨時水與土石混合產生土石流之材料來源。

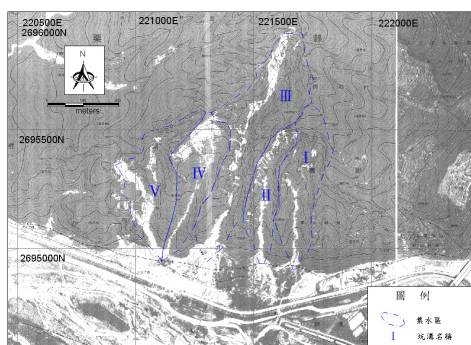


圖 5. 火炎山地區地貌

Figure 5. Landform of Hoyan mountain area.

由於第Ⅲ坑之溪谷溯源侵蝕特別發達，地形特徵最明顯，且土砂侵蝕之規模亦最大，而其他各坑谷之特徵亦類似第Ⅲ坑，故本研究乃以第Ⅲ坑為主要探討之對象，該坑溝之集水面積狹長，源頭為一坡面近乎垂直之邊坡，仍在繼續蝕切之中，蝕溝化育為坡度約 27° 之 V 型谷，兩岸陡峭，溝壁有深約 3m 之切割痕跡，顯示溝頭向源侵蝕後崖錐之崩積土在搬運過程中受劇烈的切割作用，故其土石流發生型態可能係因坡面崩落之材料受流水推移力作用所形成。

3.3 邊坡破壞

本區邊坡破壞型式根據現場調查可概分為三種型式，即 (I) 崩塌，(II) 流動與 (III) 切蝕，其破壞之示意圖詳見圖 6 所示，其中切蝕現象存在最上游之料源區內，且形成因素不易釐清，故不列入本次探討對象。

經野外調查火炎山 5 條溪谷邊坡破壞樣點共 48 處，屬於崩塌有 36 處，判定為土石流有 12 處。

一般邊坡型態可根據 Parsons (1988) 之分類分為九種基本坡形如圖 7 所示。將各調查之邊坡破壞地區依 Parsons 之分類歸納如表 2 所示。由表 2 顯示本區邊坡破壞坡型為內聚凸坡與平行凸坡。其中崩塌以平行凸坡為主，土石流均發生在內聚凸坡，一般凸坡有較多的土砂料源供應，並易形成坡陡環境造成崩塌，內聚凸坡有利於逕流集中產生侵蝕，並維持流動坡度條件，使崩塌土體得以短距離形成土石流。由現場資料統計，內聚凸坡坡型，崩塌長寬比在 1~2，且坡度在 30° 以下時，發生坡面土石流的機會極高。

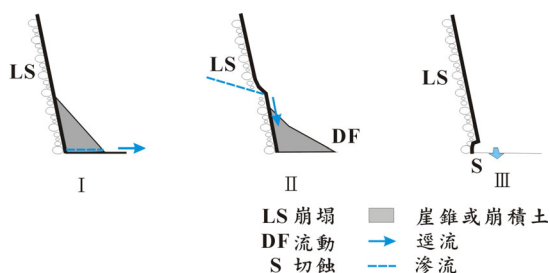


圖 6. 邊坡破壞型式

Figure 6. Types of slope failure.

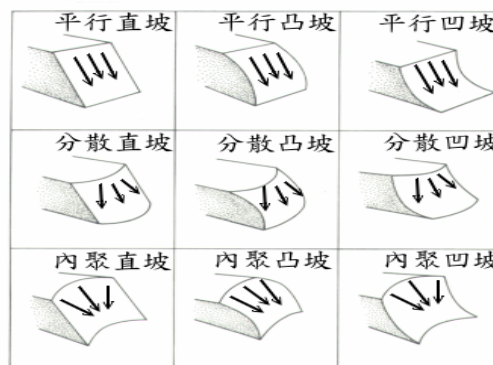


圖 7. 九種基本坡形 (Parsons, 1988)

Figure 7. Patterns of slope faces by Parsons.

3.4 土石流形貌

火炎山全區依侵蝕溪谷分布共可分為 5 個子集水區，本研究於此藉溪谷谷口所堆積之扇狀地來研判溪谷是否有土石流的發生(照

片 1)。針對研判為發生土石流之 5 個主要溪谷進行土石流之調查，並利用調查結果分析出下列之地形參數，包括主河道長、集水區面積、形狀係數、崩塌面積、沖積扇面積、平均坡度等特徵值列於表 3。

由表 3 顯示火炎山五條坑溝的地形特徵如下：

1. 主河道長分佈於 450m~992m。
2. 集水區形狀係數分佈於 0.18~0.48 之間。
3. 溪谷平均坡度均在 15°以上。
4. 坑溝均屬一次谷，集水面積介於 6.04~18.11ha。

各集水區內之崩塌面積介於 3.3~7.8ha，佔總面積的 28%以上，顯示崩塌面積及土石量大，日後仍易形成土石流。48 處邊坡破壞坡度介於 25~65°，崩塌區平均坡度為 42°，此類崩場地陡峻的坡度不利於物質的堆積，土

石流動的發生需要有足夠的土體堆積，故不容易發展成為土石流。至於崩塌堆積區的長度與高度比值為 2.15，換算坡度約為 31°，為一般安息角的範圍，符合自然定律。至於流動區的坡度則明顯降為 15°，遠小於土砂安息角的範圍，顯示是逕流沖蝕造成邊坡的不穩定。

3.5 水文分析

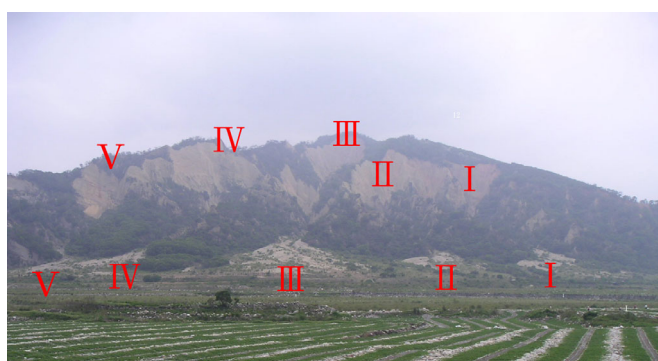
假設集水面積採用土石流發生點以上之集水面積，逕流係數採 0.95，降雨強度採 50 年頻率無因次公式計算。假定 P_r ， ρ ， σ 分別為 0.4、1t/m³、1.9t/m³，流動中土石之內摩擦角， $\phi=25^\circ$ ，代入式(2)、(3)，所求得 Q_w ， C_D ， Q_D 與 h_D 分別如表 4 所示：

此外，為瞭解降雨對本區產生土石流之影響，蒐集以往本區發生災害之降雨或致災時間、原因，災害規模與受災範圍列於表 3。

表 2. 火炎山崩塌與土石流地形特徵

Table 2. Topographic characteristics of landslide and debris flow.

	內聚凸坡 (處)	平行凸坡 (處)	崩塌區 長寬比	平均坡度(°)		堆積長/高
				崩塌區	堆積區	
崩塌	10	26	0.5~2.5	41.86	31.06	2.15
流動	12	0	1~2	29.58	14.58	4.2
合計	22	26	2.15	38.79	26.94	2.66



照片 1. 火炎山土石流扇狀地

Picture 1. The deposited fans of Hoyan mountain area.

表 3. 各坑溝之地形特徵

Table 3. Topographic characteristics of the creeks.

溪溝 地形參數	I	II	III	IV	V
集水面積(ha)	9.48	6.04	18.11	8.38	9.74
主河道長(m)	496.9	520.2	991.7	563.6	450.5
料源區平均坡度(°)	36.3	51.3	35.5	43.5	30.5
溪床平均坡度(°)	15.4	12.5	12.0	16.1	13.6
形狀係數	0.38	0.22	0.18	0.26	0.48
堆積區平均坡度(°)	9.5	9.0	7.4	7.1	7.8
崩塌面積(ha)	3.65	3.31	7.79	3.88	2.77
崩塌率	38.54	54.82	42.99	46.26	28.47
堆積面積(ha)	2.01	1.81	3.31	0.81	0.38
堆積/崩塌面積比	0.55	0.55	0.43	0.21	0.14

表 4. 坑溝Ⅲ之水力計算結果

Table 4. Result of hydraulic calculation for Creek III.

編號	III
集水面積(ha)	18.11
集流時間(min)	9.56
降雨強度(mm/hr)	143.47
Q_w (cms)	6.86
θ (°)	12
C_D	0.54
Q_D (cms)	69.29
h_D (m)	1.12

3.6 土石流運動形態與規模

本區坑溝Ⅲ料源區 U 型斷面，兩側坡度在 60° 以上，坑溝寬度約 20m，平均縱坡

19°，河床質礫石大部分粒徑 15~20mm；輸送區呈 V 型斷面，兩側溝面坡度約 40~50° 溝面上方崩崖坡度在 50° 以上，坑溝寬度 30~50m，坑溝平均縱坡 15.4°，河床質礫石粒徑大多為 20~25mm；堆積區坑溝寬度 50m~200m，縱坡自 12° 以下，大部分粒徑為 25~30mm，礫石堆普遍存在於溢流口下方，高度超過 3.5m，寬度約 4m，長度約 30m，最大粒徑達 1m。m；輸送區呈 V 型斷面，兩側溝面坡度約 40~50° 溝面上方崩崖坡度在 50° 以上，坑溝寬度 30~50m，坑溝平均縱坡 15.4°，河床質礫石粒徑大多為 20~25mm；堆積區坑溝寬度 50m~200m，縱坡自 12° 以下，大部分粒徑為 25~30mm，礫石堆普遍存在於溢流口下方，高度超過 3.5m，寬度約 4m，長度約 30m，最大粒徑達 1m。

表 5. 火炎山以往發生土石流災害統計

Table 5. Statistics of disaster events of debris flow over the years at Hoyan mountain area.

災害發生日期	最大時雨量 (mm/hr)	降雨量 (mm)	災害原因	災情
81.8.15	30.78 (30min)	208		僅少部分沖刷
82.6.2	93 (30min)	649	豪雨	(Ⅲ)溪溝發生土石流，現場觀測儀器遭沖毀
89.4.28~29		117.5	豪雨	中苗六線道路掩埋了六、七十公尺，苗栗縣南端的橫貫公路因而中斷
89.7.23-24	54	177.5	碧利斯颱風	中苗六線火炎山段（三義往苑裡方向）因土石流交通中斷(Ⅲ)
89.8.29-30		139.5	巴比倫颱風	中苗六線火炎山段土石流覆蓋道路，交通完全中斷(Ⅲ)。
90.7.30	67	388	桃芝颱風	中午風強雨大時，土石挾帶泥流滾滾而下，將山下路面完全淹沒，交通完全受阻(Ⅲ)。
90.9.16~18	43	717.5	納莉颱風	土石挾帶泥流滾滾而下，將山下路面完全淹沒，交通完全受阻(Ⅲ)。
93.7.2~3	37	198	敏督利颱風	中苗六線遭土石淹沒 2m 高(Ⅲ)，(Ⅰ)~(Ⅲ)溪溝發生土石流，土砂進入營造公司工地
93.8.11~12	13	31.5	蘭寧颱風	中苗六線遭土石淹沒 4m 高(Ⅲ)
93.8.25~26	26.5	230	艾莉颱風	中苗六線遭土石淹沒 12m 高(Ⅲ)，(1)~(V)溪溝再度發生土石流，營造公司工地房屋掩埋

四、討論

4.1 土石流發生之臨界坡度

由現地採樣之土砂經室內分析結果知，溪谷堆積土砂之性質為 $\phi = 33^\circ$ ， $\gamma_{sat} = 1.97g/cm^3$ ， $n = 0.4$ ，則其 θ (溪床坡度) 與 H/h (土石流深度與逕流深度比值) 之關係如圖 8 所示。

由圖 8 可知，坡度(圖形之水平漸近線)在 $H/h > 5$ 時很趨近於試區土砂之內摩擦角，邊坡安定條件此時以內摩擦角來控制;當水深增加時， H/h 變小，此時影響邊坡穩定的條件隨水深增加，臨界坡度變小，最後在 6° 以上邊坡就可能變得不安定而引發土石流，

因此採(1)式所提之土石流發生理論來分析火炎山土石流發生之臨界坡度應屬合理，且坡面穩定與逕流水深有著密切的關係。

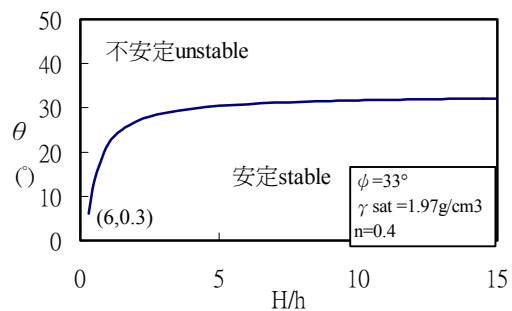


圖 8. 土石流發生之臨界條件

Figure 8. Critical condition of occurrence of debris flow.

4.2 土石流發生之臨界流深與時雨量

利用土石流流量反算流動深度，坑溝Ⅲ輸送區平均溪床坡降為 0.21(12°)，溪床平均寬度 5m，依據水土保持技術規範第二十五條，推估逕流水深，因此得到土石流發生時之最小逕流水深為 0.16m，代入(1)式中，推估土石流發生流動之深度為 0.28m，以該區的逕流水深換算降雨強度，則為 35mm/hr，因此逕流水深為 0.16m 與最大時雨量 35mm/hr，似可作為本區發生土石流與否之參考指標。

4.3 土石流發生之降雨類型

林俊全教授(1994)調查本區土壤深度大多在 15cm 深以上，崩塌發生形式為淺層滑落，降雨後土壤含水量維持約七、八天後，才漸漸又回復到乾燥狀態，因此本區土石流災害最主要的原因除豪雨所帶來超過最大時雨量 35mm/hr 的逕流，或於先前降雨使土壤含水量增加之連續降雨現象。

就最近兩次蘭寧與艾利颱風均發生土石流來看，土石流發生時最大時雨量分別為

13.5 與 26.5，皆小於 35mm/hr，又於表 4 所列 93 年 8 月 11 日的蘭寧颱風，在最大時雨量 13.0mm，累積降雨量 31.5mm 時便發生土石流，而 8 月 19 日的豪雨，最大時雨量 11.0mm，累積降雨量 21.5mm 時並無發生土石流，這兩種狀況顯示 8 月 11 日的降雨，前面 4 小時連續降下 37.0mm 的雨量，土壤因飽和而驅使邊坡破壞，而 8 月 19 日的豪雨，在前 7 日均無降雨的情形下，未促成土石流。顯然本區因連續降雨現象造成土石流發生的可能性甚高，宜考慮累積雨量之預警因子。

五、結論

1. 本區坡面崩塌與土石流均發生於內聚凸坡，顯示此種地形有利於上方地表逕流的集中，造成地表侵蝕。同時凸坡有利於崩塌土體在較陡之坡度下，沿坡面滑動形成較佳之流動環境，而得以使崩塌土體形成短距離之土石流現象出現。除此之外，坡度亦決定發生崩塌或流動區位大小之關鍵。

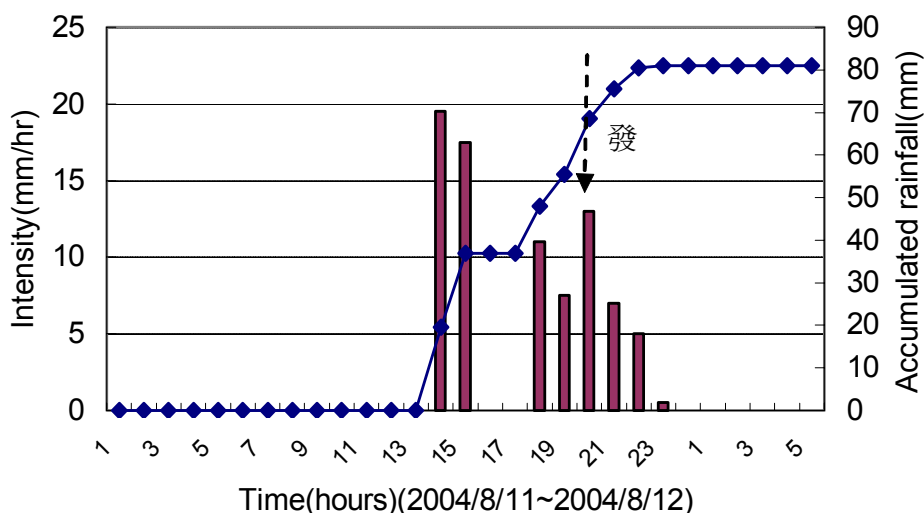


圖 9. 蘭寧颱風時雨量之時間分布情形

Figure 9. Distribution of hourly rainfall during Typhoon Rananim.

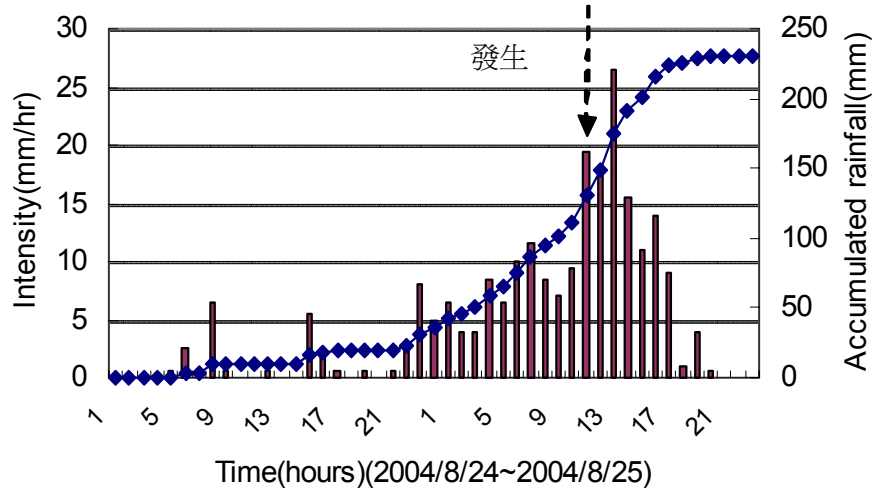


圖 10. 艾莉颱風時雨量之時間分布情形
Figure 10. Distribution of hourly rainfall during Typhoon Aere.

2. 在 H/h (土石流深度與逕流深度比值) >5 時，邊坡坡度很趨近於試區土砂之內摩擦角，邊坡安定條件此時以內摩擦角來控制；當水深增加時， H/h 變小，此時影響邊坡穩定的條件隨水深增加，臨界坡度變小，最後在 10° 以上邊坡就可能變得不安定而引發土石流。
3. 依本區土砂之特性，在坡度達 37° 臨界值，且逕流水深達 0.16m ，或最大時雨量達 35mm/hr ，當持續降雨時，極有可能因邊坡崩塌而造成土石流。

參考文獻

1. 遠藤隆一(1958)，「砂防工學」，共立出版社，p.61。
2. 周必凡(1992)，「泥石流防治指南」，科學出版社，p42~44。
3. 周憲德(2002)，「土石流潛勢判定模式之研究(三)」，行政院國科會專題研究計畫成果報告，p23~40。
4. 張柏宇(2002)，「頭嵙山礫岩侵蝕形貌之研究—以臺灣中部三處個案為例」，台灣大學地理系博士論文。
5. 林俊全(1994)，「礫岩邊坡沖蝕觀測之研究—以台灣中西部火炎山地區為例」，台大地理學報(17)，p47-64。
6. 呂岡侃(2002)，「南投縣九九峰土石流發生區之地形特徵」，國立台灣大學地理環境資源所碩士論文。
7. 鄭凱文(2004)，「火炎山土石流地形特徵之研究」，國立中興大學水土保持研究所碩士論文。
8. 高銘健、林啓文(1994)，「五萬分之一大甲圖幅」，中央地質調查所。
9. 高橋保(1977)，土石流發生流動之相關研究，京大防災研究年報，20 號 B-2，p405~435。
10. 游繁結(1987)，「土石流之基礎研究(I) 土石流發生機制之研究」，中華水土保持學報，18(2):p28~40。
11. Parsons A.J.(1988) Hillslope Form, London and New York, Routledge。

水土保持學報 37(4) : 329 - 340 (2005)

Journal of Soil and Water Conservation, 37(4) : 329 - 340 (2005)

94 年 09 月 22 日 收稿

94 年 10 月 24 日 修改

94 年 11 月 02 日 接受