

礫石型溪溝崩塌及土石流監測與流動特徵分析

周憲德¹ 李璟芳² 黃郅軒³ 張友龍¹

¹ 國立中央大學土木工程學系

² 中興工程顧問社防災科技研究中心

³ 農業工程研究中心

E-mail: cflee@sinotech.org.tw

國科會計畫編號: NSC 100-2625-M-008-008

摘要

本研究以苗栗三義火炎山自然保留區一號坑流域為研究對象，並以 2012/06/21 及 2012/08/02 兩次礫石型土石流事件進行探討。本文由歷年事件的降雨強度、延時與有效累積雨量進行研析，求得該區域土石流發生之降雨臨界線與降雨延時關係。結果顯示火炎山礫石溝發生土石流之有效降雨量門檻值為 57.5 mm，之後若超過 3 mm/hr 之降雨強度即可能觸發土石流。現地勘查與光達地形掃描比對，則說明火炎山土石流發生機制主要由上游崩崖料源區之崖錐堆積及溪床上土石堆潰壩溢流所主導。而 HHT 頻譜分析顯示礫石型土石流地聲之特徵頻率介於 10-50 Hz，惟土石流規模與距測站距離將影響能量強度於時間上之變化。

關鍵詞：火炎山、礫石層、土石流、降雨臨界線、潰壩。

Abstract

In this study, both stony debris flow events on 2012/06/21 and 2012/08/02 triggered at gully 1 of Houyenshan in central Taiwan are investigated. To understand the relationship between critical rainfall line and duration for the occurrence of debris flows, the corresponding rainfall data such as rainfall intensity, duration, and effective accumulative rainfall from 2006 to 2012 have been analyzed. For an abundant deposition condition, the debris flow tends to occur once the total rainfall exceeds 57.5 mm and the rainfall intensity is higher than 3 mm/hr. Field survey and terrestrial LiDAR measurement indicate the talus deposition at upstream landslide zonation and landslide dam outburst on the gully bed are dominant factors to induce debris flow. Finally, HHT spectrum analysis of geophone signals for stony debris flows demonstrates a characteristic frequency with the range of 10-50 Hz. The acoustic intensity distribution on time series will be determined by both magnitude of debris flow and relative distance.

Keywords: Houyenshan, gravelly gullies, debris flows, critical rainfall line, dam break.

1. 緒論

近年來在極端氣候變遷的影響下，超大豪雨常導

致過大的地表逕流與入滲深度，並產生嚴重的地表沖蝕與大規模的邊坡滑動，進而觸發土石流的發生。降雨強度大或累積降雨高的暴雨，在臺灣山區常引致大規模的山崩、土石流等現象，不僅影響國土保育也對保全對象的安全產生嚴重危害。從區域的永續發展與降低集水區災害之角度著眼，探討降雨特性與非接觸式監測之應用，已成為現階段防災科技研究的重要課題。三義火炎山為一天然土石流坑溝及堆積扇地形(圖 1)，在無人為干擾下，每年均會發生多場土石流，為台灣觀測礫石型土石流之最佳處所。林俊全等(2007)研究指出火炎山的邊坡後退形勢可分為兩種：(1)搬運能力較強的區域主要以平行後退為主；(2)順向坡區域則較常發生減坡後退。其中又已三號坑集水區邊坡後退速率最快，每年約為 2.5-3 m[1]。另林俊全等(2008)對火炎山之沖蝕研究則說明河床坡度與水流速度為主導河道中礫石運移的重要因素，尤其是該區域在累積日雨量>100 mm 時，火炎山礫石層所受之侵蝕與搬運作用將特別明顯[2]。吳仁明等(2008)透過多期相片基本圖分析邊坡礫石層崩塌形成坡面型土石流之地形變遷，其研究顯示崩塌面積、坡型、坡度、流深、降雨量及強度等因子是為引發崩塌地變遷的重要因子[3]。周憲德等(2003, 2005)曾就礫石型土石流運動之聲音特徵進行希爾伯特-黃轉換(Hilbert-Huang Transform, HHT)，發現其次聲(infrasound)特徵頻率約介於 5-15 Hz，而地聲(geo-sound)之特徵頻率則較廣，約為 10-50 Hz 之間[4-5]。

關於邊坡崩塌與土石流關係之研究，Wang *et al.*(2003)曾依據崩塌特徵長度將邊坡土體破壞原因分類為兩種主要型態：後退崩滑(retrogressive sliding)與流動崩滑(flow sliding)。依其破壞模式又可細分為濕峰誘發(wetting)、預先滑動(precursory)、主要破壞(major failure)及連續運動(successive motion)四項[6]。一般常見的土石流發生型態則可分為以下三類：(1)邊坡崩塌土體直接流體化，(2)河谷天然堰塞壩之潰決及(3)溪床堆積土石不穩定所致。前兩類之土石流皆肇因於土體內孔隙水壓增高，使邊坡土體崩塌所致，故可歸類為崩塌型土石流，其特性為土體之滲透係數較小，孔隙水壓由總滲透量來控制。第三類常琛稱為溪床型土石流，其特性為顆粒較粗、滲透係數較

大，且受溪床水流匯集，故孔隙水壓及水位與逕流量直接相關，而尖峰逕流量之大小乃由降雨強度決定。前兩類主要以不同地下水位坡體之靜態受力安全係數來決定土體是否破壞(一旦破壞即假設土石流發生)，而溪床型土石流或溪谷崖錐(talus)崩積土則需考慮溪床或崖錐上方之逕流作用力。前者之研究已趨成熟，然後者之研究則較為少見。為了釐清礫石型溪溝崩塌及土石流之降雨特性與監測特徵值，本研究主要以溪床型土石流進行研析探討。

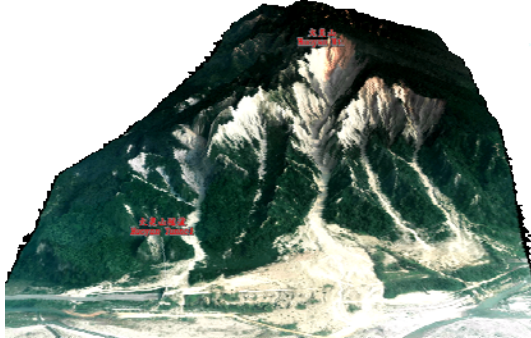


圖 1 火炎山空照圖(2012)

2. 研究區域與方法

本文以苗栗三義火炎山自然保留區一號坑流域為研究對象。三義火炎山屬第四紀礫岩紅土地地，為劇烈造山運動及大安溪溪水切割的產物，其岩層主要由厚層礫石組成，間夾薄層砂岩，膠結力弱；由於風化、侵蝕、崩塌作用，而形成山峰陡峭、礫石層堆積扇、及卵石流、地下伏流等特殊地形景觀，農委會林務局於民國 75 年公告為「火炎山自然保留區」，禁止外力開採利用，是適合觀測礫石型土石流之處所。火炎山標高 602 m，位於三義鄉和苑裡鎮的交界，南臨大安溪，全山因土質鬆散，呈礫質惡地，其因屬頭嵙山層，由於地殼的變動，頭嵙山層發生褶皺而隆起成山，地層經過不斷的風化、侵蝕，使得原本膠結力不強的岩層被雨水沖蝕而形成無數的蝕溝，如圖 2 所示，由東至西分為一號坑到五號坑。火炎山公路隧道穿過二、三、四號坑之沖積扇，但因長度不足故其兩側隧道口仍受一號坑及三號坑土石流之威脅。其中以三號坑的土石流規模最龐大；而一號坑對於中苗六號公路隧道口造成土石流淤塞的威脅最高。本研究分析資料包含現地之水文、地文與監測資料等三類說明如後：

1. 水文氣象資料：除蒐集附近雨量站資料外(2006-2012)，本研究分別於中、下游設置獨立之雨量站長期監測當地雨量(2009-2012)，藉此判定火炎山當地發生土石流之臨界降雨條件，並記錄各重要事件之降雨分布型態。
2. 地形資料：本研究於 2012 年土石流事件發生前後利用雷射光達進行一號坑中游段之地形測量，同時建立 DEM 數值地形，以分析近年來山溝及兩側侵蝕溝之地形特性演變與相應水文條件之關係。
3. 土石流監測資料：於一號坑中游匯流口左岸處設

置一土石流監測站，監測設備計有紅外線夜視 CCD 攝影機、地聲與次聲監測系統、雨量計、風速計及資料擷取器等，並藉由無線傳輸系統進行遠端資料儲存備份。

4. 現地勘察資料：於土石流事件發生後，同步進行現勘以釐清崩塌區之致災成因與地形特徵變化，同時紀錄相關參數(如潰壩點、彎道超高等)以利後續推估土石流運動特徵。

本文分別以 2012/06/21 17:47 及 2012/08/02 09:47 啟動之兩場土石流事件進行探討。土石流事件之確認主要以影像和地聲紀錄作為佐証，前者為泰利颱風侵襲後之西南氣流降雨所引起之黏性土石流；後者為蘇拉颱風侵台期間之暴雨所誘發之水力型土石流。臨界降雨條件對土石流的誘發機制首先由歷年事件的降雨強度(I)、延時(D)與有效累積雨量(R_e)進行研析，並求得該區域土石流發生之降雨臨界線。本研究分析將提供瞭解雨量特性對集水區內山崩、土石流災害的影響，並可應用於邊坡破壞機制分析模式及量化崩塌土體與土石流間之相關性，作為相近地質坡地防災後續應用的參考。

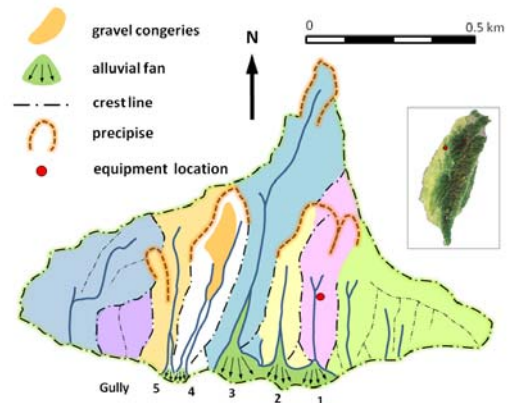


圖 2 苗栗縣三義鄉火炎山研究區域圖

3. 希爾伯特-黃轉換

在訊號瞬時頻率的分析上，Huang *et al.* (1996) 提出了一個嶄新的資料處理法：HHT 經驗模態分解法 EMD (Empirical Mode Decomposition) [7]。此法以時序資料的內部時間尺度來作能量的頻率特性，將資料分解成多個內建模態函數 IMF (Intrinsic Mode Functions) 的線性疊加，這些 IMF 即為原訊號之基底。IMF 可以是非線性或非穩態性，此即為可適性 (adaptable) 基底。此外，以經驗模態分解法解析之基底仍具有正交性及局部性。對於展開非線性及非穩態性時間的序列而言，局部性及可適性的基底是必要的條件。內建模態函數經希爾伯特轉換 (Hilbert Transform) 後，其分量的局部能量及瞬時頻率 (Instantaneous Frequency) 給予整個訊號能量-瞬時頻率-時間的分佈，即為希爾伯特頻譜 (Hilbert Spectrum)，其特性瞭解瞬時頻率和瞬時能量，而非傅立葉分析中所定義的整體能量及頻率。

內建模態函數經希爾伯特轉換作時間-能量-瞬時頻率的析出，並將之表示成三維頻譜，稱為希爾伯特

頻譜。而對每一個內建模態函數分量做希爾伯特轉換之後，可將資料表達成：

$$Z(t) = \sum_{j=1}^n a_j(t) e^{i \int \omega_j(t) dt} \quad \omega_j = \frac{d\theta_j}{dt} \quad (1)$$

式(1)中， Z ：希爾伯特頻譜； a_j ：IMF 之權重； ω_j ：瞬時頻率； n ：IMF 之個數。由於考慮長趨勢的不確定性，以及其他低頻、高頻的分量資訊，故最後的內建模態函數之分量不予列入。但若它與物理意義吻合則可將之列入。上式提供每一個時變分量的振幅及頻率函數。相同的資料可以傅立葉展開：

$$Z(t) = \sum_{j=1}^{\infty} a_j e^{i\theta_j} \quad \theta_j = \omega_j \quad (2)$$

上式(2)中， a_j 和 ω_j 皆為常數。在傅立葉轉換式中，其相位角部分為定值，而在 HHT 中，其為時間之函數，使其具有瞬時變化的振幅及瞬時頻率能來處理非穩態性資料，打破了傳統傅立葉分析中固定振幅及頻率展開式的缺點。也無需小波轉換中需配合不同特性應用不同窗函數(window function)的不便性。

4. 研究結果

4.1 降雨分析

本研究中兩場土石流的降雨條件與降雨主體圖如表 1 與圖 3, 4 所示。前者 (6/21) 為臨前降雨停止數小時後，歷經一較大降雨強度所誘發的土石流，顯示其土壤含水量已於前期降雨中接近飽和狀態。而後者 (8/2) 則為密集長延時之雙峰型降雨，土石流於第一個降雨尖峰後形成。在分析降雨條件時，有效累積雨量與臨界雨量強度為兩個判定土石流的重要參數，且此兩參數互為獨立，可用來判定土石流發生之觸發雨型。

表 1 火炎山 2012 土石流事件降雨條件

土石流事件	2012/06/21	2012/08/02
發生時間	17:47	09:47
降雨成因	西南氣流(泰利颱風後引起)	蘇拉颱風
降雨強度	8.5 mm/hr	36 mm/hr
10 分鐘降雨強度 (mm/10min)	3.5	6
有效累積降雨	88.5 mm	280.5 mm

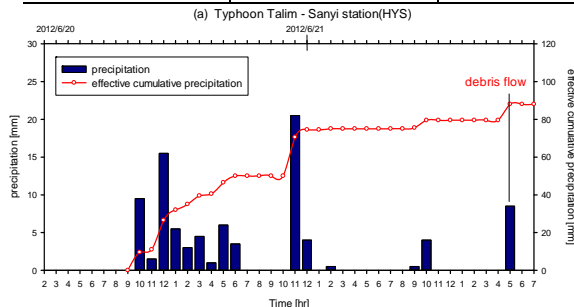


圖 3 2012/06/21 土石流事件降雨組體圖

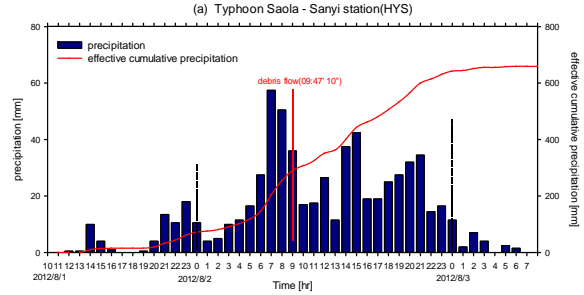


圖 4 2012/08/02 土石流事件降雨組體圖

本文根據過去火炎山土石流紀錄表、地聲資料與現有雨量資料，建立臨界雨量線。有效累積雨量是以分割雨場後，從土石流發生前的雨場起點至監測到土石流訊號起點(指訊號包絡線隆起的最前端)之累加雨量。臨界雨量強度則為當次土石流發生之短時雨量測雨量所疊加之小時雨量(即發生土石流之時間點前一小時總雨量)。有效累積雨量與臨界雨量強度兩參數構成臨界雨量線可判定土石流發生之觸發雨型。由於雨量資料所得其趨勢接近瀨尾克美等(1978)等所建立之臨界雨量線關係[8]，故可將圖 5 中之雨量臨界公式以下式說明：

$$I_c = (21/(R_e - 57.5)) + 3 \quad (R_e > 57.5) \quad (3)$$

式(3)中， I_c ：臨界雨量強度(mm/hr)； R_e ：有效累積雨量(mm)。

另一土石流指標則以雨量強度與降雨延時兩參數進行研析(圖 6)。圖 6 包含台灣 1990~2000 年間 61 場土石流之降雨臨界線 [9]，本文將火炎山現有降雨土石流事件資料更新(2006~2012)，所獲致之新臨界降雨線則如下

$$I_c = 41.05D^{-0.77} \quad (4)$$

式(4)中， I_c 為臨界降雨強度， D 為降雨延時。相較於 Chen(2005)之研究成果，圖 6 說明了近來火炎山觸發土石流事件之降雨強度與延時門檻已有明顯下降之趨勢。意即在河道上有足夠堆積料源條件下，僅需要較小之降雨強度與較短延時即可觸發土石流發生。

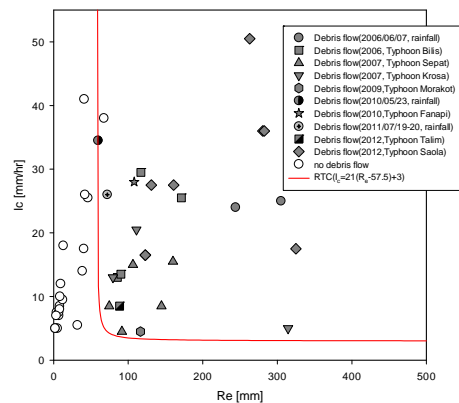


圖 5 一號坑土石流累積降雨與降雨強度關係圖

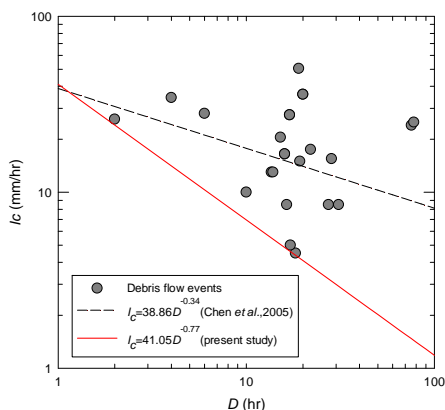


圖 6 一號坑土石流降雨延時與強度關係圖

4.2 地形變遷與啟動機制

火災山一號坑地形高程變化從下游沖積扇處 (H=180 m) 向北延伸至上游崩落裸露塌地 (H=465 m 圖 7)，高程差約 285 m。一號坑在中游段分成兩條支溝 (匯流口 H=261 m)，其中以左側支溝集水面積略大於右側支流，歷年較大規模土石流事件亦多好發於左側上游崩塌地。根據 Parsons(1988) 對邊坡型態分類之九種基本坡型，火災山一號坑上游崩塌地多屬平行直坡與內聚凹坡。前者崩塌地之陡崖 (源頭區坡度: 65~90°) 崩落常堆積於坡趾處提供發展土石流的重要料源。後者坡型則有助於降雨形成的坡面逕流向內匯聚，沖蝕崖錐使其流體化而形成小型坡面土石流，並於河道處堆積。

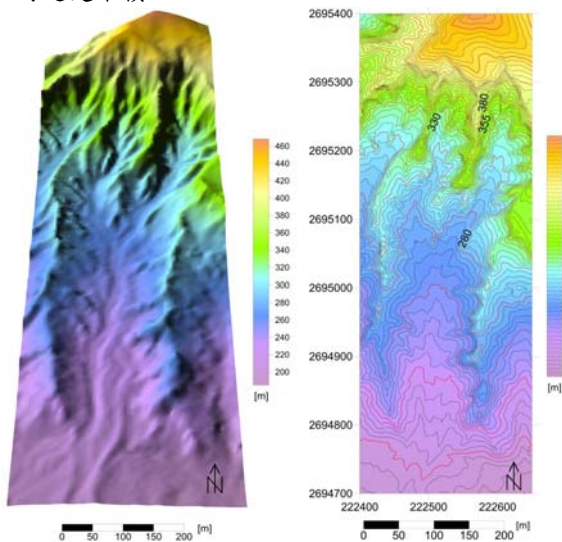


圖 7 火災山一號坑數值地形與等高線 (2012/06)

經由現地勘查與雷射光達地形掃描比對，河道內局部的潰壩破壞通常會在河道兩側形成下刷 V 型破壞面，火災山土石流發生機制主要由上游崩落料源區之崖錐堆積及溪床上土石堆潰壩溢流所主導。本研究兩場土石流事件誘發地點皆位於匯流口上游段處，其中 06/21 土石流事件肇生於右側支溝上游裸露崩塌地所形成之溪床崖錐堆積，在歷經降雨逕流冲刷下造成兩次小規模潰壩現象，另 2011/07/19 堆積於右側支溝河道彎處土石流波峰 (wave front)，形成第三次潰壩引發主要土石流 (圖 8(a))。而 08/02 蘇拉颱風所誘發之

大規模土石流事件，主要為左側支溝上游裸露地崩崖區大量崩落於溪床形成礫石堆積，根據影像資料佐證，該河段發生前 10 min 地表逕流明顯減小，顯示上游有堰塞湖形成 (圖 8 (b))，並於潰決後形成大規模土石流。



(a) 2012/06/21 一號坑河道堰塞壩潰壩點



(b) 2012/08/02 一號坑河道堰塞壩潰壩點

圖 8 一號坑上游崩塌區潰壩誘發土石流位置

火災山崩塌地受降雨崩滑形成土石流之機制如圖 9 所示。當裸露坡面歷經長延時低降雨 (或短延時高強度降雨) 冲刷時，礫石膠結層將逐漸被雨水沖刷流失，表面礫石與風化土壤層於是受重力崩落於坡腳趾部形成崖錐堆積 (圖 9(a))。堆積土石範圍逐漸擴大後，將進一步束縮原有河道断面，致使部分逕流被迫滯留於上游段，甚至完全阻斷河道形成堰塞壩 (圖 9(b))，一旦堰塞壩形成後，被阻斷之上游水位便逐漸抬升並入滲至壩體內，部分由底部入滲之水壓亦對壩體形成不穩定之上舉力 (lifting force)，當水位溢淹至崖錐壩體上方，巨大之水壓帶來劇烈之逕流冲刷，使壩體迅速潰決破壞，大量的流體與土石材料於是混合成為土石流往下游流動 (圖 9(c))。經比對 2008 年與 2012 年前後期一號坑數值地形後 (表 2)，發現一號坑在上游崩塌區面積與河道流動長皆有成長之趨勢，表示近年來受颱風暴雨事件影響下，崩崖區正逐年溯源侵蝕而逐漸後退 (崩塌率增加)。

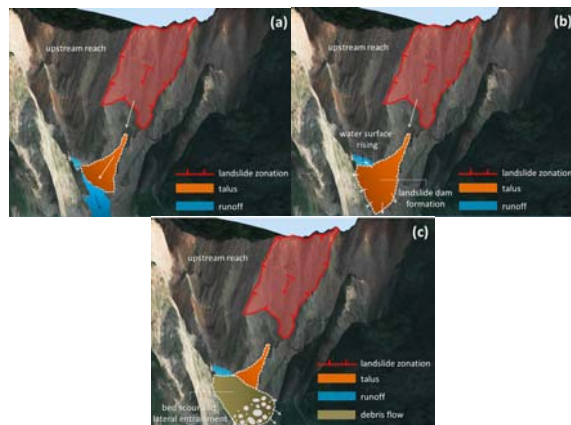


圖 9 一號坑崩落崖錐轉化為土石流示意圖

表 2 火炎山一號坑地形特徵比較

地形參數	2008[3]	2012/6
集水面積(ha)	9.48	9.17
河道長度(m)	496.9	542.3
坡度 [°]	料源區	36.3
	流動區	15.4
	堆積區	9.5
崩塌面積(ha)	2.96	3.01
崩塌率(%)	31.19	32.82
堆積面積(ha)	3.63	1.50

一號坑近年來流動段坡度及堆積區面積消長與土石流事件之規模及河道沖淤條件有關。以長期觀測而言，一號坑於高強度降雨或高累積雨量侵襲下，(如莫拉克與蘇拉颱風，圖 10)，流量規模較大的土石流與地表逕流容易產生河道侵蝕作用致使底床基準面下降。反之，在大規模土石流事件過後，中強度降雨事件誘發的土石流則反覆堆積於既有河床上，使河床面逐年抬升壅高，而此鬆散的堆積土石也進一步提供未來土石流發生時的必要條件。



圖 10 一號坑歷年土石流事件河道沖淤變化圖

4.3 土石流運動特徵

本研究探討之溪床型土石流事件歷程可如圖 11 所示，兩次事件分別從右側(06/21，圖 11 (a)-(c))與左側支流(08/02，圖 11(d)-(f))流出。由 CCD 紀錄動態影像可發現兩波土石流皆具有明顯的波峰隆起現象。若以力學特徵歸納同屬水力誘發型土石流(表 3)，惟前者(06/21)在流動表徵上具有顯著的細粒泥料，且從上游發生段至中下游堆積段皆可見渠道-側堤(channel/levee)堆積型態(長約 360 m，如圖 12)，後者土石流事件(08/02)則以底床淘刷與側岸捲增(entrainment)為主，流動表面所含泥料成份甚低。此一現象可由降雨所形成之逕流量多寡加以說明，初期較大的降雨沖刷崩塌坡面，細粒泥料與水混合後形成混濁流由顆粒孔隙向下游宣洩，使河道堆積料源表面較少泥料附著。因此較大規模的土石流只有在運動過程中所誘發的側岸捲增效應才會伴入泥料混合，此一現象已由上、中游所記錄的土石流波峰影像加以驗證。渠道-側堤地貌的形成與泥料組成、土石流規模及邊界粗糙條件有關，通常泥料比例愈高表示流動過程中黏滯效應愈明顯，將有助於形成側向對流而形成側積堤。土石流規模的效應則反映在流量上，以 06/21 土石流事件為例，其平均流量僅為 08/02 土石流事件的 37.5%，由於在流動路徑上不斷產生側向堆積，使

其向下游運動之波峰體積逐漸減少，最終於中游緩坡河道上停止流動。相對於 08/02 大規模土石流因具有較大之直進性及衝擊力，波峰持續淘刷底床與側岸捲增，促使其體積不斷增加，即便過程中歷經數次漸歇性停止再啟動，流動距離仍得以延伸至下游堆積扇。對於大規模的土石流其前端因重力篩選所聚集的巨礫，土石流流體前端邊緣的粗糙度遠大於側岸土堤粒徑分布，使其流動過程中的相對摩擦阻力降低，較不易生成側向對流(lateral circulation)。而 06/21 小規模土石流則因波峰礫石組成與河道內堆積粒徑分佈相近，對流動中之土砂體摩擦遲滯阻力較大，於是沿流動路徑上的側堤堆積特徵也特別顯著[11]。



圖 11 一號坑匯流口土石流發生影像

表 3 火炎山 2011-2012 土石流流動與堆積特性

土石流事件	2012/06/21	2012/08/02
發生時間	17:47	09:47
誘發地貌條件	溪床型	溪床型
流動力學特徵	水力類	水力類
物質組成	黏性礫石型	礫石型
平均流速[m/s]	0.60	0.82
流動深度[m]	1.15~1.40	1.38~1.60
流動長度[m]	357.7	520.4
流動寬度[m]	3.6~6.4	7.6~9.9
平均流量[m ³ /s]	3.9	10.4
發生前溪床平均坡度[°]	11.3(右側); 9.8(主流)	8.8(左側); 12.6(主流)
發生後溪床平均坡度[°]	13.2(右側); 12.6(主流)	10.8(左側); 9.1(主流)
河道沖淤型態	堆積與河道/ 側堤型態	底床淘刷與 側岸侵蝕

另外側積堤亦可視為集水區內重大土砂災害調查的重要評估依據，其特徵可闡述河床沖淤變化與溪床堆積物間的重要關係，近年來一號坑自匯流口主河道地形變化主要以堆淤積及擴張型態為主(約 1~5 m)，僅 2009 年莫拉克與 2012 年蘇拉颱風期間暴雨發生較嚴重之河道下刷侵蝕(圖 12)，顯示上游崩塌區土砂仍具有穩定供應特性。從歷年分析之土石流事件動態影像也進一步反映了該區域礫石型溪溝崩塌土石流可能的觸發條件為：(1)短時間高強度降雨

(2009/08/08 莫拉克颱風; 2011/07/20 01:00-02:00 與 2012/08/02 蘇拉颱風事件); (2)長延時降雨所造成之土體臨前含水量提高:稍後僅需一短暫集中降雨即可誘發土石流(2011/07/19 10:50-11:15 與 2012/06/21 降雨事件)。高強度的暴雨可於較短時間內直接誘發溪床上的土石堆積形成土石流,而長延時低強度的降雨則於數小時至數日後緩慢地促使土體飽和,待其剪應力降低至某臨界值時誘發流體化,造成土體不穩定而破壞。



圖 12 土石流波峰流經後之側堤地貌(06/21)

本研究擷取了現場波峰連續影像進行粒子影像測速流場分析(Particle image velocimetry, PIV),如圖 13(a)-(b)為連續 25 張長曝光疊加影像與 10 張平均位移向量圖,就土石流側堤的形成機制上來說,其波峰表面的波峰運移路徑與速度向量說明在流動前端具有向下迴流特徵,波峰後端飽合土體的驅動力將促使非飽和的巨礫前端以滾動方式前進。而兩側較小的外擴位移向量則引導部分波峰礫石停駐於河道上。其結果證實了現地與室內渠道土石流前端波峰同樣具有側向迴流的河道/側堤地貌形態[12]。當底床坡度降低或上游無法持續供應料源時,波峰隨即停駐,後端細粒泥沙與降雨逕流混合流體則循上方路路冲刷土石流表面形成內凹型態(圖 13(c))。透過數值地形與前期三維渠道空間點位測量,06/21 土石流事件於主河道中游段之波峰流動速度、流動深度及流量歷線如圖 14 所示。速度歷時曲線顯示了小規模土石流在土砂運移過程的間歇流特性,流動深度在進入流動段後可視為一常數直至波峰經過後逐漸降低。流量隨時間的消長變化則反映側堤生成具有一週期性關係,在流量降低至波谷時通常為土石流前端部側向對流運動最為顯著之時間,反之,當流量到達歷線波峰處則為土石流直進速度最大之時刻。

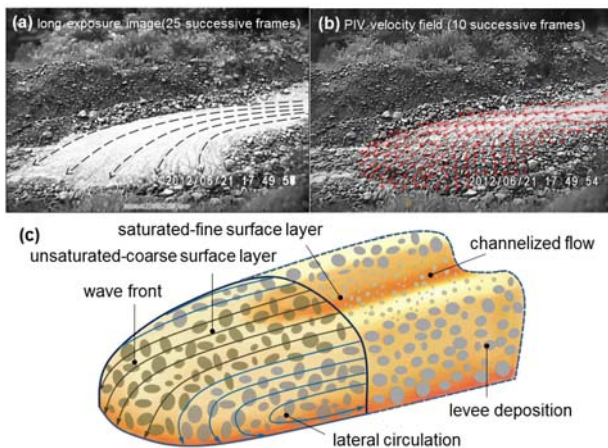


圖 13 礫石型土石流運移軌跡、速度場與流動示意圖

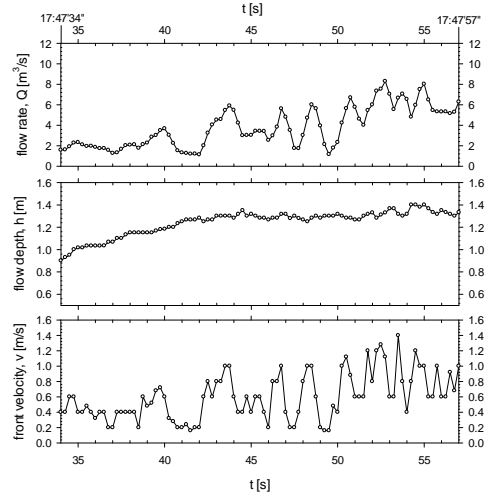


圖 14 土石流流量、流深與流速歷線圖(06/21)

4.4 土石流聲頻特徵

音頻特徵分析為目前土石流事發監測常之常用方法,本文擷取 2012 年兩場土石流事件進行研析,經與 CCD 影像初步比對後,發現此兩事件次聲反應與地聲頻譜較無同步對應關係,其原因可能與土石流發生時之風切、雷擊聲響與逕流等其他背景噪音影響有關,此部分仍待後續深入探討加以釐清,本研究目前僅就地聲特徵訊號與影像獲取之運動特徵進行比對分析。

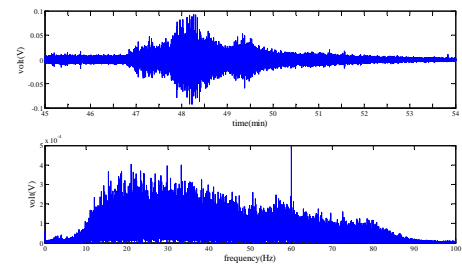


圖 15 2012/06/21 17:47 土石流地聲訊號與 FFT 分析

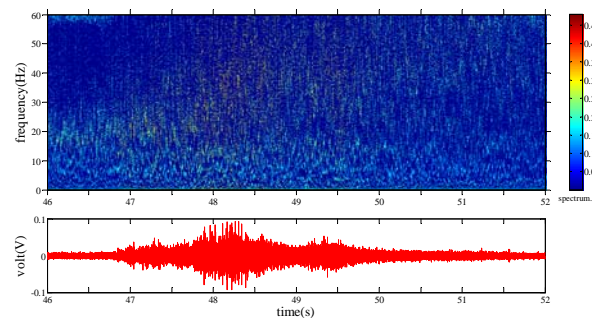


圖 16 2012/06/21 17:47 土石流地聲 HHT 頻譜圖

土石流地聲主要為監測土石流流經堤岸時,其顆粒運動經由固體介質傳遞所產生之震動,並根據所量測信號振幅與振幅延時,經由頻譜分析所得之特徵頻率來判斷發生與否。圖 15 為 2012/06/21 下午 17:47 土石流地聲訊號與 FFT 分析,地聲通常於土石流接近測站時感測到強烈訊號反應,這場土石流事件由 FFT 分析結果顯示其特徵頻率介於 15-40Hz 之間。如

圖 16 所示，地聲 HHT 分析結果說明土石流頻率之時間變性，其前端隆起時低頻(15~30 Hz)，一旦波峰進入測站，振幅將逐漸提高使高頻能量上升(25~40 Hz)。根據測站 CCD 影像可估算影格最前端特定位點之土石流移動速度，而流動深度則可透過事發前後現場空間測量比對而得。圖 14 顯示穩定流深段對照於地聲訊號為峰值陡升段(17:47:41-17:48:25)，表示土石流於流深穩定段可發散較高能量之應力波。而 HHT 頻譜分析也驗證了未飽和土石流波峰最大流深處具有較低特徵頻率，後方土體飽和層因含水量高而產生較高之特徵頻率。

圖 17 顯示了 2012/08/02 09:47-09:52 在地聲訊號上亦有顯著能量反應，此一反應之歷時約 3 分 15 秒，FFT 分析結果呈現其整體信號之特徵頻率介於 15-45 Hz 之間。此信號波形屬於一典型土石流發生之型態，由 09:47 分強度開始逐漸增強，約 09:50 分時達到峰值而後隨之遞減，此因土石流由遠處逐漸靠近測站而導致所感測之信號逐漸增強，顯示流速與規模接近常數情況下，其整體信號之能量最高點應為土石流最接近測站之時間點。此外，於 09:51:06 時地聲信號強度驟然降低至背景噪音範圍，對照 CCD 影像上也進一步確認土石流波峰於此時間停止流動，致使地聲信號強度亦隨之驟減，因此地聲信號之強弱可作評估為土石流與觀測站距離遠近指標。為了深入探討土石流時間-頻率-強度之變化關係，本事件同樣以 HHT 進行地聲訊號之分析(圖 18)，以 09:48:00-09:49:30 時段作為分析區間，土石流未到達測站前特徵頻率相對於 09:49:30 後至流動停止間，其特徵頻率變化之範圍頻率有較低之趨勢。若將此兩時間段取 16384 個信號點作 FFT 分析後，其結果如圖 19(上)，可觀察到 09:48:00-09:49:30 之間特徵頻率介於 15-25 Hz，而圖 19(下) 09:49:30 後至流動停止間特徵頻率變化為 25-45 Hz 之間，其造成原因與 06/21 事件之波峰前後材料組成差異有關。

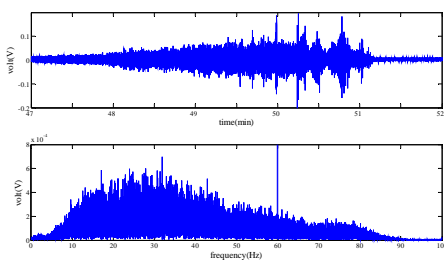


圖 17 2012/08/02 09:47 土石流地聲訊號與 FFT 分析

波動於介質傳遞之特性為頻率越低其波長較長、能量衰退較低，因此傳遞距離較遠，而當頻率高時則相反。因此以下推斷可能造成此頻率差異的原因之一，以土石流離測站距離而言，距離測站越遠時所量測為頻率較低之地聲信號，表示此距離為低頻之能量可傳遞到最遠距離仍未消逝，當土石流流動距離測站越近時，頻率較高之波動能量於未衰退之前可藉由地聲感測器紀錄之，因此由頻譜分析後所得之頻率域則較廣。然此頻率差異現象未來仍需進一步釐清其與

整體流動以及內部顆粒運動機制之關係。

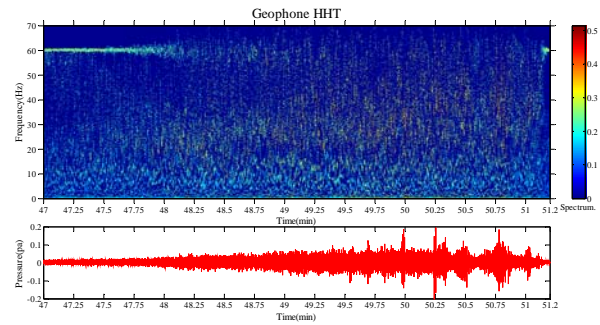


圖 18 2012/08/02 09:47 土石流地聲 HHT 頻譜圖

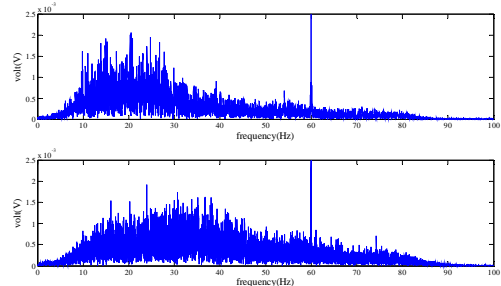


圖 19 2012/08/02 土石流波峰到達前(上)、後(下)地聲 FFT 分析

5. 結論

本研究探討了降雨誘發火炎山一號坑之溪床型土石流特性、誘發條件與監測特徵值，從 2006-2012 年火炎山臨界降雨分析顯示有效累積雨量與降雨強度之關係為 $I=21(R_e-57.5)+3$ ，另降雨強度與延時之臨界線可表示為： $I=41.1D^{-0.77}$ 。該結果說明土石流雨量門檻值為 57.5 mm 的有效降雨量，之後若超過 3 mm/hr 之強度即有可能觸發土石流。

經由現地勘查與光達地形掃描比對，說明火炎山土石流發生機制主要由上游崩崖料源區之崖錐堆積及溪床上土石堆潰決溢流破壞所主導。不同規模降雨量與料源堆積多寡將控制流體化後土石流的流動力學行為與材料組成。火炎山礫石型土石流波峰的側向對流與陣流現象也在本研究中首度被完整記錄分析，對於流動段之土石流 PIV 流場量測，顯示兩次事件之平均流速約為 0.60 m/s(6/21)與 0.82 m/s(8/2)。而 FFT 與 HHT 分析本研究事件之土石流地聲之特徵頻率介於 10-50 Hz。其中，土石流波峰前後之地聲特徵頻率明顯受到土體組成含水飽和條件所，波峰前端特徵頻率(15-30 Hz)稍低於含水量高之後端流體(25-50 Hz)。另土石流規模與音源與測站距離也將影響能量強度於時間上之變化。

致謝

本文承蒙國科會補助計劃經費(NSC-100-2625-M-008-008)，研究過程中承蒙中山科學研究院第五所提供地面光達使用，以及自強工程顧問公司提供一號坑光達數值地形，謹此一併致謝。

參考文獻

- [1] 林俊全, 鄭遠昌, 任家弘, 苗栗三義火災山地區之沖蝕特性之研究, 中華水土保持學報, 第38期, 第3卷, 頁275-285, 2007。吳仁明,
- [2] 林俊全, 陳毅青, 林建偉, 任家弘, 阿信 舒特, 瑪格利特 博斯, 礫石河道的沖蝕試驗之研究-以火災山礫石沖積物為例, 環境與世界, 第17期, 頁21-36, 2008。
- [3] 吳仁明, 趙家明, 苗栗火災山崩塌地變遷對土石流發生之研究, 環境管理與研究, 第9卷, 第1期, 頁129-149, 2008。
- [4] 周憲德, 坡地災害次聲特性與監測系統之研究, 農委會水土保持局報告, 2003。
- [5] 周憲德, 張友龍, 章書成, 土石流運動時之次聲特性監測及分析, 水土保持學報, 第三十六卷, 第三期, 頁233-238, 2005。
- [6] G. Wang and K. Sassa, "Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: effects of grain size and fine-particle content", *Engineering Geology*, Vol. 69, pp.109-125, 2003.
- [7] N.E. Huang, Z. Shen, S.R. Long, M.C. Wu, H.H. Shih, Q. Zheng, N.C. Yen, C.C. Tung, and H.H. Liu, "The Empirical Mode Decomposition and the Hilbert Spectrum for Nonlinear and Non-stationary Time Series Analysis", *Proc. R. Soc. London*, Vol. A 454, pp.903-995, 1996.
- [8] 瀨尾克美、橫部幸欲, (1978), 「土砂害降雨之研究」, 新防砂, 第108卷, 第14-18頁。
- [9] C.Y. Chen, T.C. Chen, F.C. Yu, W.H. Yu, and C.C. Tseng, "Rainfall duration and debris-flow initiated studies for real-time monitoring", *Environmental Geology*, Vol. 47, pp.715-724, 2005.
- [10] A.J. Parsons. *Hillslope Form*, London and New York, Routledge, 1988.
- [11] C.F. Lee, H.T. Chou, and H. Capart, "Granular segregation in narrow rotational drums with different wall roughness: Symmetrical and asymmetrical patterns", *Powder technology*, In Press, 2013.
- [12] C.G. Johnson, B.P. Kokelaar, R.M. Iverson, M. Logan, R.G. LaHusen, and J. M.N.T. Gray, "Grain-size segregation and levee formation in geophysical mass flows" *Journal of Geophysical Research*, Vol. 117, F01032, 2012.