

降雨誘發山區淺層滑坡之臨界雨量研析

陳熿璇^{[1]*} 譚志豪^[1] 陳勉銘^[2] 蘇泰維^[2]

摘要 本文分別採用動態水文模式 (TRIGRS)、穩態臨界雨量值 (Q_{cr}) 及臨界雨量線 (CL) 三種方法評估集水區發生大規模山崩時之降雨特性，並比較三者之差異及適用性。本文舉高屏流域邦腹北溪子集水區因莫拉克颱風引發山崩作為研究案例。分析結果顯示，動態水文模式 (TRIGRS) 所得之集水區山崩臨界雨量為 328 mm；而採穩態模式 (SHALSTAB) 所得之集水區山崩臨界雨量 Q_{cr} 落於 50~400 mm/day；另將動態模式分析結果改以統計法繪製成臨界雨量線 (CL)，其斜率與國際間其他案例 (I-T 型) 之 CL 線相近，但發生山崩所需之降雨強度則明顯較他國案例為高。初步成果可提供相關單位作為防災預警參考運用。

關鍵詞：山崩、臨界雨量、雨量門檻值、預警系統。

Estimation of Rainfall Threshold for Regional Shallow Landslides in a Watershed

Yi-Hsun Chen^{[1]*} Chih-Hao Tan^[2] Mien-Min Chen^[3] Tai-Wei Su^[4]

ABSTRACT This study applied the dynamic hydrologic model (TRIGRS), the steady-state critical rainfall value (Q_{cr}), and the critical rainfall line (CL) to estimate the critical rainfall for regional shallow landslides. Using the rainfall-induced landslide case of the BangFu North Creek sub-watershed in the KaoPing River watershed during Typhoon Morakot in 2009 as an example, the three methods were compared to discuss their differences and adaptabilities. The analysis results of the dynamic model (TRIGRS) show that the rainfall threshold, defined as the cumulative rainfall at a 50% cumulative area ratio of the landslides in the study area, is around 328 mm. Furthermore, the results of steady-state modeling show that the critical rainfall values (Q_{cr}) vary spatially from 50 to 400 mm/day. Finally, we attempt to plot the result of dynamic model analysis on a rainfall intensity-duration graph and obtain the landslide critical line for the study area. The slope of the critical line is similar to other data from abroad but the rainfall intensity at the landslide occurrence for the study area is much higher than the experience abroad. The preliminary results could be regarded as a good reference for authorities responsible for prevention and mitigation of landslide disasters.

Key Words : Landslide, critical Rainfall, rainfall threshold, warning system.

一、前言

近年來因極端氣候所導致之異常水文現象日趨顯著，加上台灣地形陡峻、地質條件複雜，故遭逢暴雨

侵襲常釀成規模不等的坡地災害，嚴重危害民眾生命財產安全。為此，相關權責單位正急思一套有效的山崩預警系統以擬訂相關的防治與保全對策。山崩預警系統的參考指標有很多，諸如：降雨強度、累積雨量、

[1] 財團法人中興工程顧問社大地工程研究中心
Geotechnical Engineering Research Center, Sinotech Engineering Consultants, Inc., Taipei, Taiwan.

[2] 經濟部中央地質調查所環境與工程地質組
Envir. and Eng. Geology Division, Central Geological Survey, MOEA, Taipei, Taiwan.

* Corresponding Author. E-mail : yhchen@sinotech.org.tw

地下水位抬升量、地表變形量、地中變形速率等。為能早一步發揮示警功效，多採用降雨指標作為主要參考依據。為達此目的，首先須先推估開始發生山崩之臨界降雨條件，以作為後續訂定警戒值或行動值之訂定基準。

據統計，台灣山區所發生的山崩類型有 70% 以上是屬於淺層的岩屑崩滑型山崩。傳統上針對岩屑崩滑型山崩之臨界雨量評估多以統計法為之，惟山區往往缺乏良好的山崩發生時間及其對應之累積雨量等資訊，故統計樣本良窳常造成分析誤差產生。本文引入目前國際間的研究熱點—動態水文模式 (TRIGRS) 及穩態臨界雨量值 (Q_{cr}) 兩種定率模式 (Deterministic Approach) 進行山崩臨界雨量評估，並與傳統統計法之臨界雨量線 (CL) 進行比對，探討三種方法於山崩臨界雨量評估應用之差異及適用性。透過案例分析，期能累積相關經驗提供外界參考運用。

二、山崩臨界雨量研究現況

1. 臨界雨量

山崩臨界雨量 (Critical Rainfall for Triggering Landslides) 定義為誘發山崩之最小累積降雨量。依據研究尺度之不同可分為：全域性 (Global)、區域性 (Regional) 及局部性 (Local) 三類臨界雨量 (Guzzetti et al., 2007)。其中，全域性臨界雨量係採用跨地區之降雨促崩資料評估山崩臨界雨量，因此其結果不受地區差異影響而一體適用，惟其成果可能是極保守之下限值；區域性臨界雨量則考量各區域氣象、地質及地文等特性對坡地穩定性之影響，故所得之臨界雨量受上述條件所影響而有區域性差異；局部性臨界雨量則以局部單一邊坡案例作為研究對象，探討累積雨量達某局部性臨界雨量後則邊坡會開始產生破壞。本研究範疇屬區域性臨界雨量研究，研究對象以流域內集水區為主，並推估集水區之山崩臨界雨量。

為求得誘發山崩之雨量門檻值 (Rainfall Threshold)，需透過定量方式予以評估。一般又可區分為統計法 (Statistical Approach) 及定率法 (Deterministic Approach)，兩者概念不同，分述於后。

2. 統計法

統計法係利用過去山崩歷史資料與當時降雨特性資料，包括降雨強度、降雨延時、累積雨量或前期雨

量等特性參數，透過統計分析方法推估發生山崩時之臨界降雨特性。利用統計法評估臨界雨量之研究最早可溯自 Caine (1980)，該研究蒐集 73 個世界各地山崩土石流案例之降雨強度與降雨延時資料，並根據資料下限值統計迴歸出一條線性關係曲線，視為臨界線 (Critical Line)，並將其應用在評估土石流之發生門檻值。後來陸續有許多研究基於此觀念推廣應用在判定山崩及土石流發生條件判定及訂定相關警戒準則之用。

統計法依據選定之特性參數不同，其推估臨界雨量模式可再區分為：(1) 降雨強度-累積雨量 (I-R 型)、(2) 降雨強度-降雨延時 (I-T 型)、(3) 累積雨量-降雨延時 (R-T 型) 及 (4) 降雨強度-前期雨量 (I-P 型) 等四種配對方式作為臨界雨量之判定指標 (Keefer et al., 1987; Terlien, 1998; Jakob & Weatherly, 2003)。針對上述指標之配對組合，將各降雨事件特性資料繪製於圖上，其中降雨誘發山崩之降雨事件與未誘發山崩之降雨事件以不同的符號表示。再透過統計方法將兩類事件以迴歸線區隔開，視該迴歸線為降雨臨界曲線。當未來某場預測降雨事件之降雨特性達到降雨臨界曲線以上時，則推定該場預測降雨引致山崩之發生機率相當高；反之，則發生山崩之機率明顯較低。

3. 定率法

定率法則以物理模型結合力學理論推估山崩時之降雨特性。自降雨落於坡面後，雨水經由入滲作用進入地中，造成坡地內部力學性質的改變 (例如單位重增加、孔隙水壓上升、剪力強度降低等)，進而影響邊坡穩定性。當邊坡穩定性達到臨界破壞時，往往開始造成岩體滑動或崩落進而形成山崩災害。因此降雨誘發山崩之機制應與邊坡之岩土成分、組構、含水量及入滲等特性有著密切的關係，上述因素將影響山崩發生的時間與規模 (Reid, 1994; Iverson, 2000; Godt, 2004; Savage et al., 2004)。

此法首先需整合坡地水文及地質特性資料以建立物理模型。隨後再輸入降雨歷程，並評估降雨入滲對地下水壓之影響程度。再採用極限平衡法求得邊坡單元之穩定性隨水壓之變化。最終輸入不同大小的降雨量，計算出邊坡穩定性達極限狀態時 (即安全係數 $FS=1.0$) 所對應之累積雨量，該雨量即視為該邊坡單元之山崩臨界雨量 (Montgomery & Dietrich, 1994; Wilson & Wieczorek, 1995; Crosta, 1998; Terlien, 1998)。

三、臨界雨量分析理論

本文主要採用定率式方法，分別利用動態水文模式 (TRIGRS) 及穩態模式 (SHALSTAB) 評估集水區內各邊坡單元於臨界滑動狀態下之臨界雨量，並利用，該分析結果計算處於臨界滑動狀態網格之降雨強度及降雨延時，找出其臨界雨量下限，並與各國臨界雨量加以比較。以下則分別針對動態水文模式與穩態模式進行摘要介紹。

1. TRIGRS 簡介

本文所採用之動態水文模式係引用美國地質調查所 (USGS) 發展之區域性暫態降雨入滲邊坡網格穩定分析模式 (Transient Rainfall Infiltration and Grid-based

Regional Slope-Stability Model, 以下簡稱 TRIGRS) 進行集水區坡地降雨促崩潛勢分析 (Baum et al., 2002)。其特色除能考量各因子在空間分布之變異性外，另可針對動態時間因子進行考量。TRIGRS 模式係將集水區離散成眾多網格單元之組合，各網格單元之初始地下水水位、水文地質特性 (如：地表入滲率、水力傳導度、水力擴散度及剪力強度參數等) 及降雨強度延時等參數值均可隨空間或時間設定為不同，再透過求解未飽和流動方程式 (Richards equation) 即可獲得降雨期間各網格之暫態地下水水位變動。待求得暫態地下水水位分布後，結合極限平衡理論即可求得各邊坡網格於此降雨入滲期間安全係數之變化。TRIGRS 模式考慮暫態地下水壓力水頭變化可由下列公式表示 (Baum et al., 2002)，即：

$$\begin{aligned} \psi(Z, t) = & [Z - d_z] \beta \\ & + 2 \sum_{n=1}^N \frac{I_{nz}}{K_z} H(t - t_n) [D_1(t - t_n)]^{\frac{1}{2}} \sum_{m=1}^{\infty} \left\{ \operatorname{ierfc} \left[\frac{(2m-1)d_{Lz} - (d_{Lz} - Z)}{2[D_1(t - t_n)]^{\frac{1}{2}}} \right] + \operatorname{ierfc} \left[\frac{(2m-1)d_{Lz} + (d_{Lz} - Z)}{2[D_1(t - t_n)]^{\frac{1}{2}}} \right] \right\} \\ & - 2 \sum_{n=1}^N \frac{I_{nz}}{K_z} H(t - t_{n+1}) [D_1(t - t_{n+1})]^{\frac{1}{2}} \sum_{m=1}^{\infty} \left\{ \operatorname{ierfc} \left[\frac{(2m-1)d_{Lz} - (d_{Lz} - Z)}{2[D_1(t - t_{n+1})]^{\frac{1}{2}}} \right] + \operatorname{ierfc} \left[\frac{(2m-1)d_{Lz} + (d_{Lz} - Z)}{2[D_1(t - t_{n+1})]^{\frac{1}{2}}} \right] \right\} \end{aligned} \quad (1)$$

式 (1) 中， ψ 為地下水壓力水頭， Z 軸垂直向下為正， t 為時間，等式右邊第一項 $[Z - d_z] \beta$ 為穩態時之地下水壓力水頭分布，其餘項為暫態地下水壓力水頭分布。 $Z = z / \cos \alpha$ ， z 為垂直坡面方向、 α 為坡角， d_z 為穩態地下水水位之深度， d_{Lz} 為不透水邊界沿 Z 軸方向之深度， $\beta = \lambda \cos \alpha$ ， $\lambda = \cos \alpha - (I_z / K_z)_{Lr}$ ：沿 Z 軸方向之長期穩態地表流通量， K_z 為沿 Z 軸方向之飽和水力傳導度， I_z 為沿 Z 軸方向之穩態入滲率， I_{nz} 為降雨期間各延時區間之降雨強度， $D_1 = D_0 \cos^2 \alpha$ ， D_0 為飽和水力擴散係數， N 為總區間數目， $H(x)$ 為 Heavyside 階梯函數， $\operatorname{ierfc}(\eta)$ 為互補誤差函數。再透過極限平衡法之無限邊坡穩定性分析理論，代入坡角 α 、土與水之單位重 γ_s 、 γ_w 、暫態地下水壓力水頭 $\psi(Z, t)$ 及風化土壤剪力強度參數 c 與 ϕ 後，解得各網格單元之崩塌安全係數為：

$$F_s = \frac{\tan \phi}{\tan \alpha} + \frac{c - \psi(Z, t) \gamma_w \tan \phi}{\gamma_s Z \sin \alpha \cos \alpha} \quad (2)$$

此外，TRIGRS 模式又針對 Iverson (2000) 之研究

成果增加了下列條件限制，以確保入滲期間地下水水位不至高出地表，即：

$$\psi(Z, t) \leq Z \beta \quad (3)$$

透過式 (1) 至式 (3) 即可獲得降雨期間各網格之暫態地下水水位變動。待求得暫態地下水水位分布後，結合極限平衡理論即可求得各邊坡網格於此降雨入滲期間安全係數之變化，其原理如圖 1 所示。

2. SHALSTAB 簡介

一般區域性降雨促崩模式常採用無限邊坡破壞模式，模擬豪雨所造成之岩屑崩滑型山崩 (或稱淺層崩塌)。至於降雨的影響若直接以某一降雨量所提高之地下水水位來表示，而不考慮降雨入滲之動態水文歷程，則稱之為穩態模式 (Steady-state Model)。由於影響地下水水位變化之因素甚多，如何估計降雨所提高之地下水水位是穩態模式最重要的關鍵。

一般有地下水水位之無限邊坡，其滑動安全係數可以下式表示：

$$FS = \frac{[(1-m)\gamma + m\gamma'] \cdot h \cdot \cos^2 \alpha \cdot \tan \phi' + c'}{[(1-m)\gamma + m\gamma_{sat}] \cdot h \cdot \cos \alpha \cdot \sin \alpha} \quad (4)$$

其中， h 為覆土層厚度， α 為坡度， $m = h_w/h$ 為顯示地下水位高之參數， h_w 為地下水面離滑動面的深度； c' 、 ϕ' 為邊坡材料之有效凝聚力與摩擦角； γ 、 γ_{sat} 、 γ' 分別為邊坡材料之總體單位重、飽和單位重與有效單位重。地下水位參數 m 除了受初始地下水位、地表植生覆蓋影響外，亦受到累積降雨量、入滲率與地層孔隙比等因素的影響，要準確估計不太容易。當 $m = 1$ 表示滿水位，地下水位抬高至邊坡地表面； $m = 0$ 表示邊坡完全乾燥，無地下水位。

Dietrich & Montgomery (1994, 1998) 應用上述觀念，提出結合降雨與無限邊坡之廣域淺層崩塌分析模式 SHALSTAB (為 Shallow Landsliding Stability 之縮寫)。令式 (4) 中 $FS=1$ ，表示無限邊坡達到即將崩滑之狀況，此時可將式子改寫為：

$$m_{cr} = \left(\frac{h_w}{h}\right)_{cr} = \frac{c'}{\gamma_w h \cos^2 \alpha \tan \phi'} + \frac{\gamma_{sat}}{\gamma_w} \left(1 - \frac{\tan \alpha}{\tan \phi'}\right) \quad (5)$$

Dietrich & Montgomery (1994) 將 $m = h_w/h$ 稱為土壤濕度指數 w (Soil Wetness Index)。

若假設有效降雨量完全轉化為平行於邊坡之地下水滲流，而坡面有效降雨為 q 、集水面積為 a ，則有效入滲雨量為 $q \cdot a$ ；至於邊坡滲流量根據達西定律可表示為 $k \cdot i \cdot A = k \cdot (\Delta h_w/L) \cdot A$ ，其中斷面積 $A = b \cdot h_w \cdot \cos \alpha$ 。因此根據水平平衡原理可推導出：

$$q \cdot a = k \cdot h_w \cdot \cos \alpha \sin \alpha \cdot b \quad (6)$$

又在飽和土壤淺層地下逕流問題中，定義導水係數 T 與土壤層深度 h 之關係為 $T = kh \cos \alpha$ ，代入式 (6)，可推導出土壤濕度指數 w ：

$$w = \frac{h_w}{h} = \frac{q}{T} \cdot \frac{a/b}{\sin \alpha} \quad (7)$$

其中， a/b 為坡面集水面積比 (Specific Catchment Area)，以坡面集水面積 a 除以坡面寬度 b ，再配合坡角 α 即可求得土壤濕度指數 w 。

結合式 (5) 與式 (7) 可推得臨界穩態降雨量 q_{cr} 可由下式求得，即：

$$\frac{q_{cr}}{T} \frac{a/b}{\sin \alpha} = \frac{c'}{\gamma_w h \cos^2 \alpha \tan \phi'} + \frac{\gamma_{sat}}{\gamma_w} \left(1 - \frac{\tan \alpha}{\tan \phi'}\right) \quad (8)$$

Dietrich & Montgomery (1994) 依據地形、降雨條件以及土壤參數，應用上式可判斷邊坡穩定與否，發展出 SHALSTAB 邊坡穩定分析模式。

3. 臨界雨量線 (CL)

係利用過去山崩歷史資料與當時降雨特性資料，包括降雨強度、降雨延時、累積雨量或前期雨量等特性參數，透過統計分析方法推估發生山崩時之臨界降雨特性。其蒐集各山崩案例之降雨強度與降雨延時資料，並根據資料下限值統計迴歸出一條線性關係曲線，視為臨界線 (Critical Line)。本文採用降雨強度-降雨延時製作臨界雨量線，當未來某場預測降雨事件之降雨特性達到該臨界雨量曲線上方時，則推定該場降雨事件誘發山崩之發生機率相當高；反之，則發生山崩之機率明顯較低。

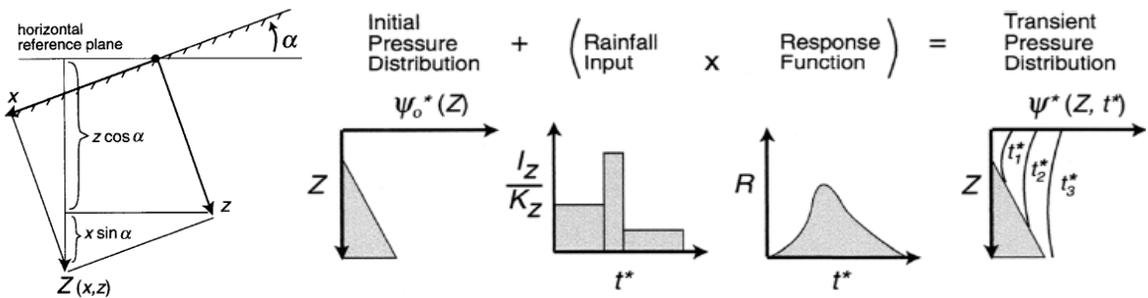


圖 1 TRIGRS 模式分析原理示意圖 (Baum et al., 2002)

Fig.1 The illustration of TRIGRS analysis

四、研究案例

本文舉高屏溪流域之邦腹北溪子集水區於莫拉克颱風事件之山崩案例為例，說明動態水文模式 (TRIGRS)、穩態臨界雨量值 (q_{cr}) 及臨界雨量線 (CL) 三種方法之差異與適用性。

1. 研究區域概述

本研究場址邦腹北溪集水區位於高屏溪流域上游，行政區域隸屬高雄市桃源區寶山村，附近著名景點為藤枝藤枝國家森林遊樂區及藤枝部落。主要連外交通為藤枝林道 (舊名老濃溪林道) (詳圖 2)。

2. 地質與水文條件

邦腹北溪子集水區地質屬潮州層，岩層以深灰色硬頁岩與板岩為主，間夾透鏡狀變質砂岩或輕微變質之薄砂頁岩互層，詳圖 3。由歷年雨量資料顯示高屏溪流域內各測站年平降雨量介於 1,980 至 4,350 mm 之間，年平均降雨量分布趨勢，靠近中央山脈地區較大，平地及沿海地區則較小。此外，該流域降雨量的時間分布多集中在 5 至 9 月之豐水期，約佔全年雨量的 90%，主要原因為颱風及後續所帶來西南氣流的豪雨所造成，而 8 月為單月降雨最多的月份。因降雨之時空分布極不平均，造成流量枯豐明顯。

3. 分析圖層建立

首先將地表高程測量、現地調查與試驗位置及既有參數資料庫等資訊透過 GPS 三維坐標定位方式予以標定連結；再透過 GIS 系統分層建立研究區域之各類分析圖層，包括地理空間資訊 (高程、坡度、坡向)、地質資訊 (地質分區、地質構造)、水文資訊 (水系分布、地下水分布、雨量時空分布)、土工資訊 (基本物理性質、剪力強度特性、水力特性)；另利用 ArcGIS 所提供之空間分析功能 (Spatial Analysis) 將參數變異隨空間之分布情形透過內插運算及資料格式轉換將 Raster 網格式資料轉換為模式輸入所需之 ASCII 格式，以進行後續降雨促崩潛勢分析。最終將分析成果結合遙感探測 RS (Remote Sensing) 衛星影像、航空照片等圖層進行交叉套疊分析以率定及驗證模式之準確度及分析成效。

以下分別針對 TRIGRS 模式及 SHALSTAB 模式應用上述 3S 技術 (GPS, GIS, RS) 所建置之各項參數圖層介紹如下。至於模式輸入之相關參數則綜合整理如

表 1 所示。部分圖層如有共通者則合併介紹、不重複贅述。

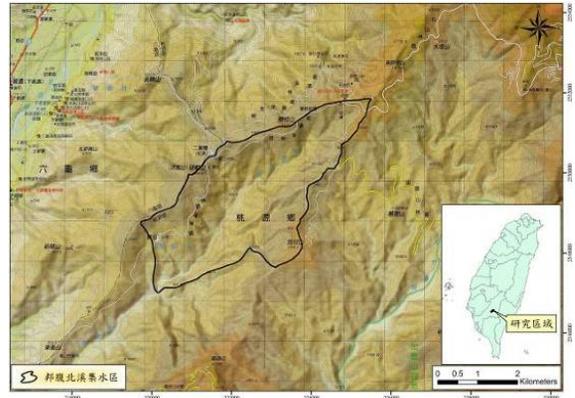


圖 2 邦腹北溪集水區之地理位置圖

Fig.2 Location map of BangFuBei creek watershed

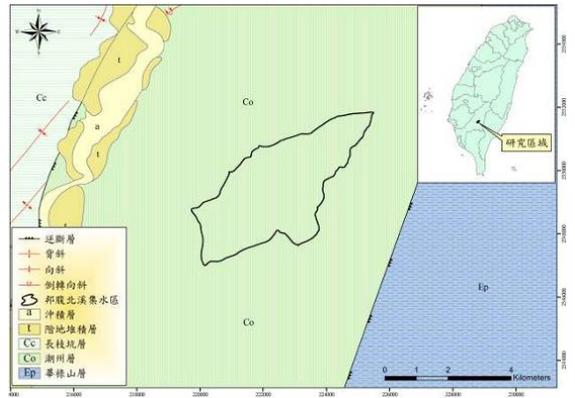


圖 3 邦腹北溪集水區之地質圖

Fig.3 Geologic map of BangFuBei creek watershed

表 1 TRIGRS 及 SHALSTAB 分析模式之輸入參數

Table 1 Material parameters of the geological zonations in the study area

分析模式	TRIGRS	SHALSTAB
所需參數		
坡度 α (度)	由 5m×5m DEM 產製	
土層厚度 (m)	迴歸式	—
初始地下水位 (m)	由土壤濕度指數推導	
凝聚力 c (kPa)	2.9~7.5	2.9~7.5
摩擦角 ϕ (度)	19.5~40.0	19.5~40.0
單位重 γ_{sat} (kN/m ³)	20.5	20.5
透水係數 K (m/s)	$10^{-5} \sim 10^{-7}$	$10^{-5} \sim 10^{-7}$
擴散係數 D (m ² /s)	$10^{-4} \sim 10^{-6}$	—
初始入滲率 I_r (m/s)	$10^{-6} \sim 10^{-8}$	—

為適用於集水區尺度，本文採用 GIS 系統作為主要的分析工作平台，進行資料數化、儲存、圖層套疊、整合分析及展示查詢等作業，以建立各模式所需之輸入參數圖層。

- (1) 坡度：係由經濟部中央地質調查所提供之 5m 解析度 DEM 所產製。高屏河流域地勢陡峻，高程落差大，研究區域內除河谷鄰近區域外，扣除平原區邊坡坡度多介於 20 至 51 度間，流域內最陡處坡角達 88 度。研究區域以水保常用之坡地分級多屬於六級坡 (55%-100%)，如圖 4 所示。
- (2) 力學參數及水文地質參數：根據中央地質調查所之高屏河流域 1/50,000 流域地質圖，研究區域屬潮州層。再蒐集過去研究區域內岩層之既有參數及現地鑽探取樣試驗資料及文獻作為初值，最終透過降雨促崩事件之山崩目錄進行參數率定，獲得相關參數代表值，如表 1 所示。
- (3) 風化層厚度：本研究引用過去研究團隊於高屏流域中、上游地區進行風化層厚度廣泛調查，共

進行 74 處之風化層厚度鑽掘調查。研究成果顯示風化層厚度 d (單位：m) 與坡度 s (單位：度) 之關聯性強烈。統計成果作為研究區域風化層厚度依據 (財團法人中興工程顧問社，2009)。研究區域之土壤厚度分布如圖 5 所示。

$$\ln(d) = -0.0454 \times s + 1.44 \quad (r^2 = 0.81) \quad (9)$$

- (4) 初始地下水水位：本研究採用 SINMAP 模式 (Pack et al., 1998) 計算風化層內初始飽和度以推估初始水壓分布。其原理利用比集水面積、坡度及地下水態態補注量推估初始飽和度分布，以推估集水區內各單元土體之飽和水位線位置，詳圖 6。
- (5) 降雨促崩事件：本研究以敏督利、海棠及莫拉克颱風等事件所誘發之山崩目錄 (如圖 7) 作為最佳化參數率定及驗證之基準，以探討暴雨事件對研究區域坡地穩定之影響。上述各颱風事件之時雨量組體圖如圖 8 至圖 10 所示。

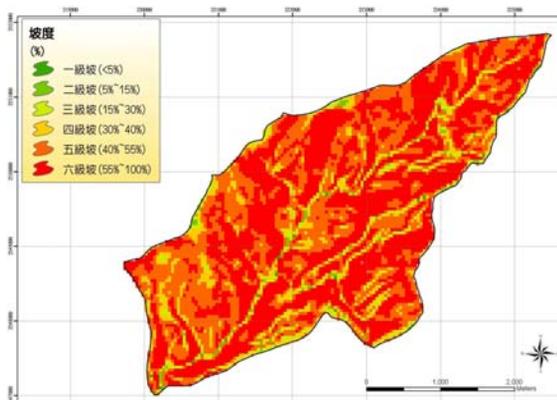


圖 4 邦勝北溪集水區坡度圖層

Fig.4 Slope angle distribution

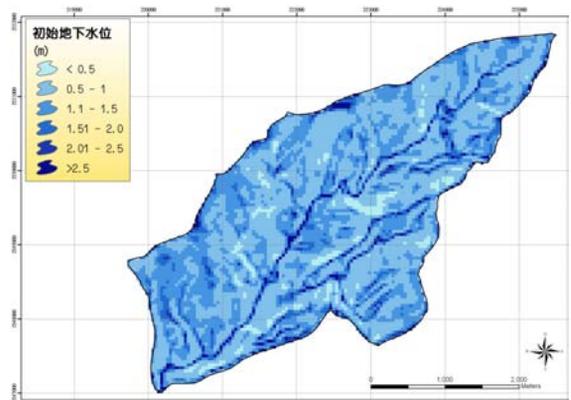


圖 6 邦勝北溪集水區初始地下水水位圖層

Fig.6 Initial groundwater table distribution

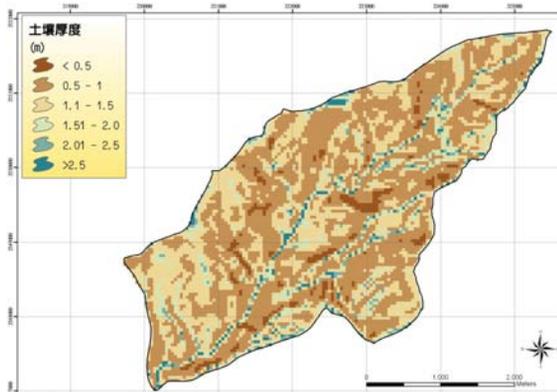


圖 5 邦勝北溪集水區土壤厚度圖層

Fig.5 Soil thickness distribution

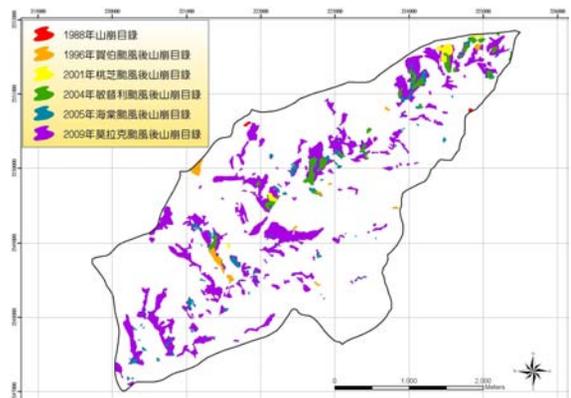


圖 7 研究區域各颱風事件之山崩目錄分布

Fig.7 Landslide Inventories of the study area

4. 模式正確率評估

為瞭解模式率定結果之準確程度，需與颱風實際發生之山崩做一套疊比對，再套用誤差矩陣法 (Stehman, 1997) 及修正成功率指標 MSR (Huang and Kao, 2006) 予以量化。經由人工試誤法針對兩場颱風事件進行模式率定，並由一場颱風事件進行模式驗證。以下則為模式率定及驗證之正確性量化評估結果 (過程及定義詳譚志豪等, 2011)。

TRIGRS 模式分析結果顯示，敏督利颱風模式率定之山崩正確率為 67.5%、非山崩正確率為 97.6%、總正確率為 97.1%，修正成功率指標 MSR=82.6%；海棠颱風模式率定之山崩正確率為 66.6%、非山崩正確率為 91.5%、總正確率為 91.0%，修正成功率指標 MSR=79.1%；莫拉克颱風模式驗證之山崩正確率為 56.5%、非山崩正確率為 95.2%、總正確率為 89.8%，修正成功率指標 MSR=75.9%。

SHALSTAB 模式分析結果顯示，敏督利颱風模式率定之山崩正確率為 77.2%、非山崩正確率為 95.9%、總正確率為 95.6%，修正成功率指標 MSR=86.5%；海棠颱風模式率定之山崩正確率為 72.1%、非山崩正確率為 88.6%、總正確率為 88.2%，修正成功率指標 MSR=80.4%；莫拉克颱風模式驗證之山崩正確率為 64.3%、非山崩正確率為 91.3%、總正確率為 87.6%，修正成功率指標 MSR=77.8%。

經率定與驗證無虞後，最終所獲得之代表性參數如前述表 1 及圖 4 至圖 6 所示。

5. 不同臨界雨量評估方法之分析探討

以下則舉本研究區域鄰近之御油山雨量站之 200 年重現期 24 小時累積降雨量 (1,736 mm) 搭配該站之 24 小時設計雨型 (詳圖 11) 為例，以此條件作為預測基準，說明各種方法於山崩臨界雨量評估之應用情形。

由於集水區內各邊坡受到降雨、地質及各項水文地質因子之影響而使發生崩塌之時間不盡相同。因此，在動態水文模式 TRIGRS 分析中，本研究定義集水區山崩臨界雨量為當崩塌率達該集水區極限崩塌率 50% 時所對應之累積雨量。

本研究案例透過 TRIGRS 分析獲知研究範圍之極限崩塌率為 10.4%，當崩塌率達臨界崩塌率之 50% 時 (崩塌率達 5.2%)，此時對應之累積雨量為 328mm，將其定義為山崩臨界雨量 (如圖 12 所示)。若將全區域所有崩塌網格 (即 $F_s < 1$) 所對應之累積雨量加以平均，亦恰可得其平均值為 325mm。

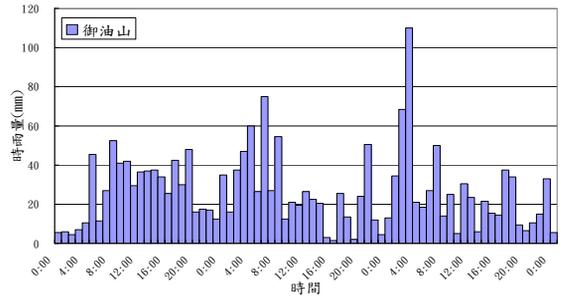


圖 8 敏督利颱風御油山雨量站時雨量組態圖

Fig.8 Hourly hyetograph of YuYou Mt. rainfall station during Typhoon Mindulle

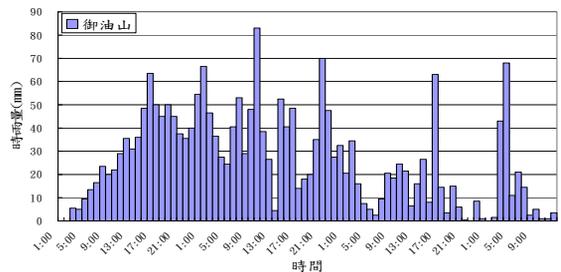


圖 9 海棠颱風御油山雨量站時雨量組態圖

Fig.9 Hourly hyetograph of YuYou Mt. rainfall station during Typhoon Haitang

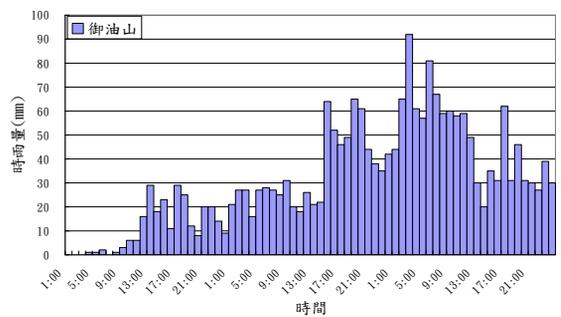


圖 10 御油山雨量站莫拉克颱風時雨量組態圖

Fig.10 Hourly hyetograph of YuYou Mt. rainfall station during Typhoon Morakot

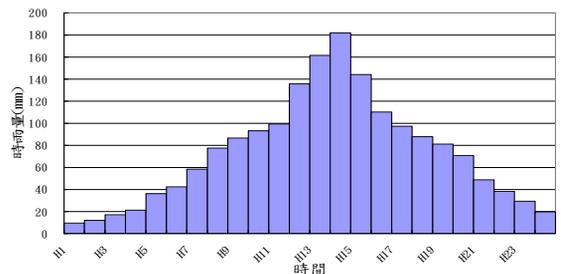


圖 11 御油山雨量站 24 小時延時設計雨型

Fig.11 24-hr design hyetograph of YuYou Mt. rainfall station

另以 SHALSTAB 計算全區之臨界雨量值 q_{cr} ，其成果如圖 13 所示。其高潛勢範圍對應之臨界雨量落於 50~400 mm/day 間，惟由圖中可看出受地形影響在陵線附近其雨量較高。由於山崩臨界雨量受地形、地質、水文地質特性及降雨分布特性等因素影響而在空間分布上有所差異，即使在同一個流域內，某些地區之山崩臨界雨量門檻值較低而在易發生山崩，某些地區則門檻值較高而較不易發生山崩，SHALSTAB 透過地形、水文、地質材料條件，可快速的計算出大範圍集水區的臨界雨量建議值。由本案例分析結果得知 SHALSTAB 分析所得之臨界雨量則與 TRIGRS 分析結果相近，惟 SHALSTAB 無法考量各邊坡網格穩定性於降雨期間之依時變化。

進一步將莫拉克颱風降雨及本文所採用之當地 200 年重現期 24 小時延時降雨分別透過 TRIGRS 分析計算出各崩塌網格發生崩塌時所對應之降雨強度及降雨延時，並繪製成降雨強度-降雨延時 (I-T 型) 臨界雨量線 CL (如圖 14)。與前人研究相較，可看出本文以 TRIGRS 分析集水區臨界雨量線與 Caine (1980) 及 Crosta and Frattini (2001) 等研究成果相近，但研究區域發生山崩所需之降雨強度則較他國案例為高。

五、結 論

根據前述研究成果可歸納以下結論：

1. 本文舉高屏河流域邦腹北溪子集水區於莫拉克颱風事件之山事件為案例，分別採用動態水文模式 (TRIGRS) 及穩態模式 (SHALSTAB) 進行集水區山崩臨界雨量分析。
2. 透過 TRIGRS 分析所得之崩塌比與累積雨量關係曲線，本文定義當崩塌率達最大崩塌率之 50% 時對應之累積雨量為山崩臨界雨量，本案例為 328mm；另透過 SHALSTAB 分析可得全區之臨界雨量 q_{cr} 分布落於 50~400mm/day 之間，其平均值與 TRIGRS 結果相近，惟無法得知降雨期間邊坡網格穩定性之依時變化。
3. 根據 TRIGRS 分析所得之臨界雨量，將其對應之相關資訊繪製成降雨強度-降雨延時圖 (I-T 型)，可得臨界雨量線 (CL)，其斜率與多個國際案例 (I-T 型) 之 CL 線相近，但本研究區域發生山崩所需之降雨強度則明顯較他國案例為高。
4. 本文建議之動態水文模式 (TRIGRS) 可考量地形、地下水位、風化層厚度、力學與水文地質等

特性及降雨量在空間與時間分布之影響，能有效描述降雨入滲所引致之岩屑崩滑山崩。且透過率定與驗證後之模式可進一步應用於評估山崩臨界雨量，並具有強烈的動態依時性，可結合即時降雨預報資訊，有利於後續山崩預警系統之發展。

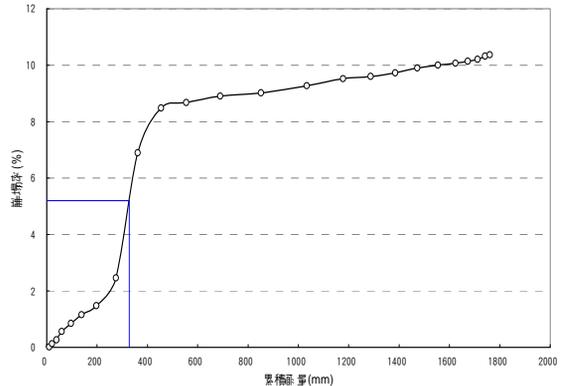


圖 12 由 TRIGRS 分析結果決定山崩臨界雨量

Fig.12 Determination of critical rainfall for the study area from TRIGRS analysis

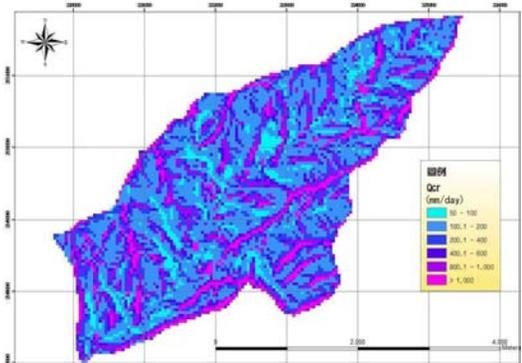


圖 13 由 SHALSTAB 分析結果決定 q_{cr}

Fig.13 Estimation of critical rainfall (q_{cr}) for the study area from SHALSTAB analysis

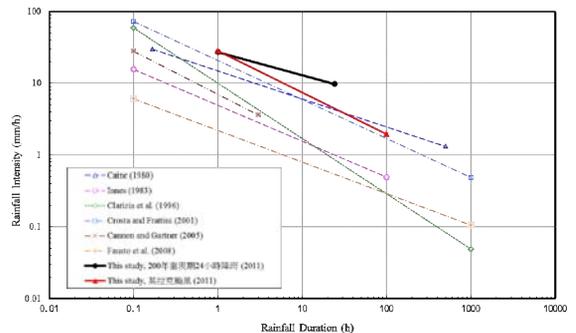


圖 14 本研究之臨界雨量線與其他國外研究之比較

Fig.14 Comparison of critical lines between this study and abroad cases

5. 因山崩具地域性及重複性，故相關結論仍待後續更多案例分析成果予以驗證更新。

誌 謝

本文得以順利完成，首先感謝經濟部中央地質調查所「易淹水地區上游集水區地質調查及資料庫建置—集水區水文地質對坡地穩定性影響之調查評估計畫」提供經費資源協助。亦對參與本計畫全體同仁之付出與辛勞致上最誠摯的謝意。

參考文獻

- [1] 財團法人中興工程顧問社 (2010), 「易淹水地區上游集水區地質調查與資料庫建置 (第 2 期 99 年度)—集水區水文地質對坡地穩定性影響之調查評估計畫 (2/3)」, 經濟部中央地質調查所, 成果報告, 台灣台北。(Sinotech Engineering Consultants, Inc. (2010). Geological investigation of upstream watersheds for flood-prone areas and database establishment (Second project phase)— Investigation and evaluation of the effect of hydrogeology on slope stability in the watershed area (3/3), Central Geological Survey, MOEA, Taiwan. (in Chinese))
- [2] 陳建新、譚志豪、冀樹勇、蘇泰維 (2011), 「廣域降雨促崩模式之建置及應用—以高屏溪流域為例」, 中華水土保持學報, 42(1), 1-11。(Chen C.H., Tan, C.H., Chi, S.Y. et al. (2011). “An Application of GIS-Based Deterministic Model for Assessment of Regional Rainfall-Induced Landslide Potential-Example of Kao-Ping River Watershed,” *Journal of Chinese Soil and Water Conservation*, 42(1), 1-11. (in Chinese))
- [3] 陳憶璇、譚志豪、冀樹勇 (2011), 「不同廣域降雨促崩分析模式於山崩預警應用之探討」, 第十四屆大地工程研討會, 台灣桃園。(Chen, Y.H., Tan, C.H., and Chi, S.Y. (2011). “Comparison Study of Three Deterministic Models to Predict Regional Rainfall-induced Landslides for Sketching Early Warning System”, The 14th Conference On Current Researches In Geotechnical Engineering In Taiwan.(in Chinese))
- [4] 譚志豪、陳憶璇、冀樹勇 (2009), 「以定率法評估集水區山崩臨界雨量」, 中興工程季刊, 第 105 期, 第 5-16 頁。(Tan, C.H., Chen, Y.H., and Chi, S.Y. (2009). “A deterministic method for estimating critical rainfall thresholds of landslides in the watershed.” *Sinotech Engineering*, 105, 5-16. (in Chinese))
- [5] Baum, R.L., Savage, W.Z., and Godt, J.W. (2002). “TRIGRS - A fortran program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis,” U.S. Geological Survey Open-File Report 02-0424.
- [6] Caine, N. (1980). “The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows,” *Geografiska Annaler*, 62A(1-2), 23-27.
- [7] Dietrich, W.E. and Montgomery, D.R. (1994). “A Physically Based Model for The Topographic Control on Shallow Landsliding”, *Water Resources Research*, Vol. 30, 1153-1171.
- [8] Dietrich, W.E., and Montgomery, D.R. (1998). “SHALSTAB: A digital terrain model for mapping shallow landslide potential,” <http://socrates.berkeley.edu/~geomorph/shalstab/>.
- [9] Godt, J.W. (2004). “Observed and Modeled Conditions for Shallow Landsliding in the Seattle,” Washington Area, Ph.D. Dissertation, University of Colorado.
- [10] Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., and Stark, C.P. (2007). “Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe,” *Meteorology and atmospheric physics*, 98(1-2), 239-267.
- [11] Iverson, R.M. (2000). “Landslide triggering by rain infiltration,” *Water Resources Research*, Vol.36(7), 1897-1910.
- [12] Jakob, M., and Weatherly, H. (2003). “A hydroclimatic threshold for landslide initiation on the North Shore Mountains of Vancouver, British Columbia,” *Geomorphology*, 54, 137-156.
- [13] Keefer, D.K., Wilson, R.C., Mark, R.K., Brabb, E.E., Brown, W.M., Ellen, S.D., Harp, E.L., Wiczorek, G.F., Alger, C.S., and Zatkun, R.S. (1987). “Real-time warning during heavy rainfall,” *Science*, 238, 921-925.
- [14] Salciarini, D. et al. (2006). “Modeling Regional Initiation of Rainfall-induced Shallow Landslides in the Eastern Umbria Region of Central Italy,” *Landslides*, 3, 181-194.
- [15] Savage, W.Z., Godt, J.W., and Baum, R.L. (2004). “Modeling Time-dependent Slope Stability”, *Proceedings of 9th International Symposium on Landslide*, June-July, Rio de Janeiro, Brazil, 23-28.

2012年05月18日 收稿

2012年07月02日 修正

2012年07月23日 接受

(本文開放討論至 2013 年 6 月 30 日)