

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

譚志豪¹、陳憶璇²、冀樹勇³、費立沅⁴、李錦發⁵、蘇泰維⁶

一、前言

大甲溪流域歷經921集集地震(芮氏規模ML=7.3, 1999)、桃芝颱風(2001)、敏督利颱風(2004)、艾利颱風(2004)等重大災害事件後，大甲溪兩岸自德基至馬鞍壩間產生多處崩塌及土石流，除造成路基沖毀、河道淤積、洪水位高漲等現象外，更導致水利、交通設施嚴重損壞，至今仍無法完全修復。大甲溪流域崩塌類型多屬淺層崩塌，在921集集地震後之崩塌區域更是顯著擴增，後續桃芝颱風、敏督利颱風、艾利颱風等事件又再驅動已鬆動之風化層而形成新增崩塌地或造成原有崩塌地持續擴增。以崩塌最為嚴重之德基至馬鞍間為例，根據遙測影像判視結果，該區域在集集地震、桃芝颱風及敏督利颱風事件前後分別新增近2,800萬m²、670萬m²及1,400萬m²之新增崩塌地。其中，督利颱風期間，大甲溪上游連續一小時最大降雨量超過200年頻率雨量，致使東卯溪、松鶴部落、麗台、永安、穿雲等地區產生大量的崩塌與土石流，而短延時暴雨亦造成河岸堤防潰損及德基、青山、谷關等電廠沖毀，災情十分嚴重。

針對廣域淺層崩塌，本文採用定值分析法(deterministic analysis)進行，分析程序先探討降雨特性，乃至求解風化層之未飽和入滲問題，再進一步計算暫態地下水位上升幅度，最終透過極限平衡法評估此暫態地下水變化對邊坡穩定性之影響。此法具物理與力學機制，且可廣納多項地文及水文因子藉以評估集水區邊坡在降雨期間之崩塌潛勢。本文除建立一套可評估廣域集水區坡地崩塌潛勢之分析模式，另探討集水區邊坡在不同的暴雨條件下可能的崩塌位置及範圍，以提供後續相關的預警準則及保全對策之擬定。

二、研究案例概述

(一) 研究區域

大甲溪流域位於台灣中西部(如圖1所示)，山區最高可達海拔3,875 m以上。河床坡度自上游發源地逐漸向中、下游遞緩。流經德基後坡度轉緩，至谷關後河谷漸趨狹窄，為典型之峽谷地形。谷關以西河岸較為開闊，河床寬達百公尺，流勢漸緩，上游攜帶之砂石紛紛沉積。馬鞍起河流轉向北行10餘公里，

¹財團法人中興工程顧問社大地工程研究中心 研究員
²財團法人中興工程顧問社大地工程研究中心 研究員
³財團法人中興工程顧問社大地工程研究中心 經理
⁴經濟部中央地質調查所環境與工程地質組 組長
⁵經濟部中央地質調查所環境與工程地質組 科長
⁶經濟部中央地質調查所環境與工程地質組 科員

至東勢復向西流至石岡。石岡為大甲溪下游沖積扇的扇頂位置，至此以下迄河口長約30 km，流入平原後河寬達數百公尺以上，河床滿佈砂礫與沉積物。

(二) 地層與地質條件

大甲溪上、中游為古第三紀地層與新第三紀地層，岩層主要係由為硬頁岩、板岩、石英岩、砂岩、頁岩及混質粉砂岩所組成，由東向西包括廬山層、水長流層、佳陽層、四稜砂岩、達見砂岩、白冷層等；中游則為新第三紀地層，含國姓層、關刀山層、錦水層及卓蘭層等。上述區域性劈理、節理構造極為發達，岩層易風化破碎，加上地層傾斜與源於此山地的溪流也多屬陡急的坡降，故造成本區內劇烈的河川侵蝕以及頻繁的崩塌現象。下游為第四紀地層，含火炎山層、洪積層及沖積層。至於地質構造方面，大甲溪流域普遍受到斷層與摺皺影響，因此具多處剪裂帶及破碎帶。沿谷關至德基間之台8線公路可見大規模之褶皺群。岩層中亦頗常見錯動之逆斷層。

(三) 氣候條件

大甲溪流域位於北迴歸線以北，處於亞熱帶季風氣候區。由於流域東西狹長、地形複雜，氣溫隨高程變化差異頗大，上游梨山地區年均溫約在攝氏15度，中游達見至谷關、東勢一帶約在19度，下游沿海地區則介於20-25度間。夏季為6至8月，冬季為12月至隔年2月。

至於雨量方面，大甲溪流域雨量豐沛，現有自記式雨量測站約有20餘處，惟上游山區設置較少。上游地區平均年雨量介於3000-3500 mm，中、下游地區約在2000-2500 mm，下游至沿海地區則在1500-2000 mm左右。根據長期統計結果顯示，降雨多集中於5-9月，約佔全年總雨量75%。颱風季節集中在6-8月，颱風過境時日雨量常達500mm以上。

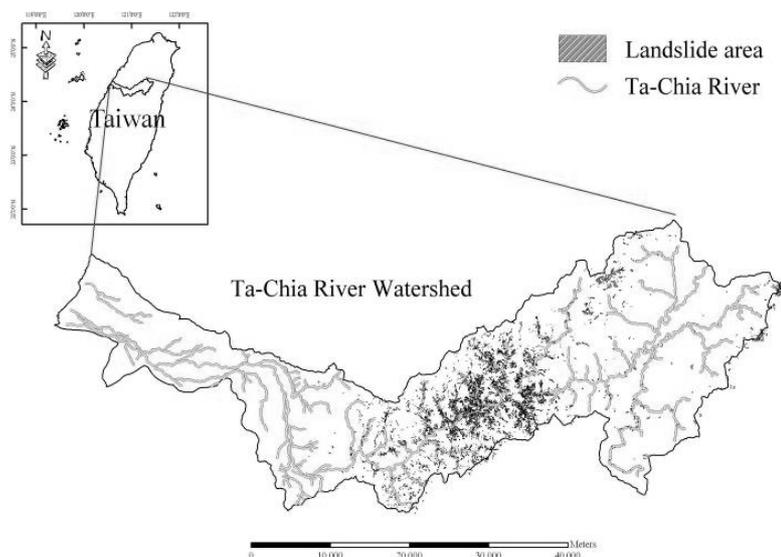


圖 1 研究區域（大甲溪流域）

三、研究理論與方法

本文採美國地質調查所(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)。TRIGRS模式乃基於Iverson(2000)之研究成果發展而來，旨在求解區域內各無限邊坡網格在降雨入滲條件下邊坡安全係數隨孔隙水壓之變化情形。

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位變動。待求得暫態地下水位分布後，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)，該式可透過 m 值選定來通盤考量均質無限邊坡或有限深度內存在相對不透水基岩之狀況，即：

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

式中， φ 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， $\beta = \lambda \cos \alpha$ ， $\lambda = \cos \alpha - (I_z / K_z)_{LT}$ ：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步階函數， $\operatorname{ierfc}(\eta)$ 為互補誤差函數。而極限平衡法係透過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 $\varphi(Z,t)$ 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：

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

四、3S 之結合與應用

本文考量GIS系統之空間概念化、資料開放性、格式相容性及系統互通性等特點，故選擇採用GIS系統做為主要分析工作平台，進行資料數化、儲存、圖層套疊、整合分析及展示查詢，以建立TRIGRS程式所需之輸入參數圖層。首先透過GPS系統將地表高程測量、現地調查與試驗位置及既有參數資料庫等資訊透過三維坐標

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(地下水分布、雨量分布)、土工資訊(物理性質、強度特性、水力特性)；再利用ArcGIS所提供之空間分析功能(Spatial Analysis) 將上述資訊透過運算(如克力金法、或徐昇氏多邊形法)及資料格式轉換將Raster網格式資料轉換為TRIGRS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RS衛星影像、航空照片等圖層進行交叉套疊分析以驗證分析成效。茲將本研究區域應用上述3S技術所製作之各項圖層介紹如下。

(一) 坡度

大甲河流域地勢陡峻，高程落差大，研究區域內除河谷鄰近區域外，邊坡坡角多介於28-45度間，流域內最陡處坡角可達75度。透過大甲河流域之數值地形模型資料建立坡度圖層，如圖2所示。

(二) 力學參數及水文地質參數

大甲河流域可分為數個地質單元，包括廬山層、乾溝層、大桶山層、達見砂岩層及四稜砂岩層等，其分布位置可參考圖3之1/250,000地質圖。根據過去研究區域內各岩層之既有參數資料庫顯示，各地質分區淺層風化層之力學參數與水力參數如表1所示。本文係假定風化土層之力學性質與其基岩有著正向關係，故輸入參數初值亦以此地質分區作設定(材料參數值介於基岩至風化土)。

表 1 大甲河流域各地層分區之材料參數

地質分區	γ_t	c	ϕ	K	D	I_z
	(kN/m ³)	(kPa)	(°)	(10 ⁻⁶ m/sec)	(10 ⁻⁶ m ² /sec)	(10 ⁻⁷ m/sec)
四稜砂岩	22	3400~6.8	43~27	100~10	20000~100	10~1
瑞芳群及其相當地層	20	2000~16	30~28	10~1	2000~10	1~0.1
廬山層	22	2300~12.5	32~29	10~1	2000~10	1~0.1
三峽群及其相當地層	20	2000~16	30~28	10~1	2000~10	1~0.1
野柳群及其相當地層	25	2800~19	36~27	10~1	2000~10	1~0.1
乾溝層	22	3300~6.5	42~23	5~0.5	1000~10	0.5~0.1
大桶山層	21	2200~17	32~28	10~1	2000~10	1~0.1
卓蘭層及其相當地層	26	1800~15.5	33~27	0.1~0.01	200~1	0.01~0.001
頭嵙山層及其相當地層	26	1800~15.5	33~27	0.1~0.01	200~1	0.01~0.001
紅土臺地堆積	18.6	30~22	22~20	0.05~0.005	10~0.5	0.05
臺地堆積	18.6	25~20	25~20	10~1	2000~10	1~0.1
沖積層	18.6	25~20	25~20	10~1	2000~10	1~0.1

(三) 風化土層厚度

就地形學的觀點而言，當坡度愈陡時，其風化殘餘土層之厚度愈薄。反之，當坡度愈緩則其厚度愈厚。本文除實際針對研究範圍進行風化土層厚度調查外(詳見圖4(a))，亦累積相關文獻資料(Delmonaco et al., 2003; Salciarini et al. 2006)進行統計，獲得本研究區域之風化土層厚度分布，如圖4(b)所示。

(四) 初始地下水位

集水區廣域降雨促崩模式分析主要考慮當豪雨事件發生時，淺層可能滑動層內之水壓變化情形，進而評估水壓對邊坡穩定性之影響程度，故於分析時需考慮風化土層內初始之水壓分布狀況。本研究採用SINMAP模式(Saulnier et al.,1997; Watler et al.,2002)計算風化土層內之初始飽和度，其利用比集水面積配合坡度作為推估孔隙水壓的有效參數，如圖5(a)。根據上述模式，可求得大範圍集水區面積內各單元土體之飽和水位線位置，即視為淺層風化層之初始水位高度，如圖5(b)所示。

(五) 分析颱風事件

本文以桃芝颱風及敏督利颱風為研究事件，探討兩次暴雨事件對大甲溪流域坡地穩定之影響。桃芝颱風事件收集包括上谷關、松茂等33個雨量站之時雨量資料，而敏督利颱風則選用白冷、梨山等23個雨量站之時雨量資料做為促崩因子。舉研究區域內之雪嶺測站為例，桃芝颱風期間所量測到之時雨量柱狀圖如圖6(a)所示。至於降雨強度之空間分布則又隨降雨延時而異，以桃芝颱風降雨尖峰期間之雨量空間分布為例，研究區域內特定小時之雨量分布如圖6(b)所示。因此，進行降雨促崩分析時，上述之降雨時空分布差異均需納入考量。圖7(a)與7(b)則為敏督利颱風期間之時雨量柱狀圖及特定小時之雨量分布圖。

由於台灣地區之雨量站並非平均分布，特別是山區，因此大區域降雨分布情形需透過分區計算平均降雨量方式進行。為進一步考慮後續山崩警戒雨量之訂定，故本研究採用徐昇氏多邊型法，此法考慮雨量站之空間分佈效應，其精確度較平均法合理，再山區有限的雨量站資料條件下較為適用。

(六) 災害事件山崩目錄

在建立降雨促崩潛勢分析模式時，主要透過反算方式率定研究範圍各分區之力學參數及水文地質參數，分析結果須與現地實際發生崩塌之區域進行比對，以瞭解模式分析之準確度。圖8(a)及8(b)為桃芝颱風事件及敏督利颱風事件之山崩目錄，藉以進行後續模式率定與驗證工作。

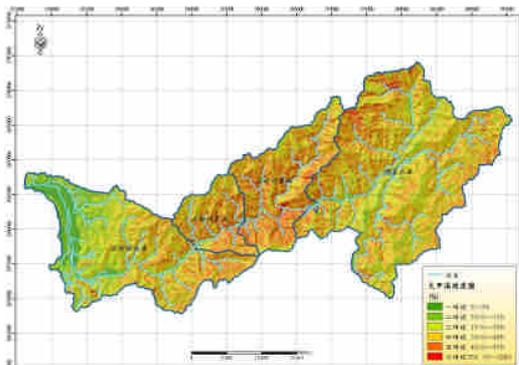


圖 2 坡度

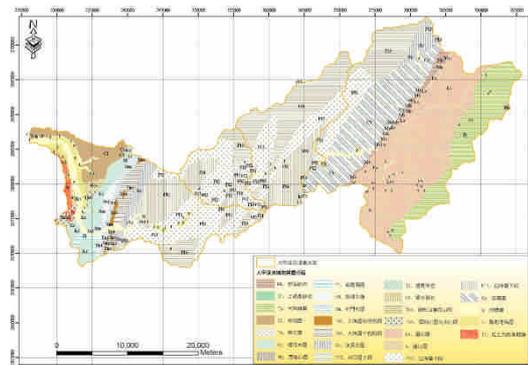


圖 3 水文地質參數之地質分區

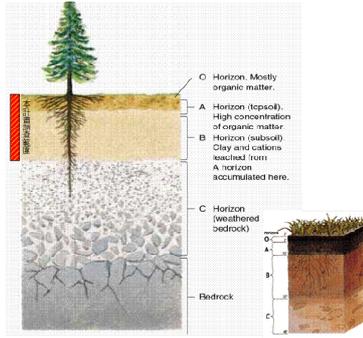


圖 4(a) 土壤厚度調查範圍(0, A, B 層)

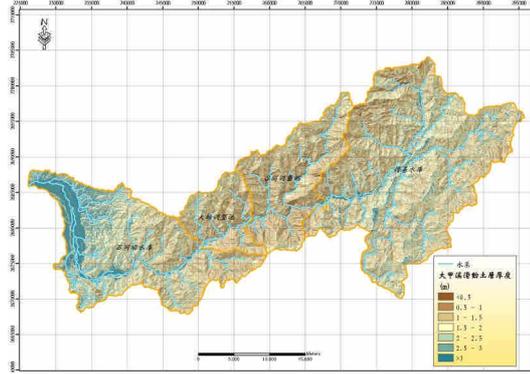


圖 4(b) 風化土層厚度分布

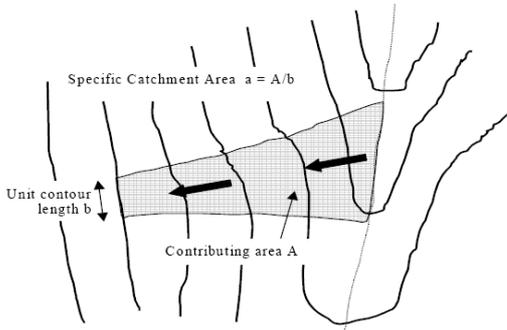


圖 5(a) 比集水面積定義示意圖

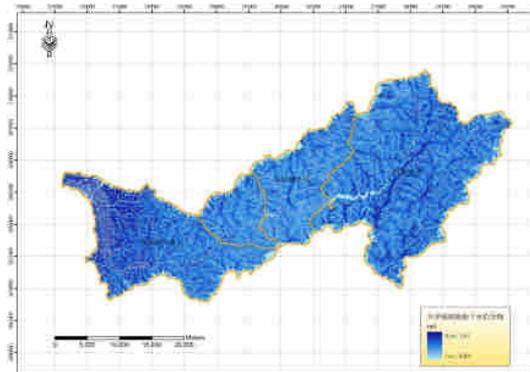


圖 5(b) 地下水位分布圖

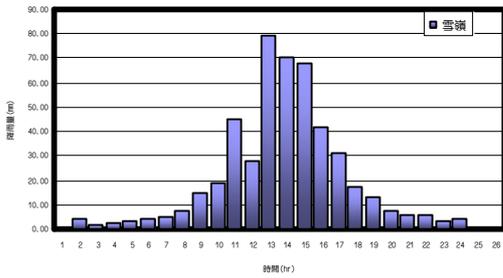


圖 6(a) 桃芝颱風期間雪嶺氣象站之時雨量雨柱圖

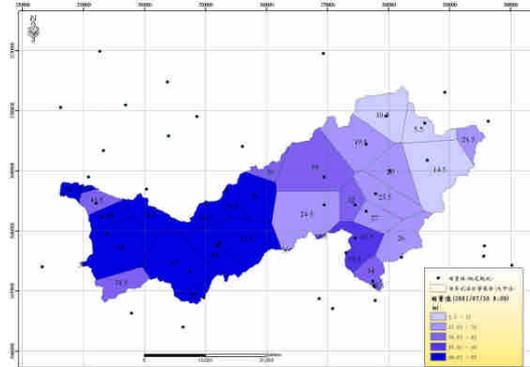


圖 6(b) 大甲河流域雨量分布圖 (桃芝颱風 2001/07/30 08:00)

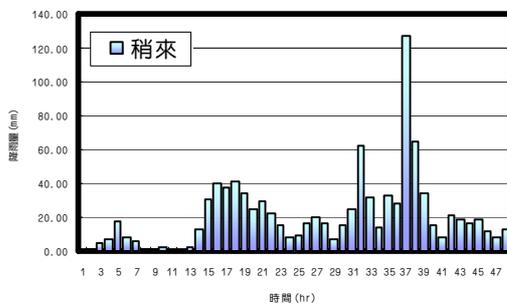


圖 7(a) 敏督利颱風期間稍來氣象站之時雨量雨柱圖

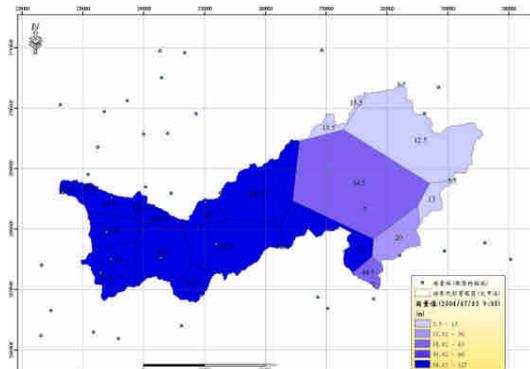


圖 7(b) 大甲河流域雨量分布圖 (敏督利颱風 2004/07/03 09:00)

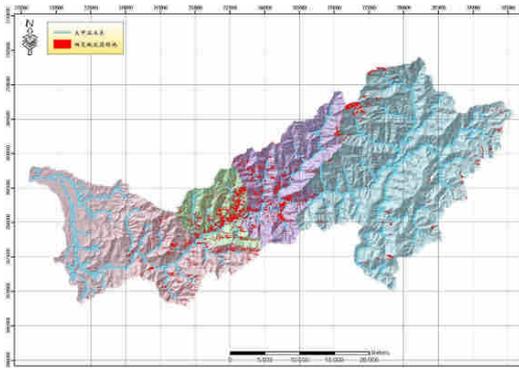


圖 8(a) 大甲溪流域桃芝颱風新增崩塌

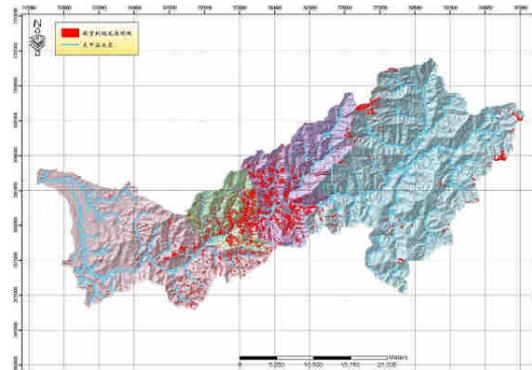


圖 8(b) 大甲溪流域敏督利颱風新增崩塌

五、研究成果

(一) 模式率定與驗證

模式率定過程中主要以桃芝颱風(共計26個小時)做為災害分析事件，以反算出大甲溪流域之合理參數範圍。為確保分析結果均是因豪雨引起的不穩定狀況(安全係數小於1.0)，需確定反算出之參數在未發生降雨之前研究區域內之安全係數均大於1.0。最後分析結果如圖9(a)，其中紅色部分為安全係數小於1.0的區域，為了解分析結果之準確程度，需與桃芝颱風實際發生之山崩做一套疊比對(如圖9(b))，黑色多邊形為崩塌地範圍圈繪，約有3841處。分析結果顯示在空間分布上，安全係數小於1.0之邊坡網格單元與實際發生山崩之吻合率約為92%。統計其崩塌與非崩塌之網格數(詳表2)，精算其山崩正確率為64.23%、非山崩正確率94.76%、總正確率94.19%，均在率定原則之內，尚於可接受之範圍。

降雨促崩模式驗證係透過敏督利颱風(共計48個小時)降雨所造成之崩塌事件來檢驗模式分析之正確性與準確度。圖10(a)為驗證分析結果，其中橘色部分為安全係數小於1.0的區域，表示這些區域在敏督利颱風豪雨作用下產生破壞情形，同時可看出本模式可計算出隨著降雨時間、空間分布之不同，造成破壞區域的時空變化，有效分析出降雨引發之暫態地下水位變化對區域邊坡穩定之影響。

為掌握分析結果之準確程度，分析結果須與敏督利颱風期間實際發生崩塌之範圍做一套疊比對(圖10(b))，黑色多邊形為實際崩塌範圍，計4733處崩塌地。模式分析結果可獲得在空間分布上有95%以上之崩塌地被模式評估出崩塌網格(安全係數小於1.0)。統計集水區範圍分析所得之崩塌與非崩塌網格數(詳表3)，精算出本次模式分析之山崩正確率為68.94%、非山崩正確率為94.60%、總正確率為91.20%。此結果驗證本模式在敏督利颱風事件之崩塌預測上其正確性及準確度均在可接受之範圍。

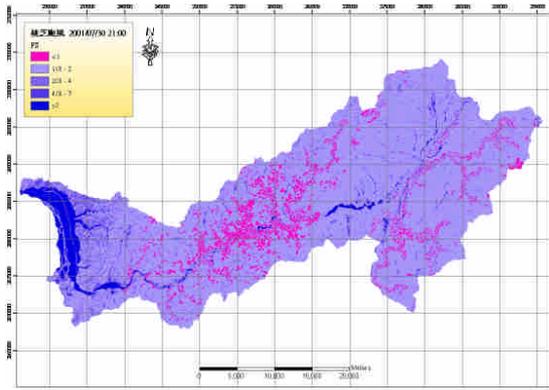


圖 9(a) 桃芝颱風崩塌分析結果

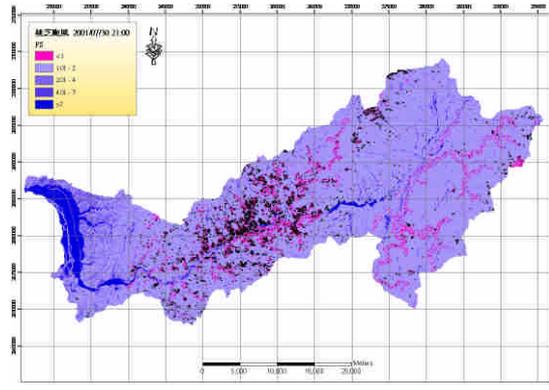


圖 9(b) 桃芝颱風分析結果與山崩目錄套疊

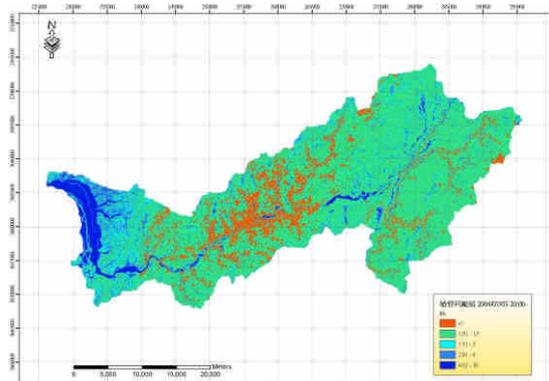


圖 10(a) 敏督利颱風崩塌分析結果

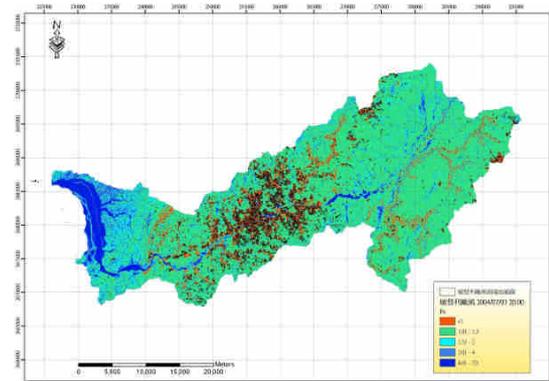


圖 10(b) 敏督利颱風分析結果與實際山崩目錄進行套疊

表 2 大甲溪流域於桃芝颱風之降雨促崩分析正確率計算

總網格數 686362		模式預測結果(網格數統計)	
		(FS ≤ 1)	(FS > 1)
實際 狀況	已崩塌	8315	4631
	非崩塌	35277	638139
山崩正確率為 64.23%、非山崩正確率 94.76%、總正確率 94.19%			

表 3 大甲溪流域於敏督利颱風之降雨促崩分析正確率計算

總網格數 666362		模式預測結果(網格數統計)	
		(FS ≤ 1)	(FS > 1)
實際 狀況	已崩塌	16494	7430
	非崩塌	34710	607728
山崩正確率為 68.94%、非山崩正確率 94.60%、總正確率 91.20%			

(二) 降雨促崩潛勢預測

本分析將重現期距200年且降雨延時設定為24小時之累積降雨量(選用梨山、上谷關等31個雨量站製作徐昇氏雨量站網以輸入雨量，如圖11)輸入前述已完成率定及驗證之大甲溪流域降雨促崩模式，評估200年重現期距之一日累積暴雨對大甲溪流域坡地穩定性之影響。

另將分析成果進一步劃分出高潛勢、中高潛勢、中潛勢及低潛勢四級等區域。其中，安全係數小於1.0之範圍定義為高潛勢區；安全係數介於1.0~1.4定義為中高潛勢區（真實山崩被判釋出98%）；安全係數介於1.4~1.5定義為中潛勢區（真實山崩被100%完全判釋）；其他安全係數大於1.5範圍定義為低潛勢區，如圖12所示（圖中徐昇氏雨量站網內數字為臨界崩塌比%）。此成果可進一步提供後續相關山崩預警及山崩災害管理之參考。

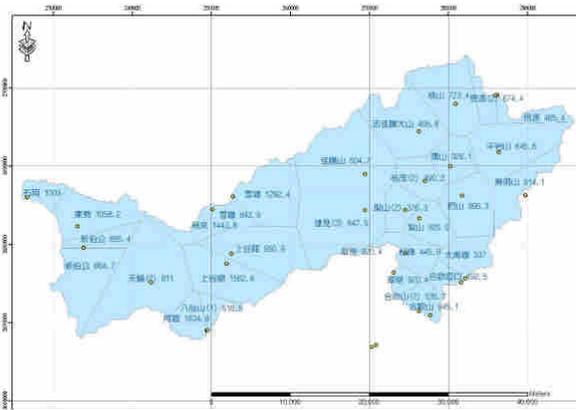


圖 11 大甲溪流域 200 年重現期距一日累積雨量之分布

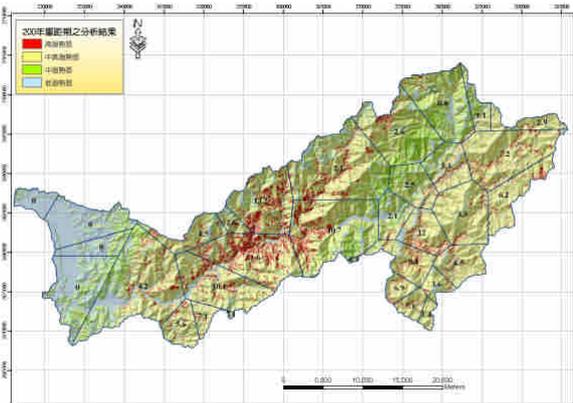


圖 12 大甲溪流域 200 年重現期距之崩塌潛勢分級圖

(三) 山崩臨界雨量建議

為進一步掌握流域內各區域之促崩雨量，以研擬進一步之預警及保全措施，本文透過集水區廣域降雨促崩模式評估各區域之山崩臨界雨量。

以梨山雨量站控制面積為例(輸入雨型如圖13所示)，逐一輸入不同大小之累積總雨量至降雨促崩模式進行分析，評估控制範圍面積內不同累積雨量條件下之崩壞比，最終繪製控制範圍內崩塌比隨累積雨量之變化關係，並由該關係曲線找出臨界雨量下限值及上限值。由圖14可看出當雨量累積約到95mm時，其崩塌比開始有明顯增加之趨勢，直到雨量累積至190mm開始趨於平緩。因此建議梨山雨量站網控制範圍內之臨界雨量建議下限與上限值介於95mm-190mm間。利用上述方式針對大甲溪流域各區域進行山崩臨界雨量分析，建立大甲溪流域全區之臨界雨量建議下限值與上限值分布圖(如圖15(a)與15(b)所示)，作為大甲溪流域之山崩臨界雨量建議值，提供後續山崩預警及山崩災害管理之參考。

六、結論與建議

本文以大甲溪流域為研究案例，透過TRIGRS程式並結合3S技術，成功的對桃芝颱風、敏督利颱風所造成的崩塌地規模及位置做出合理的預測。本模式考量了地形、暫態地下水位、風化土層厚度、風化土層力學與水力特性以及降雨在空間與時間分布等因子，故能有效描述因暫態降雨入滲所引致之淺層崩塌。同時採用

不同重現期距降雨量進行山崩潛勢評估，除能藉此評估該流域於不同降雨條件下之可能崩塌位置及崩塌規模外，亦獲得廣域集水區之臨界雨量值上、下限範圍，對後續相關預警準則之建立及保全對策之擬定提供了良好的基礎。

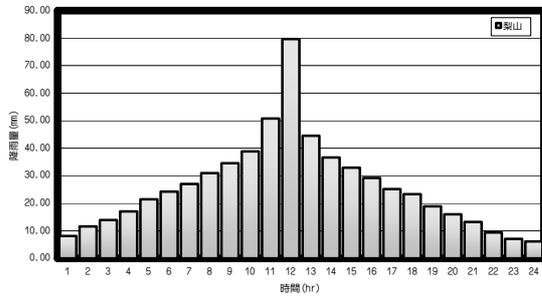


圖 13 梨山雨量站之輸入雨型

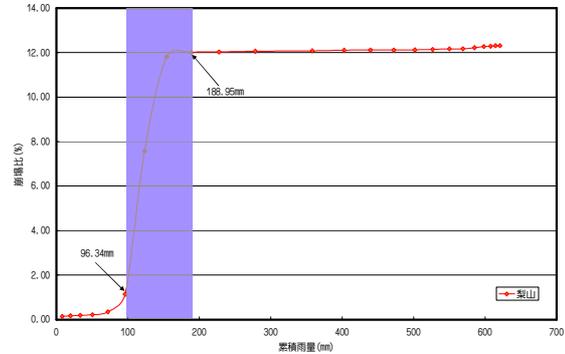


圖 14 梨山雨量站控制範圍之臨界雨量值訂定

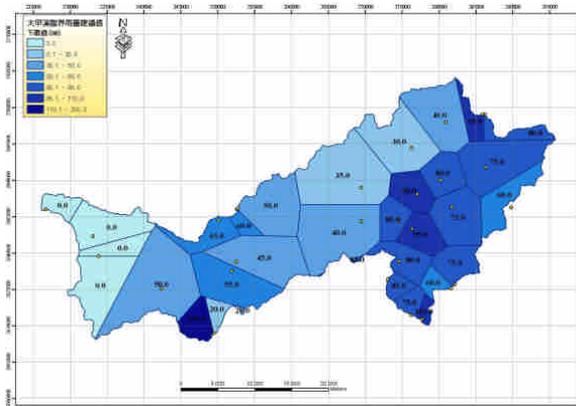


圖 15(a) 大甲河流域山崩臨界雨量建議下限值

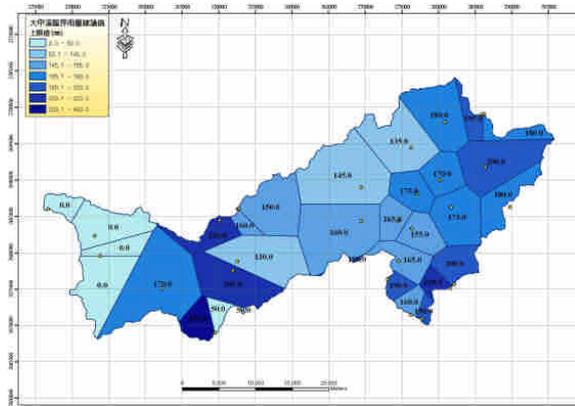


圖 15(b) 大甲河流域山崩臨界雨量建議上限值

參考文獻

1. Baum, R.L., Savage, W.Z. & 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.
2. Iverson, R.M. (2000), "Landslide triggering by rain infiltration", Water Resour Res, 36(7): 1897-1910.
3. C.H. Tan, C.Y. Ku, S.Y. Chi & Y.H. Chen, L.Y. Fei, C.F. Lee and T.W. Su (2008), "Assessment of Regional Rainfall-Infiltration Landslide Susceptibility using the 3S-Based Hydrogeological Model", The 10th International Symposium on Landslides and Engineered Slopes, June 30~July 4 2008, Xi'an, China.
4. 譚志豪、陳憶璇、顧承宇、費立沅、李錦發、蘇泰維 (2008), 「廣域山崩災害預警系統之初步建置」, 中華民國地質學會與中國地球物理學會九十七年年會暨學術研討會, 台南, 台灣。