

國立交通大學

土木工程學系

碩士論文

地形指數模式於崩塌潛勢分析之應用
Investigation on the Potential Landside by using
the Topographic Index Model

The logo of National Central University (NCU) is a circular seal. It features a gear-like outer border. Inside the circle, there is a stylized building or structure. At the bottom of the seal, the year '1896' is inscribed.

研究生：邱仁猷

指導教授：楊錦釗 博士

謝德勇 博士

中華民國九十九年七月

地形指數模式於崩塌潛勢分析之應用
Investigation on the Potential Landside by
using the Topographic Index Model

研究生：邱仁猷

Student: Jen-You Chiu

指導教授：楊錦釗

Advisor: Jinn-Chuang Yang

謝德勇

Te-Yung Hsieh

國立交通大學

土木工程學系

碩士論文

A Thesis Submitted to Civil Engineering

College of Engineering

Nation Chiao Tung University

in Partial Fulfillment of the Requirements

for the Degree of Master

in

Civil Engineering

July 2010

Hsinchu, Taiwan, Republic of China

中華民國九十九年七月

地形指數模式於崩塌潛勢分析之應用

研究生：邱仁猷

指導教授：楊錦釗

謝德勇

國立交通大學土木工程學系

摘要

本研究先利用地形指數模式推估降雨前坡地地下水位於空間之不均勻分佈情況，再以此條件設定崩塌模式之初始地下水位，進行降雨事件之坡地崩塌潛勢模擬，以探討初始地下水位與其空間不均勻分佈效應對坡地崩塌潛勢之影響。

本研究首先對地形指數模式與崩塌模式之參數進行敏感度分析，除了決定地形指數模式之重要影響因子外，並解析初始地下水位設定對崩塌潛勢模擬結果之影響程度。接著再以霞雲站上游集水區為例，針對重要影響因子進行模式的率定與驗證，以確保後續模式模擬分析的合理性。最後，以艾利颱風為例，整合地形指數模式之初始地下水位資訊，進行霞雲站上游集水區崩塌潛勢模擬分析，具體評估初始地下水位設定與其空間不均勻分佈效應對坡地崩塌潛勢之影響。

關鍵詞：地形指數模式、坡地崩塌模式、初始地下水位

Investigation on the Potential Landslide by Using the Topographic Index Model

Student : Jen-You Chiu

Advisor : Jinn-Chuang Yang

Te-Yung Hsieh

Department of Civil Engineering
National Chiao-Tung University



ABSTRACT

This study utilized topographic index model to estimate uneven spatial distribution of slope groundwater level before rainfall, to set initial groundwater level for landslide model to simulate slope landslide potential in rainfall event. The impact of initial groundwater level and its uneven spatial distribution effect on slope landslide potential will be analyzed and discussed in this study.

This study first conducted sensitivity analysis on parameters of topographic index model and landslide model. The effect of important impact factors of topographic index model and the initial groundwater level setting on landslide potential simulation were studied and analyzed, The catchment area located at upstream of Hsia-Yun Gage Station in Shimen Reservoir was considered as an example case to perform the model calibration and verification in terms of important impact factors, so

as to ensure the model's reliability. Finally, the landslide potential for the catchment area due to the event of Typhoon Aere was studied by integrating the initial groundwater level information obtained by topographic index model to evaluate the impact of initial groundwater level setting and its uneven spatial distribution effect.

Keywords: topographic index model, slope landslide model, initial groundwater level



誌謝

承蒙恩師楊錦釗教授與謝德勇博士的悉心指導，得以使本論文順利完成，並感謝口試委員李光敦教授與李天浩教授惠賜學生寶貴意見，使得本論文更臻完善，在此謹向各位老師特致萬分謝意。

就學期間特別感謝研究室的胤隆學長、世偉學長、浩榮學長、建華學長、弘恩學長、昇學學長、寰宇學長、仲達學長、俊宏學長、仁凱學長、冠曄學長、柏傑學長、鏡如學姊、歆淳學姊、珊瑚學姊及曉萍學姊於學業上的指導和生活上的照顧，亦感謝好友群玲、琦雯、昀軒、浚騰、新詠、明儒、勁頤、凱呈、俊毅、雅信、芳諭、宗輝、凱平及辰彥在課業上的幫助與生活上的鼓勵，並感謝學弟妹聖翔、彥西、家偉、綾玲給予的協助。

感謝父母與家人多年來用心的栽培與無限的關愛；感謝俊瑋與珮綺的支持與鼓勵；因為眾人的幫忙與協助，讓我不論在順境或逆境中都得以圓滿，順利完成論文並獲取學位；亦感謝德正兄弟與如來宗，讓我有幸從不同的角度認識自己、從不同觀點去觀看這個世界，心由內而外的得到真正的富足與喜悅；感恩世上萬物眾生，沒有你們帶給我的挑戰與便利，亦沒有現在的我；抱著最真摯的心，感恩的心，獻上我最誠摯的謝意。最後將本論文和你們一同分享，願能為世人盡一份微薄的心力。

目錄

摘要	I
ABSTRACT	II
誌謝	IV
目錄	V
表目錄	VII
圖目錄	VIII
符號說明	X
第一章 緒論	1
1.1 研究動機與目的	1
1.2 文獻回顧	1
1.2.1 地形指數模式	1
1.2.2 數值高程模式	2
1.2.3 坡地崩塌模式	3
1.3 研究方法	4
第二章 模式理論架構	5
2.1 地形指數模式	5
2.2 數值高程模式	9
2.3 崩塌定率模式	11
第三章 參數敏感度分析	13
3.1 地形指數模式	13
3.1.1 參數說明	13
3.1.2 分析方法與流程	14

3.1.3 案例設計.....	15
3.1.4 分析結果.....	15
3.2 坡地崩塌模式.....	16
3.2.1 前言.....	16
3.2.2 分析方法說明.....	16
3.2.3 分析案例與地質參數說明.....	16
3.2.4 分析結果.....	18
第四章 模式驗證分析.....	20
4.1 前言.....	20
4.2 研究區域概述.....	20
4.3 模式參數說明.....	20
4.4 分析結果.....	21
第五章 初始地下水位對坡地崩塌之影響分析.....	23
5.1 前言.....	23
5.2 模擬案例與參數說明.....	23
5.3 分析結果.....	23
第六章 結論.....	26
參考文獻.....	27
附錄一.....	51

表目錄

表 3.1 地形指數模式參數基質設定一覽表	31
表 3.2 不同總降雨量、初始地下水位深度為 4m 的崩塌情形	31
表 3.3 不同總降雨量、初始地下水位深度為 3m 的崩塌情形	31
表 3.4 不同總降雨量、初始地下水位深度為 2m 的崩塌情形	31
表 3.5 不同總降雨量、初始地下水位深度為 1m 的崩塌情形	31
表 3.6 崩塌面積、初始地下水位與不同降雨量之關係	32
表 3.7 初始地下水位均值時差異程度對照表	32
表 5.1 艾利颱風，初始地下水位空間不均勻分佈與均值之崩塌情形	32
表 5.2 艾利颱風，初始地下水位空間不均勻分佈與均值之差異程度	33



圖目錄

圖 2.1 地形指數模式示意圖	34
圖 2.2 多流向法示意圖	34
圖 2.3 集流面積示意圖	35
圖 3.1 案例設計地形指數面積分佈圖	35
圖 3.2 案例設計降雨組體圖	36
圖 3.3 地形指數模式參數敏感度分析結果(洪峰流量)	36
圖 3.4 地形指數模式參數敏感度分析結果(洪峰到達時間)	37
圖 3.5 霞雲站上游集水區坡度示意圖	38
圖 3.6 霞雲站上游集水區地質分佈圖	39
圖 3.7 模擬降雨型態示意圖	39
圖 3.8 不同總降雨量、初始地下水位為 4m 的崩塌情形	40
圖 3.9 不同總降雨量、初始地下水位為 3m 的崩塌情形	40
圖 3.10 不同總降雨量、初始地下水位為 2m 的崩塌情形	41
圖 3.11 不同總降雨量、初始地下水位為 1m 的崩塌情形	41
圖 3.12 崩塌面積、初始地下水位均值與不同降雨量示意圖	42
圖 4.1 霞雲站上游集水區高程示意圖	43
圖 4.2 霞雲站上游地形指數面積分布曲線圖	44
圖 4.3 霞雲站上游集水區地形指數值之空間分佈	45
圖 4.4 2003 年霞雲站上游集水區降雨組體圖	46
圖 4.5 2004 年艾利颱風於霞雲站上游集水區降雨組體圖	46
圖 4.6 霞雲站上游集水區年蒸發量示意圖	47
圖 4.7 地形指數模式，退水係數SZM之推求	47

圖 4.8 地形指數模式流量模擬結果(2003).....	48
圖 4.9 地形指數模式流量模擬結果(2004 艾利颱風)	48
圖 5.1 霞雲站上游集水區初始地下水位空間分佈圖	49
圖 5.2 初始地下水位空間分佈與不同均值地下水位之崩塌示意圖 ...	50



符號說明

D_i : 每單位格網之地下水位

\bar{D} : 平均地下水位

a_i : 每單位格網上游單位寬度集流面積

SZM : 退水係數

T_0 : 土壤流通度

λ : 地形指數平均值

A : 上游集流面積

T_e : 平均土壤流通度

S_{RZ} : 根系層貯蓄水量

t : 時間

t' : 稽延效應時間

P : 降雨量

Δt : 時間間距

ET : 蒸發散量

PET : 勢能蒸發散量

S_{uzi} : 未飽和含水層貯蓄水份量

S_{RZmax} : 根系層之最大容許貯蓄水量



- q_{V_i} : 垂直入滲通量
 Q_{si} : 地表逕流量
 T_d : 水體通過未飽和區土壤延時
 Q_V : 平均入滲通量
 A_i : 垂直入滲通量之集流面積
 Q_b : 地表下逕流量
 Q_0 : 土壤飽和時之地表下逕流量
 γ : 土壤地形指數平均值
 R : 降雨強度
 A_c : 土壤飽和區面積
 x_g : 逕流路徑之長度
 v_g : 逕流路徑之平均速度
 Rv : 坡面流速
 Q : 集水區出口處之總出流量
 K_i : 水流流入方向垂直之等高線長
 L_j : 水流流出方向垂直之等高線長
 L : 有效等高線長度
 T_D : 重力排水延時
 FS : 安全係數



- Z : 垂向深度
- ϕ : 摩擦角度
- d_{LZ} : 土層厚度
- α : 坡地之坡度
- γ_w : 水之單位重
- C : 土壤之凝聚力(cohesion)
- ψ : 壓力水頭(pressure head)
- θ : 含水量(moisture content)
- R : 降雨強度(rainfall intensity)
- T_{dt} : 降雨延時(rainfall duration)
- K_s : 飽和水力傳導係數(saturated hydraulic conductivity)



第一章 緒論

1.1 研究動機與目的

近年來由於極端降雨頻繁，導致坡地崩塌問題越來越顯著。但在進行坡地崩塌分析時，受限於地下水觀測資料不足，常無法合理設定初始地下水位資訊。於是本研究嘗試引用地下水位計算模式，探討颱風來臨前之初始地下水位的問題；再連結坡地崩塌模式，進一步探討初始地下水位對坡地崩塌的影響。

1.2 文獻回顧

根據本研究目的，可將研究流程劃分如下。首先使用地形指數模式(TOPMODEL)計算降雨事件來臨前的初始地下水位，該模式依地形特性所劃分的地形指數，則可由數值高程模式(Digital Elevation Model,DEM)產製；再將上述空間不均勻分佈之初始地下水位，代入坡地崩塌模式進行崩塌潛勢分析。於此首先將針對地形指數模式、數值高程模式與坡地崩塌模式進行文獻回顧。

1.2.1 地形指數模式

Kirkby (1975)首先提出地形指數(Topographic Index = $\ln(a / \tan \beta)$)的觀念，其中 a 為上游集水面積， $\tan \beta$ 為地表坡度。藉由此地形特性因子，可瞭解地下水位之空間分佈情形。Beven and Kirkby(1979)以部份集水面積為理論基礎，建立地形指數模式，藉由集水區內地形與土壤的特性，推算地表與飽和含水層間之距離，並定義地表與飽和含水層間之距離為

零時，該位置點即為部份集水面積的地表逕流起點。Beven and Wood (1983)應用 Eagleson (1972)與 Hebson and Wood(1982)之方式，藉由降雨特性進行洪水頻率分析，再配合地形指數模式，將部份集水面積所佔比例表示為地形指數之函數。Quinn and Beven (1993)利用地形指數模式，分別針對溼季與乾季進行集水區的逕流模擬，並說明集水區氣候由溼季轉為乾季的退水流量歷線，藉由地形指數模式得到良好的模擬結果。Troch et al. (1993)與 Quinn et al. (1995)探討不同型式之地形指數值對地形指數模式模擬之影響，並用以推算部份集水面積所佔之比例。Seibert et al. (1997)提出以地下水指數(Groundwater Index)替代地形指數，藉此改善地形指數模式對地下水位的模擬能力。James and Keith (1998)以格網解析度為 20m 至 500m 之資料應用於地形指數模式，結果顯示地形指數值之推求受格網解析度影響，隨著格網解析度降低，故地形特性描述明顯減少，此效應會造成地形指數平均值隨之增加，而導致水文模擬發生改變。洪夢秋 (2005)以地形指數模式及動態地形指數模式，進行台灣地區橫溪集水區逕流模擬分析，藉以探討不同架構之地形指數模式於長、短期距逕流模擬之差異。

1.2.2 數值高程模式

Peucker and Douglas (1975)最早使用區域平行計算器(local-parallel processing operators)由個別格點上溯，並由與上一點所形成之凹坡或凸坡之關係，以決定其為河流或是陵線，乃為數值高程模式發展之始。Moore et al. (1986,1988)利用數值高程模式推求集水區地形指數值之空間分佈，證明土壤流通度與此參數有密切之關連。Wolock et al. (1989)與 Quinn et al. (1991)針對流向與流經格網數累積值之決定，提出多流向之

觀念與作法。Quinn et al. (1991)首先將數值高程模式應用於地形指數模式中，以多流向之數值高程模式，來推求集水區中不同位置點的地形指數值，並探討地形指數值與部份集水面積佔全集水區面積比例之關係。Troch et al. (1993)與 Quinn et al. (1995)探討不同型式之地形指數值對地形指數模式模擬之影響，並用以推算部份集水面積所佔之比例。Wolock and McCabe(1995)與 Quinn et al. (1995)探討單一流向與多重流向所擷取出河川網路之異同，進而分析因河川網路相異，而形成集水區地形指數值之推求結果亦有所不同。Johnson and Miller (1997)利用數值高程模式所求得集水區面積、坡度、渠流長度等地文特性，以進行地表水文模式模擬。Brasington and Richard (1998)分析格點尺度之改變對地形指數模式的影響，研究中發現模式之模擬結果和格點尺度密切相關。Lee (1998)與李等(1999b)應用數值高程模式配合地形性水文模式之運用，進行台灣北部地區集水區之降雨逕流模擬。

1.2.3 坡地崩塌模式

Skempton and Delory (1957) 以莫爾-庫倫破壞準則為基礎建立了無限邊坡穩定分析模式，為一廣泛採用於評估坡地崩塌可能性之分析方法。Fredlund et al.(1978) 提出未飽和土壤剪力強度關係式，將摩擦角之觀念加入土壤剪力強度關係式中，利用未飽和土壤剪力強度關係式可求得未飽和層邊坡穩定分析式，往後之學者進而將飽和入滲理論應用於無限邊坡穩定分析中，如 Johnson and Sitar (1990)等。

Iverson(2000)利用理查方程式之簡單解析解，計算不考慮超滲降雨作用下，斜坡之入滲，並利用無限邊坡穩定分析，模擬地下水上升引致飽和層邊坡破壞。陳弘恩(2005)得知當坡度愈大、內摩擦角愈小，或初

始地下水位深度與土層厚度之比值愈小，即初始地下水位愈高，則愈容易產生坡地破壞。楊錦釗(2008)發展之坡地潛崩塌風險評估模式，該模式以力學為基礎，首先利用無限邊坡理論建立定率模式，再配合單因子敏感度分析法，將水力傳導係數、土壤凝聚力與摩擦角等三項具高度不確定性之地質參數，定義為土砂風險管理因子，進一步利用一階變異數分析法，將其擴展為序率模式，達到計算崩塌機率之目的。

1.3 研究方法

經由以上文獻回顧，本研究首先採用 Beven (1993)所提出數值高程模式 GRIDATB，運用數值高程分析集水區地形特性與坡度，再結合 Quinn(1991)的多流向法，計算地形指數 $\ln(a/\tan\beta)$ 於集水區內的空間分佈後。再匯入 Beven and Kirkby (1979)提出的地形指數模式，藉由集水區地形與土壤特性的關係，得知降雨前初始地下水位空間分佈。最後將此結果代入楊錦釗(2008) 坡地潛崩塌定率模式進行崩塌潛勢模擬，進而探討初始地下水位對崩塌的影響。

第二章 模式理論架構

2.1 地形指數模式

地形指數模式是介於物理型模式與經驗型模式的集塊概念型水文模式，以地形特性為基礎與半分佈之方式來模擬集水區水文歷程，模式將土壤劃分為根系層(root zone)、未飽和含水層(unsaturated zone)與飽和含水層(saturated zone)，模式示意圖如 2.1 所示。地下水位 D_i 為飽和含水層至地表之間的距離，並定義 D_i 為零時，該位置為地表逕流之起點。

模式三個基本假設：(1)飽和含水層水力梯度近似於表面地形坡度 $\tan\beta$ (2)假定土壤流通度與地下水位為指數函數關係(3)地表逕流(單位面積上的流量)在空間上均等。根據上述假設可以求得 (Beven,1986a; Quinn and Beven,1993)

$$\frac{\bar{D}-D_i}{SZM} = \left[\ln \left(\frac{a}{\tan \beta} \right)_i - \lambda \right] - [\ln(T_0) - \ln(T_e)] \quad (2.1)$$

式中， D_i 為第 i 網格的地下水位為[L]； \bar{D} 為平均地下水位[L]； a_i 為格網上游單位寬度集流面積[L]； $\tan\beta$ 為地表坡度； SZM 為係數[L]； T_0 為土壤流通度[L²T⁻¹]； λ 為地形指數平均值，定義為：

$$\lambda = \frac{1}{A} \sum_{i=1} \ln \left(\frac{a}{\tan \beta} \right)_i \quad (2.2)$$

A 為上游集流面積[L²]。

土壤流通度平均值 T_e 定義為：

$$\ln T_e = \frac{1}{A} \sum_i \ln(T_0)_i \quad (2.3)$$

模型中假定 T_0 在空間上均等，故(2.1)式可改寫為：

$$D_i = \bar{D} - SZM \left[\ln \left(\frac{a}{\tan \beta} \right)_i - \lambda \right] \quad (2.4)$$

集水區中各格網地形指數值可利用數值高程模式推求，因此若能得知 \bar{D} 則可推得集水區中地下水位空間分佈情況。

根系層貯蓄水量 S_{RZ} [L]，可以由水文連續方程式表示為：

$$S_{RZ}(t+1) = S_{RZ}(t) + P(t+1) \cdot \Delta t - ET(t) \cdot \Delta t \quad (2.5)$$

式中， t 為時間[T]； P 為降雨量[LT⁻¹]； Δt 為演算時距[T]；而 ET 為蒸發散量[LT⁻¹]。

蒸發散量可表示為(Quinn and Beven,1993)

$$ET(t) = PET(t) \cdot \frac{S_{RZ}(t)}{S_{RZ\max}} \quad (2.6)$$

式中， PET 為势能蒸發散量[LT⁻¹]； $S_{RZ\max}$ 為根系層之最大容許貯蓄水量[L]。

若根系層儲蓄水份為零，此時根系層無蒸發散的情形發生。當根系層貯蓄水份達到最大容許貯蓄水量 $S_{RZ\max}$ ，多餘的水量將貯存於未飽和含水層中，並允許未飽和含水層貯蓄水份垂直入滲至飽和含水層中。而各位置的未飽和含水層貯蓄水份量 S_{UZ} 可表示為(洪夢秋,2005)

$$S_{UZi}(t+1) = \begin{cases} S_{UZi}(t) + (S_{RZi}(t) - S_{RZ\max}) - q_{Vi}(t) \cdot \Delta t - Q_{Si}(t), & S_{RZi}(t) > S_{RZ\max} \\ S_{UZi}(t) - q_{Vi}(t) \cdot \Delta t - Q_{Si}(t), & S_{RZi}(t) \leq S_{RZ\max} \end{cases} \quad (2.7)$$

式中， S_{uzi} 為 i 位置的未飽和含水層貯蓄水份量[L]； t 為時間， q_{Vi} 為 i 位置之垂直入滲通量[LT⁻¹]； Q_{Si} 為 i 點位置之地表逕流量[LT⁻¹]。模式中假設土壤未飽和層流動是完全垂向的。對於任一格網點，垂直入滲通量可表示為 (Beven and Wood,1983)

$$q_{Vi} = \frac{S_{UZ}}{D_i T_d} \quad (2.8)$$

式中， T_d 為水體通過未飽和區土壤延時[TL^{-1}]。

在計算整個流域的平均入滲通量 Q_v [LT^{-1}]，通常採用加權平均法，即

$$Q_v(t) = \frac{1}{A} \sum_i q_{vi}(t) A_i \quad (2.9)$$

式中， A_i 為垂直入滲通量 q_{vi} 的集流面積。

模式中地表下逕流量 Q_b [LT^{-1}] 與集水區平均地下水位 \bar{D} 之關係表示為 (Beven and Wood, 1983)

$$Q_b = Q_0 \exp\left(-\frac{\bar{D}(t)}{SZM}\right) \quad (2.10)$$

式中， Q_0 為土壤表面達到飽和的地表下逕流量。亦即平均地下水位深度為零的情況，可表示為 (Beven, 1986a, b)

$$Q_0 = \exp(-\gamma) \quad (2.11)$$

式中， γ 為集水區土壤-地形指數之平均值。定義為 (Beven, 1986a; Quinn and Beven, 1993)

$$\gamma = \frac{1}{A} \sum_i \ln\left(\frac{a}{T_0 \tan \beta}\right)_i \quad (2.12)$$

即地下水位深度平均值 \bar{D} 可表示為 (洪夢秋, 2005)

$$\bar{D}(t+1) = \bar{D}(t) + Q_b(t) \cdot \Delta t - Q_v(t) \cdot \Delta t \quad (2.13)$$

綜合以上所述，即可得知集水區出口總逕流量等於地表下逕流加上地表逕流，配合(2.10)式可解得退水歷線對時間的倒數關係：(Beven et al., 1995)

$$\frac{1}{Q_b} = \frac{1}{Q_0} + \frac{t}{SZM} \quad (2.14)$$

若已知地表下逕流量即可由(2.14)推求模式中之係數 SZM ，進一步利用(2.10)式可推求地下水位深度平均值 \bar{D} 起始值，再藉由(2.4)即可求得各點之地下水位深度 D_i 。

當地下水抬升到地表，即形成地表逕流，地表逕流計算式表示為：

$$Q_s(t)=R(t)A_c(t) \quad (2.15)$$

式中， R 為降雨強度[LT^{-1}]； A_c 為土壤飽和區面積[L^2]。

地表逕流至集水區出口所需時間與逕流路徑有關， i 位置點之地表逕流沿路徑 L 流至集水區出口所需時間可表示為：

$$t_i = \sum_{g=1}^m \frac{x_g}{v_g} \quad (2.16)$$

式中， m 為路徑 L 之分段數； x_g 為第 g 段逕流路徑之長度[L]； v_g 為逕流於第 g 段逕流路徑之平均速度[LT^{-1}]，若該段為漫地流區域，則以坡面流速 Rv 計算之；若該段為渠流區域，則以渠流平均速度 V_c 計算之。所以可利用上式計算地表逕流至集水區出口處之稽延時間表示為：

$$Q(t)=Q_s(t') + Q_b(t) \quad (2.17)$$

式中， Q 為集水區出口處之總出流量； t 為時間； t' 為考慮逕流稽延效應的時間[T]。

2.2 數值高程模式

本研究透過數值高程模式求得集水區各格網點的地形指數，地形指數之所以成為許多以物理概念為基礎之水文模型重要參數，是因為其值能反映地表飽和度以及逕流生成過程的空間分佈，具有相同地形指數值和土壤特性區域，即有相似的水文特性。本研究使用 GRIDATB 數值高程模式採用多流向法得知各格網點的地形指數，舉例而言圖 2.2(a)即為多流向法 3x3 網格流向示意圖；圖 2.2(b)即為對應中央網格之有效等高線圖，其中各網格中央數字表示高程值。

假設等高線長度取決於流體流動的方向，就中間網格而言 K_i ($i=1,2,3$)即為與水流流入方向垂直之等高線長， L_j ($j=1,2,3,4$) 為與水流流出方向垂直之等高線長，而這種多流向法的計算方式，分為主要流向與對角線流向給予加權為 0.5 與 0.345。因此有效等高線長度可表示為 $L_1=L_3=K_1=K_3=0.354 \times \text{Grid Size}$; $K_2=L_2=L_4=0.5 \times \text{Grid Size}$ 。

至中央網格分流流出至周圍網格之集流面積值 A_j 與該方向的坡度成比例，故坡度較大的方向將得到較多的累計面積，定義為（解河海與黃國如，2006）

$$A = A_j \frac{\sum_{j=1}^n (L_j \tan \beta_j)}{L_j \tan \beta_j} \quad (2.18)$$

式中， A 為上游格網點流至中央格網點的集流面積累計值； n 為流出方向之總數。

其有效等高線長度 L 亦採多流向演算法之分流比例原理，定義為：

$$L = \sum_{j=1}^n L_j \quad (2.19)$$

故根據 (2.18) (2.19) 兩式即可求出此集流面積 $a(a = A/L)$ 。

另一方面，中央網格之坡度值，為各下坡方向坡度之加權平均，其計算式表示為：

$$\frac{a}{\tan \beta} = \frac{\sum_{j=1}^n (L_j \tan \beta_j)}{\sum_{j=1}^n L_j} \quad (2.20)$$

則

$$\frac{a}{\tan \beta} = \frac{A}{\sum_{j=1}^n (L_j \tan \beta_j)} \quad (2.21)$$

故該中央網格之地形指數表示為：

$$\ln \left(\frac{a}{\tan \beta} \right) = \ln \left[\frac{A}{\sum_{j=1}^n (L_j \tan \beta_j)} \right] \quad (2.22)$$

亦即地形指數為上游格網點流至計算格網點的集流面積累計值除以有效等高線長度與坡度乘積的加總。(如示意圖 2.3 所示)，編號 7 格網地形指數值為編號 1 格網至編號 6 格網之加總。

2.3 崩塌定率模式

本研究採用楊錦釗(2008)坡地邊坡潛崩塌定率模式，其破壞之標準可定義為對系統的載重(loading, S)超過系統阻抗能力(Resistance, R)。應用於無限邊坡穩定分析時，土層重力所產生之剪應力與土壤剪力強度(抗剪強度)，分別代表上述之載重與系統阻抗能力，當土層中某一臨界面其抗剪強度降低至小於剪應力，或其剪應力增加至大於抗剪強度，即產生邊坡斜面之滑動破壞。因此土壤抗剪強度與重力所產生剪應力之比值，也就是安全係數(FS)，其值小於 1 時即代表坡地發生崩塌。利用莫爾庫侖理論所發展之無限邊坡穩定分析，配合時變壓力水頭之計算即可估計降雨入滲是否引發崩塌。安全係數計算方式可表示如下：

$$FS = \frac{\tan \phi}{\tan \alpha} \frac{\psi(Z,t)\gamma_w \tan \phi}{\gamma_{sat} Z \sin \alpha \cos \alpha} + \frac{c}{\gamma_{sat} Z \sin \alpha \cos \alpha} \quad (2.23)$$

式中， FS 為安全係數，當 FS 大於 1 時土層為穩定，反之 FS 小於 1 時土層即為不穩定； Z 為垂向深度[L]； $\psi(Z,t)$ 為第 t 時刻位於地表下方 Z 公尺處之壓力水頭(pressure head)[L]； ϕ 為土壤內摩擦角(friction angle)； c 為土壤凝聚力(cohesion) [$ML^{-1}T^{-2}$]； α 為坡度； γ_w 與 γ_{sat} 則分別代表地下水與飽和土壤之單位重 [$ML^{-2}T^{-2}$]。

基於 Iverson 模式(Iverson, 2000)可知，在淺崩塌且土壤趨於飽和假設下，坡地因降雨而產生入滲之控制方程式可表示為：

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = D_0 \cos^2 \alpha \frac{\partial^2 \psi}{\partial Z^2} \quad (2.24)$$

式中， $D_0 = K_{sat}/C_0$ [T^{-1}]， K_{sat} 為飽和水力傳導係數(hydraulic conductivity) (LT^{-1})； C_0 表示 $C(\psi)$ 之最小值，而 $C(\psi) = d\theta/d\psi$ 表示含水量(θ)與壓力水頭之比值。求解式(2.23)需要之初始條件與邊界條件可表

示如下：

初始條件

$$\psi(Z,0) = (Z - D_i) \cos^2 \alpha \quad (2.25)$$

式中， D_i 為初始地下水水位(groundwater table) [L]。

邊界條件

若坡地土層厚度為 d_{LZ} ，且土層底部為不透水邊界，則坡地底部之邊界條件可表示為：

$$\frac{\partial \psi}{\partial Z}(d_{LZ}, t) = \cos^2 \alpha \quad (2.26)$$

考量土壤入滲能力時變效應，則地表面降雨入滲邊界條件如以下二式表示：

$$\frac{\partial \psi}{\partial Z}(0, t) = -R / K_{sat} + \cos^2 \alpha \quad \text{if } \psi(0, t) \leq 0 \quad \text{and } t < T_{dt} \quad (2.27)$$

$$\psi(0, t) = 0 \quad \text{if } \psi(0, t) > 0 \quad \text{and } t < T_{dt} \quad (2.28)$$

$$\frac{\partial \psi}{\partial Z}(0, t) = \cos^2 \alpha \quad \text{if } t > T_{dt} \quad (2.29)$$

式中， R 為降雨強度(rainfall intensity) [LT^{-1}]； T_{dt} 為降雨延時(rainfall duration) [T]。

在數值方法上，Tsai and Yang (2006)利用有限差分法求解式(2.24)。先假設降雨完全入滲，也就是入滲能力大於降雨強度，利用式(2.27)計算壓力水頭分佈，若地表面之壓力水頭小於或等於零($\psi(0, t) \leq 0$)，表示完全入滲之假設正確並計算下一個時距；然而若地表面之壓力水頭大於零($\psi(0, t) > 0$)，表示產生窪蓄現象(ponding)，即入滲能力小於降雨強度，在不考慮窪蓄造成漫地流(overland flow)水深影響下，改變地表邊界條件，令地表面之壓力水頭為零，如式(2.28)所示，再進行壓力水頭分佈計算。

第三章 參數敏感度分析

3.1 地形指數模式

3.1.1 參數說明

本研究目前僅針對單一集水區作分析，故渠道流速暫不考慮，其他相關模式所需輸入的參數如下：

1. 退水係數(SZM)

為一係數[L]，土壤下滲率呈指數衰減的速率參數。可由(2.14)式推得。

2. 土壤流通度($\ln T_0$)

土壤剛達到飽和時，有效下滲率的自然對數[L²T⁻¹]。

3. 重力排水延時(T_D)

土壤厚度與滲透率之比值[T]。

4. 坡面流速(Rv)

坡面匯流的速度[LT⁻¹]。

5. 土壤根系蓄水量(S_{RZmax})

植被根系層最大蓄水量[L]。

6. 初始地下水位平均值 (\bar{D})

地表至飽和含水層之間的距離[L]。

3.1.2 分析方法與流程

為了解 TOPMODEL 各項參數間之影響程度，對退水係數(SZM)、土壤流通度($\ln T_0$)、重力排水延時(T_D)、土壤根系蓄水量($S_{RZ\max}$)、初始地下水水位平均值 (\bar{D})、坡面流速(Rv)等參數利用單因子敏感度分析(one-way sensitivity analysis)之方法作參數不確定分析。

參數不確定性分析流程為：

- (1)首先將各參數設定為基值(base value)，計算控制點的流量歷線。
- (2)改變其中一個參數之數值，其餘參數則維持基值，計算控制點流量歷線。
- (3)重複步驟(2)直至所有參數值皆被改變過。
- (4)比較各水力與地質參數改變後造成控制點洪峰流量與洪峰到達時間之差異性。

本研究假設一簡單降雨事件，並設定步驟(2)中各項參數改變為基值減少 50%與增加 50%，並以洪峰流量與洪峰到達時間之改變幅度測試各參數敏感度。以洪峰流量為例，代表說明如下：

$$\Delta Q_p = \frac{Q_{pi} - \bar{Q}_p}{\bar{Q}_p} \times 100\% \quad (3.1)$$

上式中 \bar{Q}_p 代表所有分析參數皆為基值時所計算洪峰流量； Q_{pi} 代表改變第 i 個分析參數後所計算之洪峰流量； ΔQ_p 即為差異程度。

3.1.3 案例設計

參照 Chair et al.(1999)、Kavitha(2004)進行基值(如表 3.1)與案例設計，集水區面積大小 144.657km^2 ，地形指數分佈如圖 3.1 所示，最大值 13.32，最小值 1.6，平均值 5.9，模擬時間 60hr，降雨組體圖如圖 3.2 所示，總降雨量 300mm，將以上資料作為模式輸入依據。

3.1.4 分析結果

洪峰流量敏感度分析結果之龍捲風圖(tornado diagram) 如圖 3.3 所示。由結果可知，土壤流通度對洪峰流量影響最大，基值模擬洪峰流量為 667cms，當土壤流通度減少 50%時，洪峰流量約改變 86cms，增加 50%時，洪峰流量約改變 65cms，此係數乃敏感度測試中最靈敏之參數。當退水係數 SZM 值減少 50%時，洪峰流量約改變 48cms，增加 50%時，洪峰流量約改變 33cms，此係數乃敏感度測試中次靈敏之參數。當平均初始地下水水位增加 50%時，洪峰流量約改變 8cms，減少 50%時，洪峰流量約改變 14cms，此係數乃敏感度測試中第三敏感之參數。當土壤根系層最大蓄水量，減少 50%時洪峰流量約改變 2.4scms，增加 50%時，洪峰流量約改變 12cms；重力排水延時 T_d 值，減少 50%時，洪峰流量約改變 1cms，增加 50%時，洪峰流量約改變 2.2cms，此二參數是模式中較不敏感之參數。

洪峰到達時間敏感度分析結果如圖 3.4 所示，由圖中可知參數中僅坡面流速 R_v 影響洪峰到達時間，當坡面流速減少 50%時，與基值相比洪峰流量延後一小時到達，坡面流速增加 50%時，洪峰流量提前一小時到達。

3.2 坡地崩塌模式

3.2.1 前言

依據石門水庫集水區崩塌與庫區淤積風險評估研究(3/3)(2008)中已針對石門水庫集水區地質參數作過敏感度分析，故本研究僅針對初始地下水位對崩塌影響作敏感度分析。

3.2.2 分析方法說明

參照石門水庫集水區崩塌與庫區淤積風險評估研究(3/3)報告書中，首先假設集水區地下水位為均勻分佈，以 4m 進行模擬，爾後依序模擬平均地下水位每抬升 1m 對崩塌的影響。

3.2.3 分析案例與地質參數說明

以霞雲站上游集水區為案例(相關基本資料請參閱 4.2 節所示)，由定率模式之基礎理論，若已知地層之凝聚力(c)、摩擦角(ϕ)、坡度(α)、飽和土壤單位重(γ_{sat})、飽和水力傳導係數(K_{sat})、初始地下水位(D_i)、降雨量條件等，則可以利用地下水數值計算，以及安全係數公式，獲得每一計算格點之安全係數。隨降雨量與地下水位的抬升，安全係數亦隨時間而變化。

基於定率模式之理論，必須針對每個計算格點建立相關的模擬參數與條件。本研究以霞雲站上游集水區為探討對象，模擬參數與條件之建立分別說明如下：

1. 坡度

坡度係指一段距離內的高程差起伏程度。計算格網建立後，每個

格點可直接由(ArcGIS9.3)軟體程式功能中求得，如圖 3.5 所示。

2. 土壤厚度

由於土壤厚度需經由實際量測獲得，在缺乏相關資料情形下，現階段假設土壤厚度即為崩塌深度。本研究引用石門水庫集水區崩塌特性及潛勢評估研究(2005)，與石門水庫集水區現場量測之土壤厚度與坡度關係迴歸分析結果：

$$h = -0.0719 \times \alpha + 5.66 \quad (3.2)$$

式中， h 為土壤厚度[L]， α 為坡度[θ]。

3. 地質參數

(1) 土壤單位重 γ_{sat} 、土壤之凝聚力 c 以及土壤摩擦角 ϕ 由霞雲站上游集水區地質分佈(圖3.6)可知。地質參數的部份，本研究引用石門水庫集水區崩塌與庫區淤積風險評估研究(2008)已率定之參數。

(2) C_0 值

C_0 為土壤含水量隨壓力水頭之最小變化率，依據 Iversion(2000)針對降雨所引發崩塌評估之研究，其範圍約為 0.05~0.1。模式中 C_0 均設定為 0.1。

(3) 飽和水力傳導係數 (K_{sat})

引用石門水庫集水區崩塌與庫區淤積風險評估研究(2008)已率定之地質參數。

4. 水之單位重 (γ_w)

水之單位重設定為 $9,800 \text{ N/m}^3$ 。

3.2.4 分析結果

本研究考慮 2 日累積降雨量分別為 200 mm、300 mm、400 mm、...、1200 mm 與平均地下水位深度 4m、3m、2m、1m 的情況進行模擬，其中雨型設定如圖 3.7 所示。崩塌面積隨平均地下水位與總降雨量變化如圖 3.8 至圖 3.11 及表 3.2 至表 3.5 所示，由模擬結果得知各案例均會隨降雨增加或模擬時間增加使崩塌面積逐漸變大，其中崩塌面積代表所有安全係數小於 1.0 之格網的總面積。

以模擬時間 48hr 為例，將不同平均地下水位之總崩塌面積彙整如圖 3.12 及表 3.6 所示。若以差異最大之地下水位深度 1m 與 4m 作比較分析，並定義差異程度為：

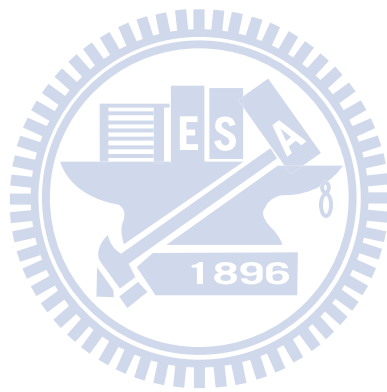
$$\frac{(\text{崩塌面積})_{1\text{m}} - (\text{崩塌面積})_{4\text{m}}}{(\text{崩塌面積})_{1\text{m}}} \times 100\% \quad (3.3)$$

總降雨量在 200mm 時崩塌面積相差約為 1.8 倍，差異程度 45.6%；降雨量在 400mm，崩塌面積相差約為 1.4 倍，差異程度 28.2%；降雨量在 600mm，崩塌面積相差約為 1.3 倍，差異程度 25.7%；降雨量在 800mm，崩塌面積相差約為 1.4 倍，差異程度 28.1%；總降雨量 1000mm，崩塌面積相差約為 1.4 倍，差異程度 26.8%；總降雨量在 1200mm，崩塌面積相差約為 1.2 倍，差異程度 16.6%，並分別對初始地下水位為均值 2 公尺、3 公尺時計算其差異程度，茲彙整如表 3.7 所示。

地下水位設定較靠近地表時，總降雨量在 400mm 以下，此時已飽和土壤已呈現大範圍崩塌，總降雨量在 400mm 以上，崩塌面積隨地下水位抬升持續擴大，當大部分土壤已達到飽和狀態時，崩塌面積變化斜率漸趨平緩。

地下水位設定較遠離地表時，總降雨量在 400mm 以下，此時的土

壤需較多的降雨量方能飽和，崩塌面積隨地下水位抬升遞增，總降雨量大於 400mm 時，此時飽和土壤開始呈現大範圍崩塌，故整體崩塌變化斜率較為陡峭。



第四章 模式驗證分析

4.1 前言

坡地崩塌模式已在石門水庫集水區崩塌與庫區淤積風險評估研究(3/3)(2008)驗證過，故本研究僅對地形指數模式的部分進行驗證分析。

4.2 研究區域概述

霞雲站上游集水區位於雪山山脈之西北部，略呈南北向之長腰形，地形大致自西北向東南逐漸增高，西北部為丘陵地帶，東南部為山岳地帶。集水區地勢如圖 4.1 所示，大致上由南端向北方降低，海拔介於 253m 至 3,529m 之間，區域內地形除西北端較低緩之丘陵地外，大部分均為山岳地帶，集水區內霞雲站位於集水區之最下游處，研究中劃分流域範圍為 615.56km²。

4.3 模式參數說明

本研究採用地理資訊系統(ArcView3.2)之擴充套件 Hec-GeoHMS(1.0) 進行集水區劃分，先將數值高程模型(DEM)匯入模組內，透過 GeoHMS 整合既有的空間分析、資料管理、地形處理、集水區處理、集水區特性，作資料處理，地形處理與水文處理。執行過程請參閱附錄一。模式所需輸入參數如下：

1. 地形指數

本研究採用 Beven(1993)所研發 GRIDTAB 模式，得知霞雲站上

游地形指數面積分佈曲線(如圖 4.2)與地形指數空間分佈圖(如圖 4.3)所示，其中越靠近河川地區上游集流面積越大，地表越緩，地形指數越大，反之地形指數越小處，地勢越陡，地形指數最大值為 16.45，最小值為 1.92，平均值為 5.95。

2. 降雨組體圖

經由雨量站資料，由內插計算得知霞雲站上游集水區在 2003 年至 2004 與艾利颱風總降雨量分別為 1795.44mm 與 976.88mm，降雨組體圖如圖 4.4、4.5 所示。

3. 勢能蒸發散量估計

使用 Beven(1993)於英國蘭凱斯特大學(Lancaster University, UK)所研發模式，運用近似分佈配合(Hargreave's equation)，可推估集水區勢能蒸發散，模式計算方式可表示為：

$$E = E_{\min} + 0.5(E_{\max} - E_{\min}) \left[1 + \text{SIN} \left\{ 2\pi \left(\frac{j}{365} \right) - \frac{\pi}{2} \right\} \right] \quad (4.1)$$

式中， E_{\min} 為平均冬季潛勢能日蒸發量[LT⁻¹]； E_{\max} 為平均夏季潛勢能日蒸發量[LT⁻¹]； j 為起始天數

霞雲站上游集水區 2003 年蒸發量計算結果如圖 4.6 所示。

4.4 分析結果

本研究以艾利颱風前一年及艾利颱風事件之水文紀錄資料，進行霞雲站上游集水區之參數檢定分析，藉由艾利颱風前一年水文紀錄資料，依參數檢定得知土壤流通度 $\ln(T_0) = -0.5(\text{m}^2/\text{hr})$ ，重力排水延時 $T_D = 2\text{hr}$ ，根系層最大蓄水量 $S_{RZ\max} = 0.02\text{m}$ ，坡面流速 $Rv = 0.34\text{m/s}$ ，用非降雨期間之退水流量紀錄，配合公式(2.14)推求出模式中之退水係數 SZM 為 0.059(如

圖 4.7 所示)。模擬結果如圖 4.8 所示，最大洪峰流量與實測流量約差 63cms，誤差百分比 0.4%。採用以上率定後參數作為模擬艾利颱風的依據，進行模試驗證，總模擬時間 48hr，集水區出口流量歷線模擬結果如圖 4.9 所示，最大洪峰流量與實測流量約差 346cms，誤差百分比 4%。



第五章 初始地下水位對坡地崩塌之影響分析

5.1 前言

以往坡地崩塌模式多採用假定初始地下水位，並設定空間分佈為均值的情況進行模擬，本研究藉由地形指數模式所提供空間不均勻分佈地下水位植入崩塌定率模式進行模擬。

5.2 模擬案例與參數說明

以霞雲站上游集水區為例，降雨事件以艾利颱風作探討，分別以空間不均勻分佈地下水位(根據 4.4 節艾利颱風前之模擬結果，如圖 5.1 所示)與假定地下水位為均值時(1m、2m、3m、4m)進行模擬，模式所需之地質參數同前章節所述。

5.3 分析結果

將初始地下水位空間不均勻分佈與初始地下水位為均值 4m、3m、2m、1m 的情形，對艾利颱風進行模擬，模擬結果如圖 5.2、表 5.1、表 5.2 所示，初始地下水位 1m~4m 的崩塌情形隨著降雨量愈大，地下水位愈高，崩塌面積逐漸遞增，整體崩塌趨勢斜率較陡峭，反之初始地下水位為空間不均勻分佈的情形，由於地下水位較靠近地表，模擬時間到第 18hr，此時已飽和土壤呈現大範圍崩塌，在第 18hr 後，土體大多已呈飽和狀態，亦即地下水位越靠近地表，因此崩塌面積隨降雨量增加而上升的趨勢已相當平緩，崩塌變化斜率在模擬時間一天後逐漸平緩。

初始地下水位空間不均勻分佈與地下水位均值為 1m，模擬時間第 6 小時，崩塌面積差距 281ha，差異程度 45.9%，與地下水位均值為 2m 之崩塌面積差距 373ha，差異程度 60.8%，與地下水位均值為 3m 之崩塌面積差距 418ha，差異程度 68.1%，其中差異程度最大的為設均值為 4m 之情況，崩塌面積差距 428ha，差異程度 69.8%。

模擬時間第 12hr，與地下水位均值為 1m 之崩塌面積差距崩塌面積差距 390ha，差異程度 49.9%，與地下水位均值為 2m 之崩塌面積差距 494ha，差異程度 63.2%，與地下水位均值為 3m 之崩塌面積差距 552ha，差異程度 70.6%，與地下水位均值為 4m 之崩塌面積差距 561ha，差異程度 71.7%。

模擬時間第 18hr，與地下水位均值為 1m 之崩塌面積差距崩塌面積差距 443ha，差異程度 48.4%，與地下水位均值為 2m 之崩塌面積差距 546ha，差異程度 59.7%，與地下水位均值為 3m 之崩塌面積差距 618ha，差異程度 67.5%，與地下水位均值為 4m 之崩塌面積差距 629ha，差異程度 68.7%。

模擬時間第 24hr，與地下水位均值為 1m 之崩塌面積差距崩塌面積差距 397ha，差異程度 40.1%，與地下水位均值為 2m 之崩塌面積差距 542ha，差異程度 54.8%，與地下水位均值為 3m 之崩塌面積差距 611ha，差異程度 61.8%，與地下水位均值為 4m 之崩塌面積差距 625ha，差異程度 63.2%。

模擬時間第 30 小時，與地下水位均值為 1m 之崩塌面積差距崩塌面積差距 303ha，差異程度 29.6%，與地下水位均值為 2m 之崩塌面積差距 467ha，差異程度 45.7%，與地下水位均值為 3m 之崩塌面積差距 551ha，差異程度 53.9%，與地下水位均值為 4m 之崩塌面積差距 566ha，差異程

度 55.3%。

模擬時間第 36hr，與地下水位均值為 1m 之崩塌面積差距崩塌面積差距 192ha，差異程度 18.5%，與地下水位均值為 2m 之崩塌面積差距 388ha，差異程度 37.5%，與地下水位均值為 3m 之崩塌面積差距 466ha，差異程度 45%，與地下水位均值為 4m 之崩塌面積差距 478ha，差異程度 46.1%。

模擬時間第 42hr，與地下水位均值為 1m 之崩塌面積差距崩塌面積差距 99ha，差異程度 9.5%，與地下水位均值為 2m 之崩塌面積差距 288ha，差異程度 27.6%，與地下水位均值為 3m 之崩塌面積差距 391ha，差異程度 37.5%，與地下水位均值為 4m 之崩塌面積差距 403ha，差異程度 38.7%。

當模擬時間終了與地下水位均值為 1m 之崩塌面積差距 47ha，差異程度 4.5%；與地下水位均值為 2m 之崩塌面積差距 185ha，差異程度 17.6%，與地下水位均值為 3m 之崩塌面積差距 316ha，差異程度 30.2%，其中差異程度最大的是設均值為 4m 之情況，崩塌面積差距 346ha，差異程度 32.9%。

第六章 結論

1. 地形指數模式參數敏感度分析結果顯示，對洪峰流量影響較大之參數依序為土壤流通度、退水係數、初始地下水位，根系層蓄水量與重力排水延時則較不敏感；對洪峰到達時間而言，僅坡面流速會對其造成影響。
2. 初始地下水位對崩塌模式之敏感度分析結果得知，當總降雨量在 200mm 時，初始地下水位設定對崩塌面積影響差異最大，差異程度 45.5%，總降雨量 1200mm，差異程度 16.6%，當總降雨量愈大，初始地下水位的設定對崩塌影響相對越輕微。
3. 經由地形指數模式係數率定與驗證，初步檢定模式適用性，可作為降雨事件來臨之前，空間不均勻分佈地下水位分析之工具。
4. 以地形指數模式求得較合理之初始地下水位空間不均分佈與假定之初始地下水位空間均值對艾利颱風進行崩塌模擬，得知初始地下水位的設定對崩塌有一定影響。當地下水位設為均值 1m~4m 時，第 6hr 崩塌面積差異程度分別為 45.9%、60.8%、68.1%、69.8%，當模擬時間終了(48hr)崩塌面積差異程度分別為 4.5%、17.6%、30.2%、32.9%。

參考文獻

1. 蔡東霖 “區域性地下水超抽導致地層下陷模式之發展與應用”，國立交通大學土木工程學研究所碩士論文,2001。
2. 陳弘恩 “降雨引發坡地潛崩塌模式之建立與探討”，國立交通大學土木工程學研究所碩士論文,2005。
3. 陳本康 “石門水庫集水區崩塌特性及潛勢評估研究”，國立中興大學水土保持系博士論文,2005。
4. 洪夢秋 “地形指數模式應用於長短期距之逕流模擬”，國立海洋大學河海工程學系,2005。
5. “石門水庫集水區崩塌特性及潛勢評估研究”，國立交通大學期末報告書, 2005。
6. 解河海、黃國如 “地形指數若干計算方法探討”，河海大學學報（自然科學版），34 (1): 46-50,2006。
7. “水庫集水區崩塌地潛勢分析及崩塌土方量估算之研究(3/3) ”，國立交通大學期末報告書,2006。
8. “石門水庫集水區崩塌與庫區淤機風險評估研究(3/3) ”，國立交通大學期末報告書,2008。
9. “水庫集水區區域性高精度崩塌潛勢之分析研究(1/3) ”，國立交通大學期末報告書,2009。
10. Beven K, Kirkby M J. “A physically based, variable contributing area model of basin hydrology”. Hydro Sci Bull, 24: 43-69,1979.
11. Beven, K. J. “Hillslope runoff processes and flood frequency characteristics,” in Adrahams, A. D. (ed.), Hillslope Processes,187-202, Allen and Unwin, Boston,1986a.
12. Beven, K. J. “Runoff production and flood frequency in catchments of

- order n: an alternative approach,” in Gupta, V. K., Rodriguez-Iturbe, I. and Wood, E. F. (eds.), *Scale Problems in Hydrology*, Reidel, Dordrecht, 107-131, 1986b.
13. Campos, T. M. P., Menezes, M. S. S., “A proposed procedure for slope stability analysis in tropical soils.” *Proc., 6th Int. Symp. On landslides*, Christchurch, New Zealand, Balkema, Rotterdam, The Netherlands, Vol. 2, 1351-1355, 1991.
 14. Eagleson, P. S. “Dynamics of Flood Frequency,” *Water Resour. Res.*, 8(4), 878-898, 1972.
 15. Faisal Hossain, Emmanouil N. Anagnostou, Tufa Dinku1 and Marco Borga “Hydrological model sensitivity to parameter and radarrainfall estimation uncertainty”, 2004.
 16. Fannin, R. J., and Jakkola, J., “Hydrological response of hillslope soils above a debris-slide headscarp.” *Can. Geotech. J.*, Vol. 36, No. 6, 111-1122, 1999.
 17. Fredlund, D. G., and Rahardjo, H., “Soil mechanics for unsaturated soils.” Wiley, New York, 1993.
 18. Keith J Beven “Hydrological Similarity and Distribution Function Rainfall-Runoff Models.” *RAINFALL-RUNOFF MODELLING* ,The Primer p.208-p.216, 2001.
 19. Khazai, B., and Sitar, N. “Companion website for landslides in Native Ground” A GIS-Based Approach to Regional Seismic Stability Slope Stability Assessment, 2002.
 20. Iverson RM “Landslide triggering by rain infiltration. ” *Water Resources Research* 36: 1897-1910, 2000.
 21. James, B. and Keith R.. “Interactions between model predictions, parameters and DTM scales for TOPMODEL,” *Computers & Geosciences*, 24(4), 299-314, 1998.

22. Johnson, D. L. and Miller, A. C. "A spatially distributed Hydrologic model utilizing raster data structure," *Computers & Geosciences*, 23(3), 267-272, 1997.
23. Moore, I. D., Mackay, S. M., Wallbrink, P. J., Burch, G. J., and O'Loughlin, E. M. (1986). "Hydrologic characteristics and modelling of a small forested catchment in Southeastern New South Wales: prelogging condition," *J. Hydrol.*, 83, 307-335, 1986.
24. Moore, I. D., O'Loughlin, E. M., and Burch, G. J. "A contour based Topographic model for hydrological and ecological applications," *Earth Surface Processes and Landforms*, 13, 305-320, 1988.
25. O'Loughlin E M · "Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis[J] " · *Water Resour Res* · 22(5) : 794-804, 1986.
26. Project Management Institute, "A guide to the project management body of knowledge. " *PMBOK*, pg. 257, 2005.
27. Quinn, P. F., Beven, K. J., Chevallier, P. and Planchon, O. "The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modeling using digital terrain models," *Hydrol. Process.*, 5, 59-79, 1991.
28. Quinn, P. F. and Beven, K. J. "Spatial and temporal predictions of soil moisture dynamics, runoff, variable source areas and evapotranspiration for Plynlimon, mid-Wales," *Hydrol. Process.*, 7, 425-448, 1993.
29. Quinn, P. F., Beven, K. J. and Lamb, R. "The $\ln(a/\tan B)$ index: how to calculate it and how to use it within the TOPMODEL framework," *Hydrol. Process.*, 9, 161-182, 1995.
30. Rahardjo, H., and Fredlund, D. G., "Procedures for slope stability analyses involving unsaturated soils. " *Developments in deep foundations and ground improvement schemes*, Balkema, Rotterdam, The Netherlands, 33-56, 1995.
31. Seibert, J., Bishop, K. H. and Nyberg L. "A test of TOPMODEL's

ability to predict spatially distributed groundwater levels,” *Hydrol. Process.*, 11, 1131-1144, 1997.

32. Skempton, A. W., and Delory F. A. “Stability of natural slopes in London clay,” *ASCE Journal*, 2, 378-381, 1957.
33. Troch, P. A., De Troch, F. P. and Brutsaert, W. “Effective water table depth to describe initial conditions prior to storm rainfall in humid regions,” *Water Resour. Res.*, 29(2), 427-434, 1993.
34. Wolock, D. M., Hornberger G. M., Beven K. J., and Campbell W. G. “The relationship of catchment topography and soil hydraulic characteristics to lake alkalinity in the northeastern United States,” *Water Resour. Res.*, 25, 829-837, 1989.
35. Wolock, D. M. and McCabe Jr., G. J. “Comparision of single and multiple flow direction algorithms for computing Topographic Parameters in TOPMODEL,” *Water Resour. Res.*, 31(5), 1315-1324,1995.

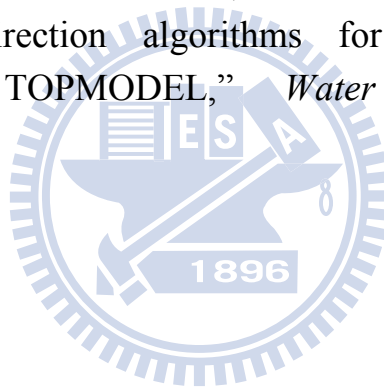


表3.1地形指數模式參數基質設定一覽表

參數	土壤流通度 $\ln(T_0)$	退水係數 SZM	初始地下水位平均值 D	根系層最大蓄水量 S_{RZmax}	重力排水延時 T_D	坡面流速 Rv
基質	-2(m ² /hr)	0.05(m)	0.03 (m)	0.065(m)	20(hr)	1200(m/hr)

表3.2不同總降雨量、初始地下水位深度為4m的崩塌情形

單位:ha

雨量 時間	200mm	400mm	600mm	800mm	1000mm	1200mm
12hr	184	194.24	203.04	216.96	234.24	250.72
24hr	230.24	289.76	327.36	372.32	415.36	481.12
36hr	313.44	403.04	440.64	532.48	602.08	680.64
48hr	362.72	525.92	563.04	663.04	731.2	864.8

表3.3不同總降雨量、初始地下水位深度為3m的崩塌情形

單位:ha

雨量 時間	200mm	400mm	600mm	800mm	1000mm	1200mm
12hr	193.92	203.2	212	226.88	243.52	259.52
24hr	239.2	299.84	339.84	382.08	424.64	489.12
36hr	325.12	414.24	445.44	540.8	607.2	697.28
48hr	379.52	536.64	570.08	673.6	758.4	909.6

表3.4不同總降雨量、初始地下水位深度為2m的崩塌情形

單位:ha

雨量 時間	200mm	400mm	600mm	800mm	1000mm	1200mm
12hr	240.64	249.6	264.8	284	301.28	326.4
24hr	298.72	359.68	381.92	427.04	484.64	560.32
36hr	399.04	462.4	496.8	590.08	672.16	796.32
48hr	518.08	584.64	609.92	746.56	866.4	985.76

表3.5不同總降雨量、初始地下水位深度為1m的崩塌情形

單位:ha

雨量 時間	200mm	400mm	600mm	800mm	1000mm	1200mm
12hr	331.36	347.52	362.56	385.12	402.08	423.52
24hr	402.72	434.72	456.8	533.92	606.4	711.68
36hr	514.56	576.8	600.16	741.92	848.8	968.64
48hr	666.72	732.16	758.24	922.72	998.08	1037.12

表3.6崩塌面積、初始地下水位與不同降雨量之關係

單位:ha

雨量 \ 地下水位	200mm	400mm	600mm	800mm	1000mm	1200mm
4m	362.72	525.92	563.04	663.04	731.2	864.8
3m	379.52	536.64	570.08	673.6	758.4	909.6
2m	518.08	584.64	609.92	746.56	866.4	985.76
1m	666.72	732.16	758.24	922.72	998.08	1037.12

表3.7初始地下水位均值時差異程度對照表

單位:%

雨量 \ 初始地下水位	2m	3m	4m
200mm	22.3	43.1	45.6
400mm	20.1	26.7	28.2
600mm	19.6	24.8	25.7
800mm	19.1	27.0	28.1
1000mm	13.2	24.0	26.7
1200mm	5.0	12.3	16.6

表5.1艾利颱風，初始地下水位空間不均勻分佈與均值之崩塌情形

單位:ha

模擬時間 \ 初始地下水位	空間不均勻分佈	1m	2m	3m	4m
6hr	612.96	332.16	240.48	195.2	185.28
12hr	782.24	391.84	287.52	230.4	220.96
18hr	914.56	471.52	368.8	297.28	286.24
24hr	989.12	592.48	446.88	378.08	363.68
30hr	1022.72	720.2	555.52	472	457.28
36hr	1036	844.6	647.52	569.6	558.08
42hr	1042.56	943.52	754.88	652.48	639.52
48hr	1045.6	998.88	861.44	730.24	700.8

表5.2艾利颱風，初始地下水位空間不均勻分佈與均值之差異程度

單位:%

初始地下水位 模擬時間	1m	2m	3m	4m
6hr	45.9	60.8	68.1	69.8
12hr	49.9	63.2	70.6	71.7
18hr	48.4	59.7	67.5	68.7
24hr	40.1	54.8	61.8	63.2
30hr	29.6	45.7	53.9	55.3
36hr	18.5	37.5	45	46.1
42hr	9.5	27.6	37.5	38.7
48hr	4.5	17.6	30.2	32.9



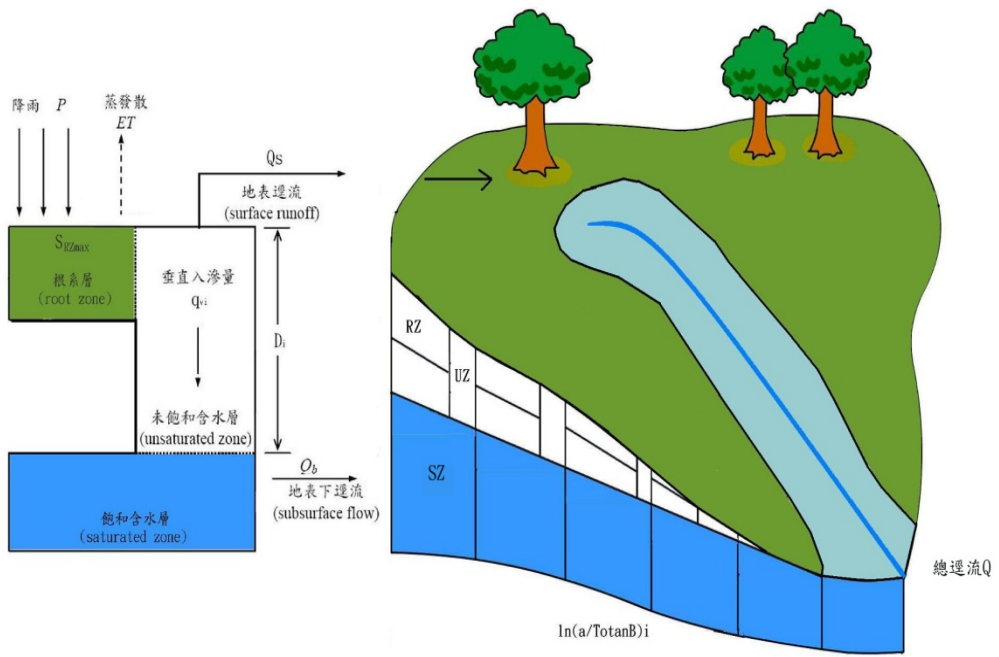


圖 2.1 地形指數模式示意圖

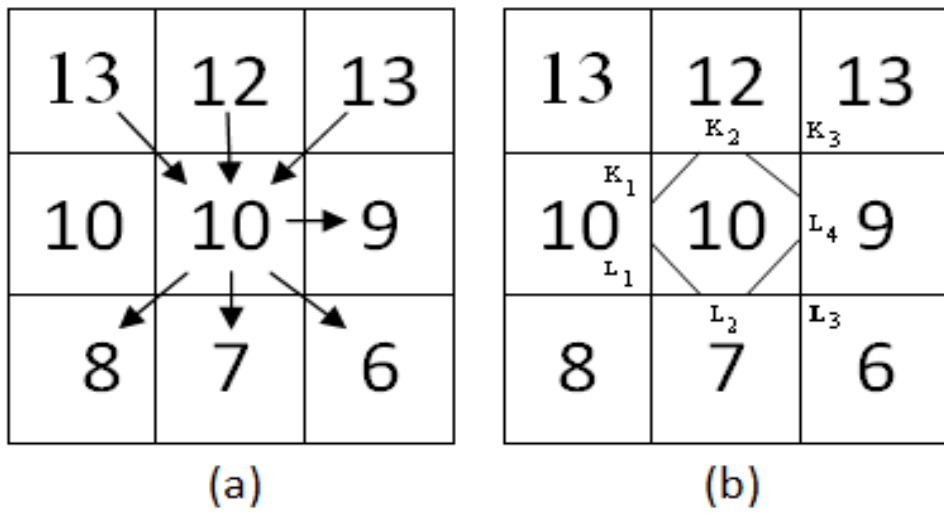


圖 2.2 多流向法示意圖

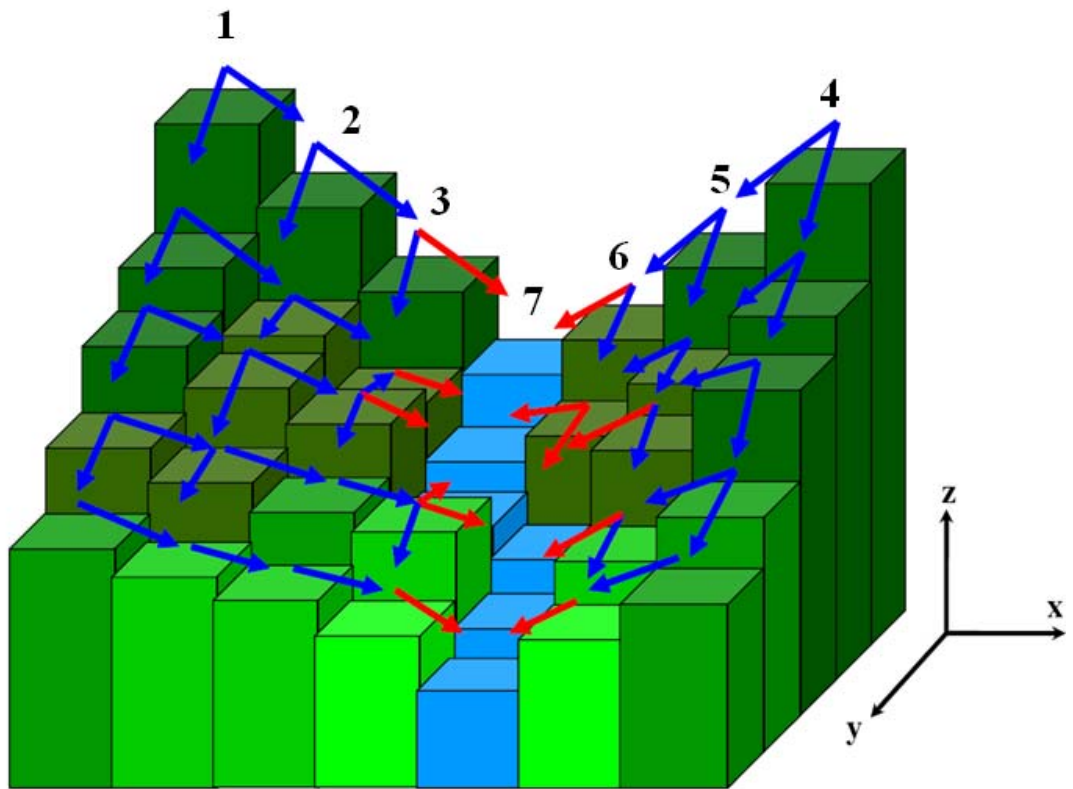


圖 2.3 集流面積示意圖

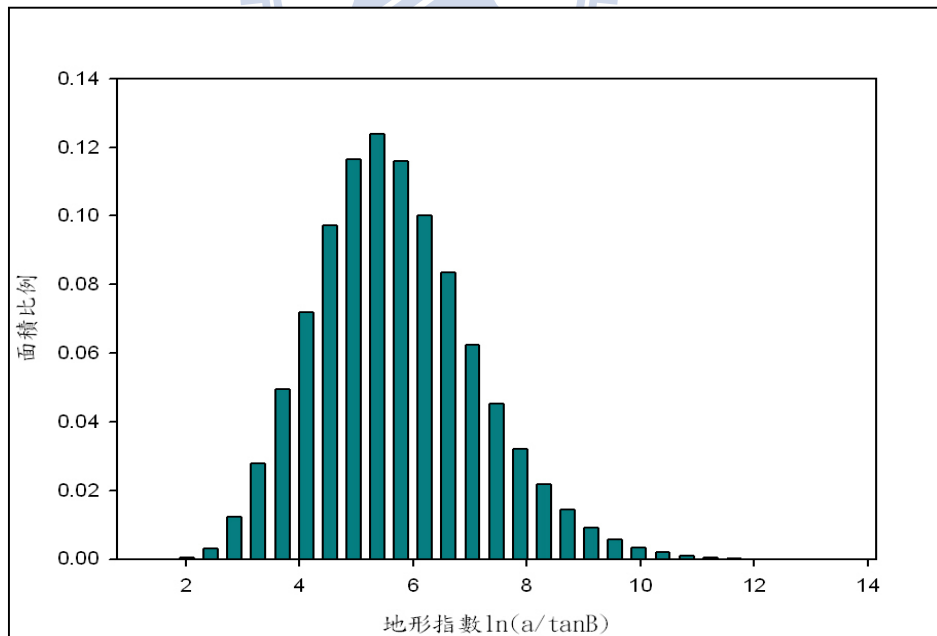


圖 3.1 案例設計地形指數面積分佈圖

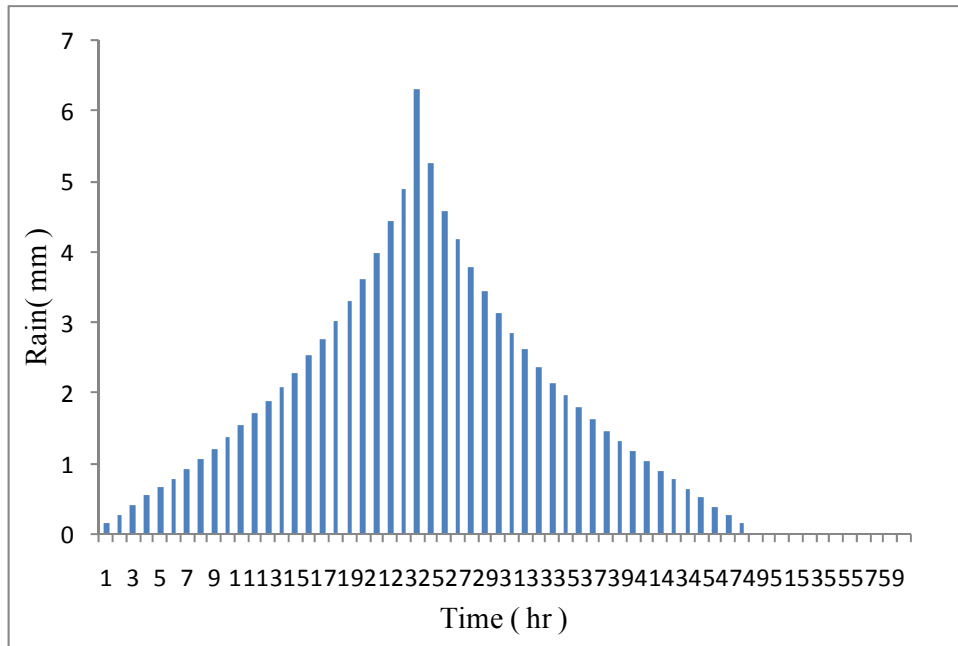


圖 3.2 案例設計降雨組體圖

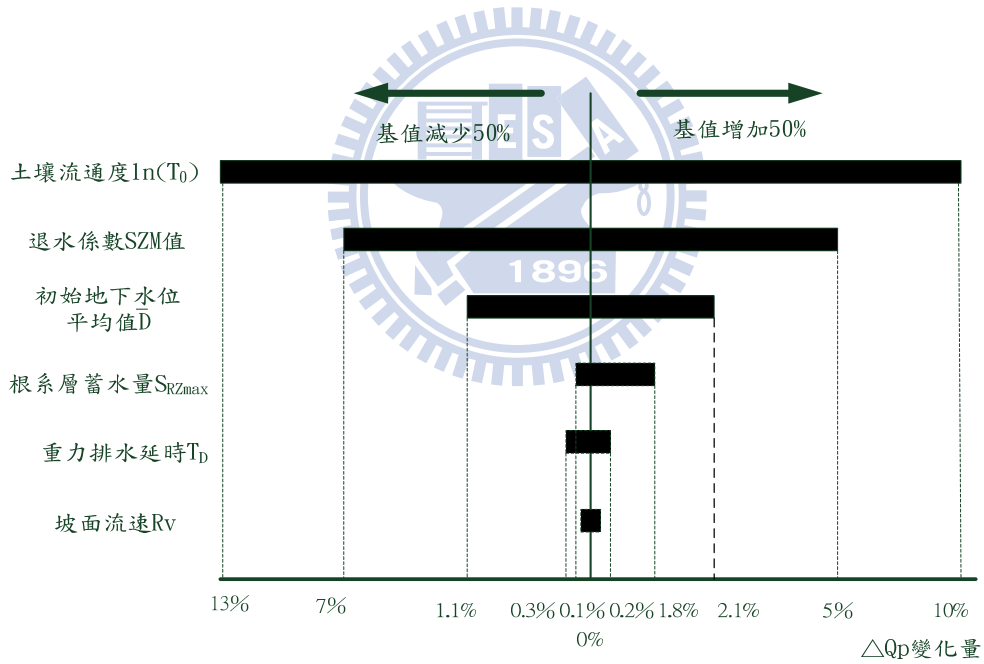


圖 3.3 地形指數模式參數敏感度分析結果(洪峰流量)

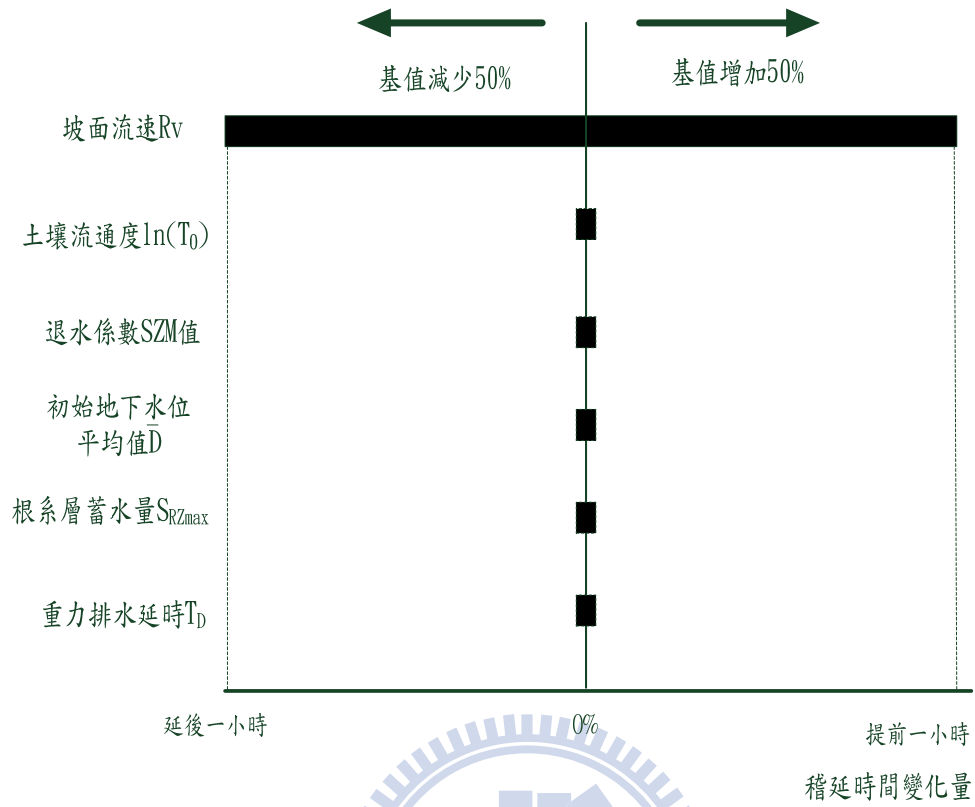


圖 3.4 地形指數模式參數敏感度分析結果(洪峰到達時間)

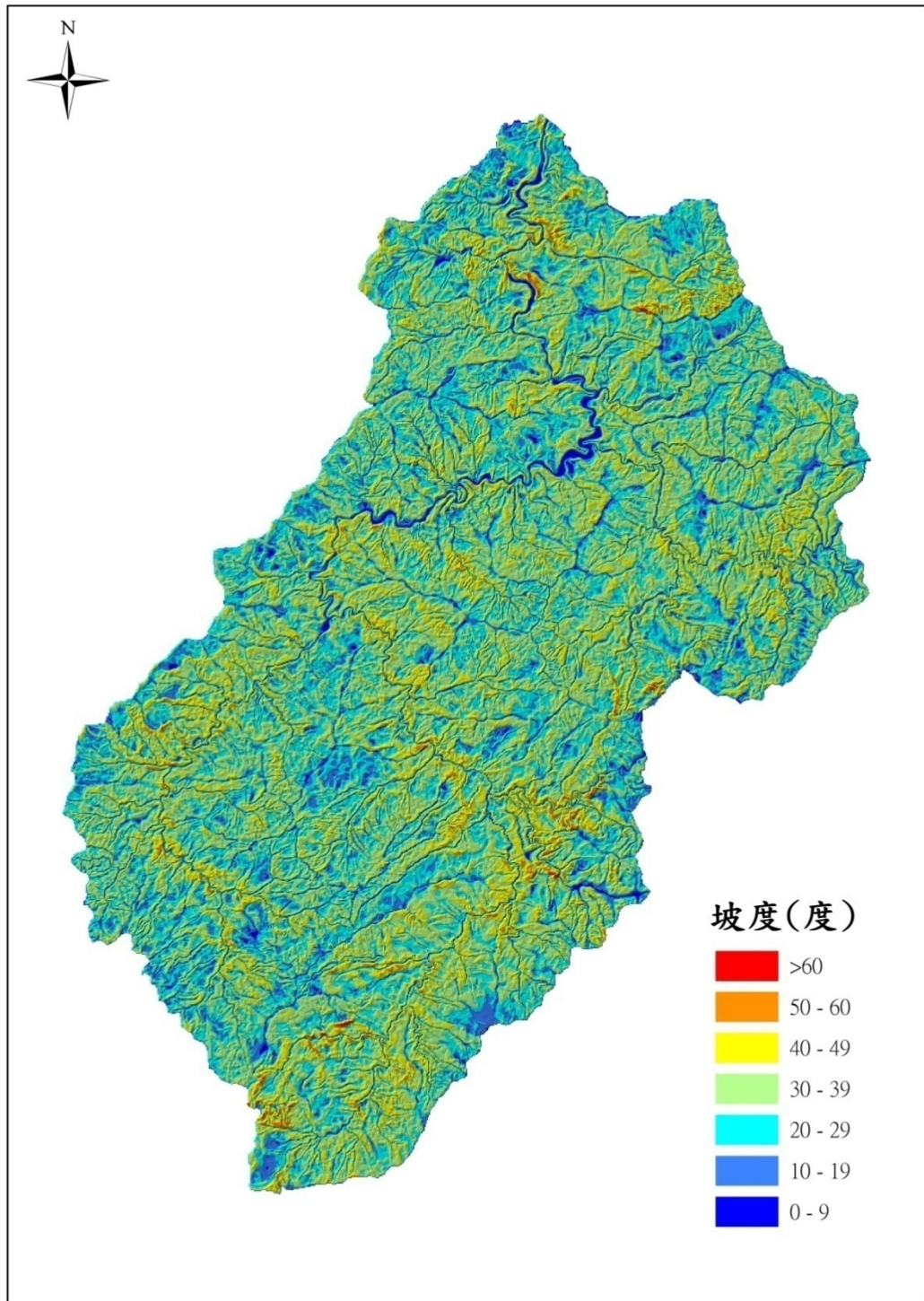


圖 3.5 霞雲站上游集水區坡度示意圖

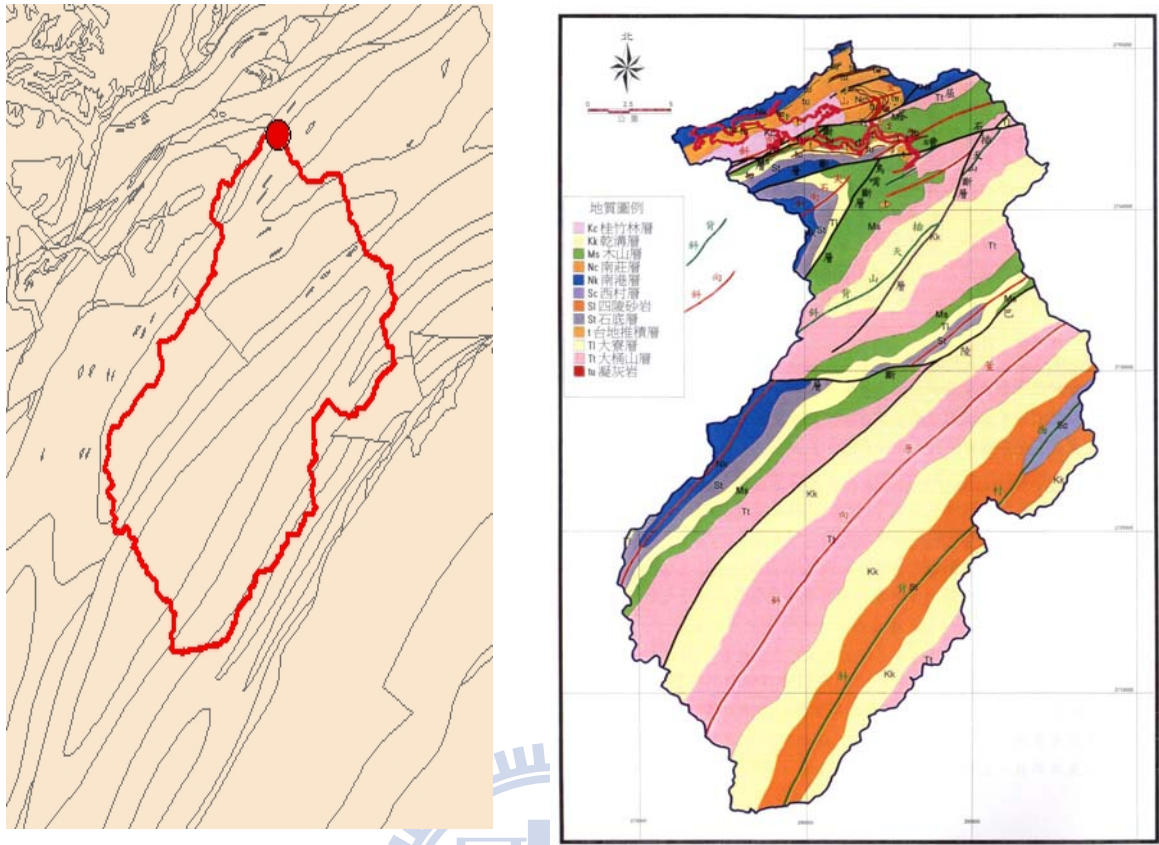


圖 3.6 霞雲站上游集水區地質分佈圖

資料來源：石門水庫特定水土保持區規劃報告

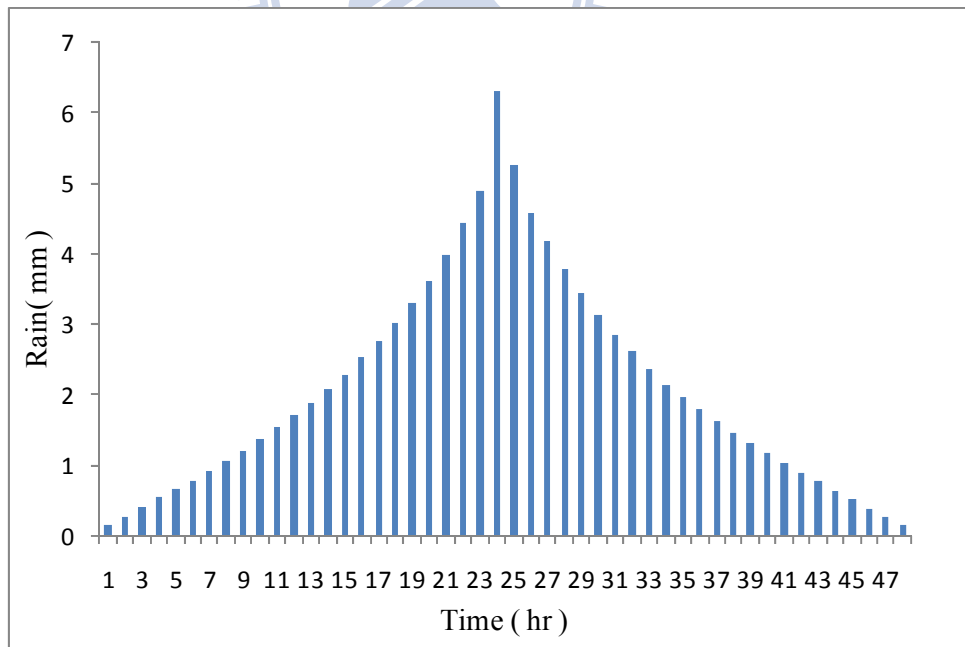


圖 3.7 模擬降雨型態示意圖

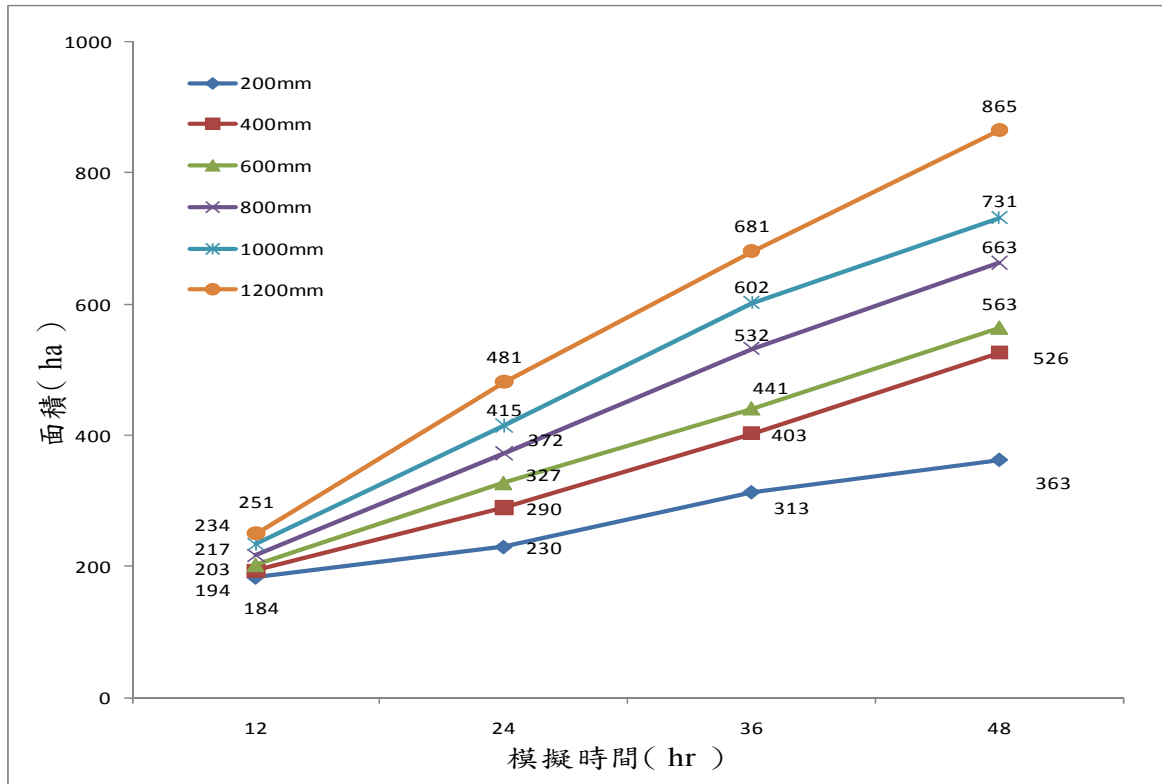


圖 3.8 不同總降雨量、初始地下水位為 4m 的崩塌情形

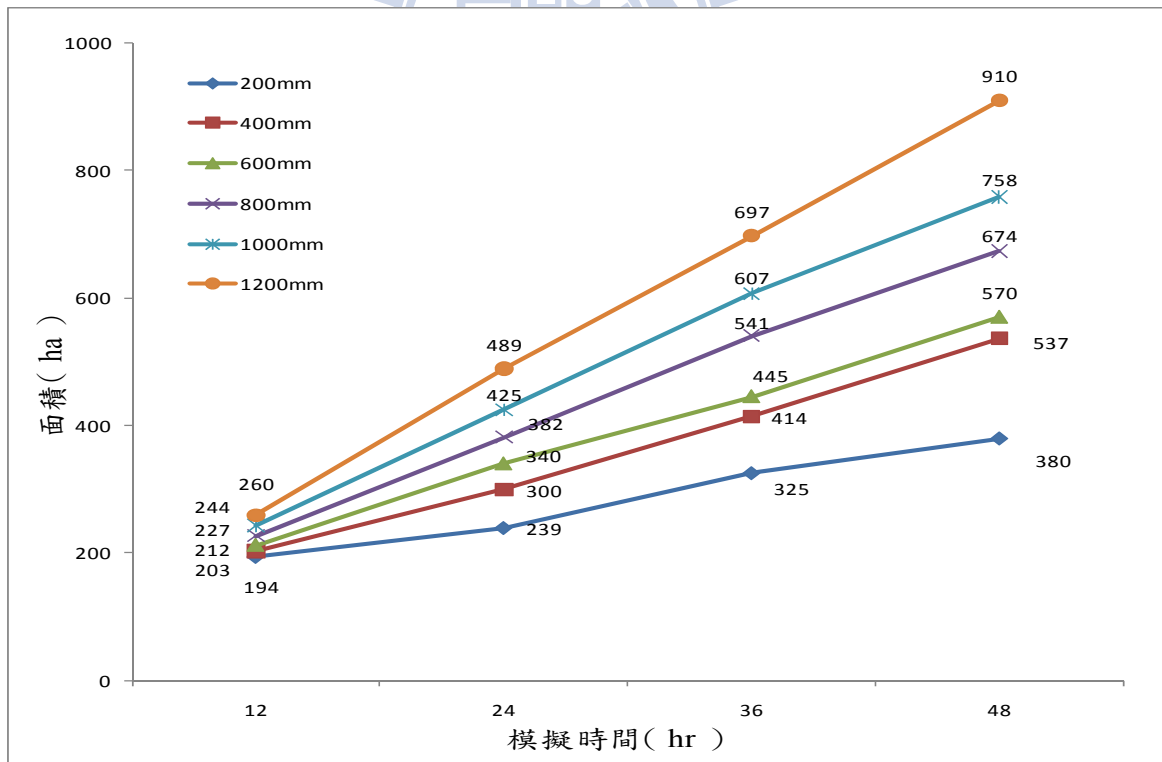


圖 3.9 不同總降雨量、初始地下水位為 3m 的崩塌情形

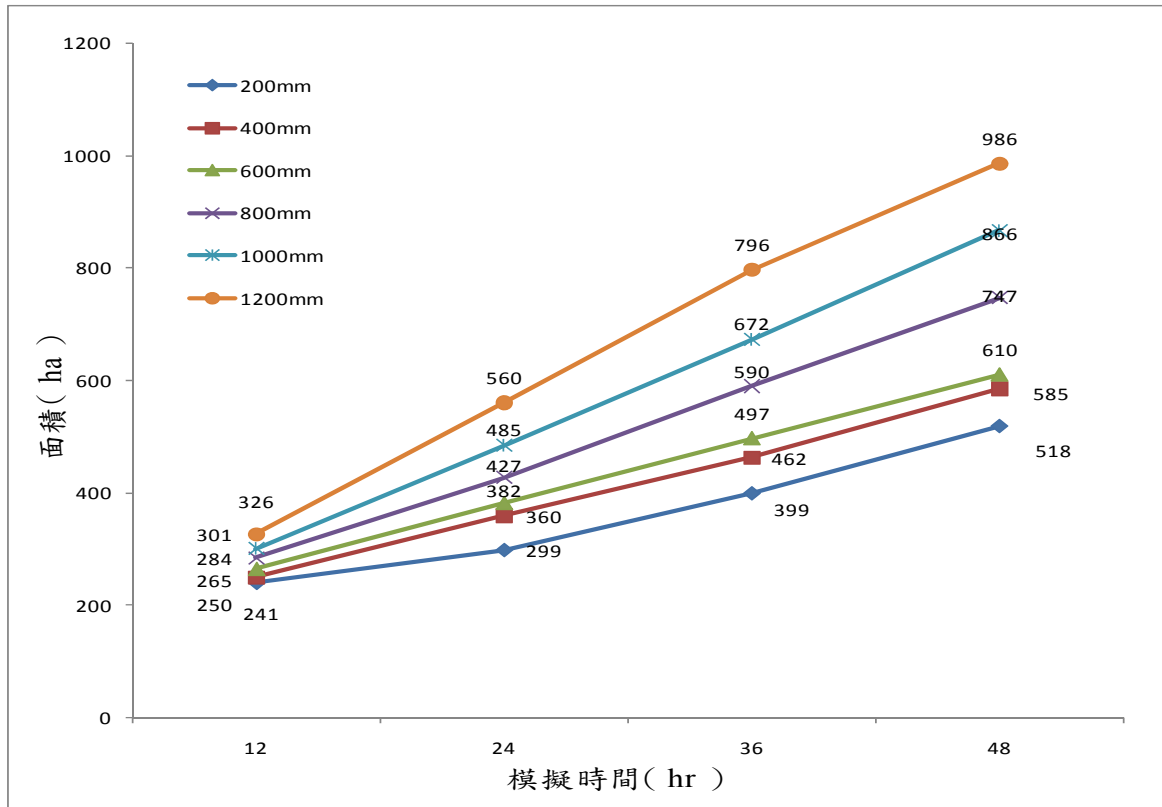


圖 3.10 不同總降雨量、初始地下水位為 2m 的崩塌情形

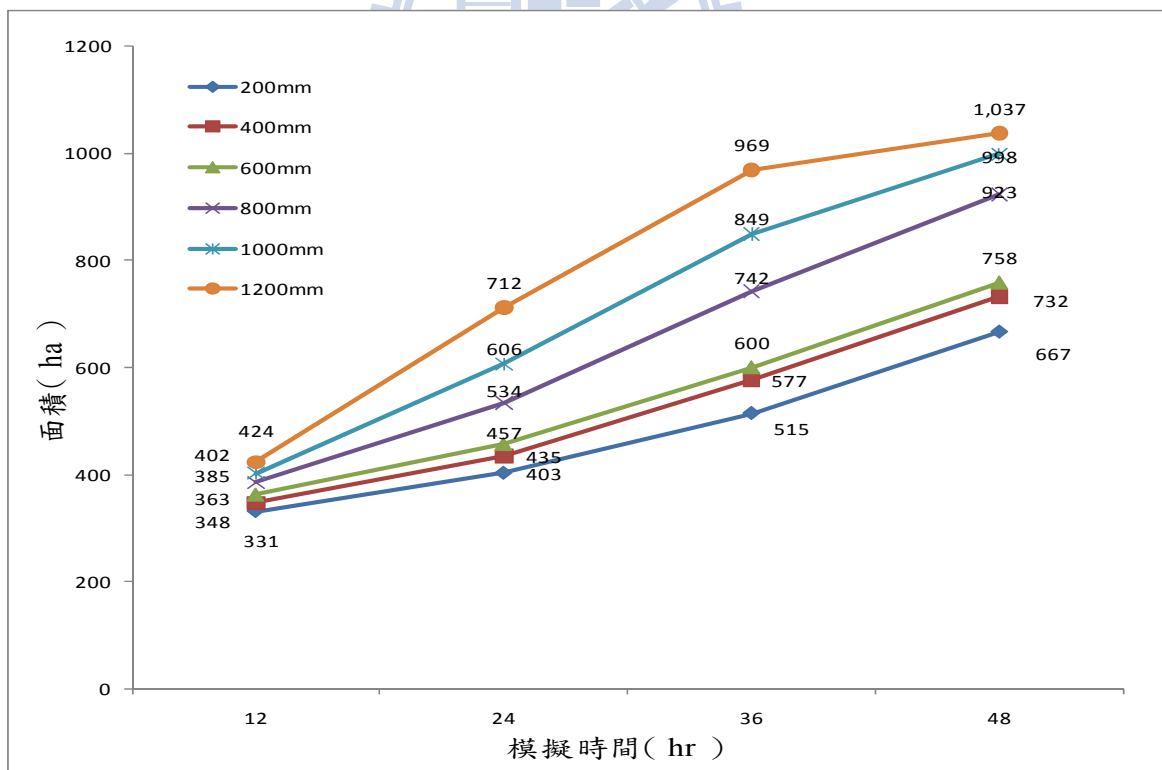


圖 3.11 不同總降雨量、初始地下水位為 1m 的崩塌情形

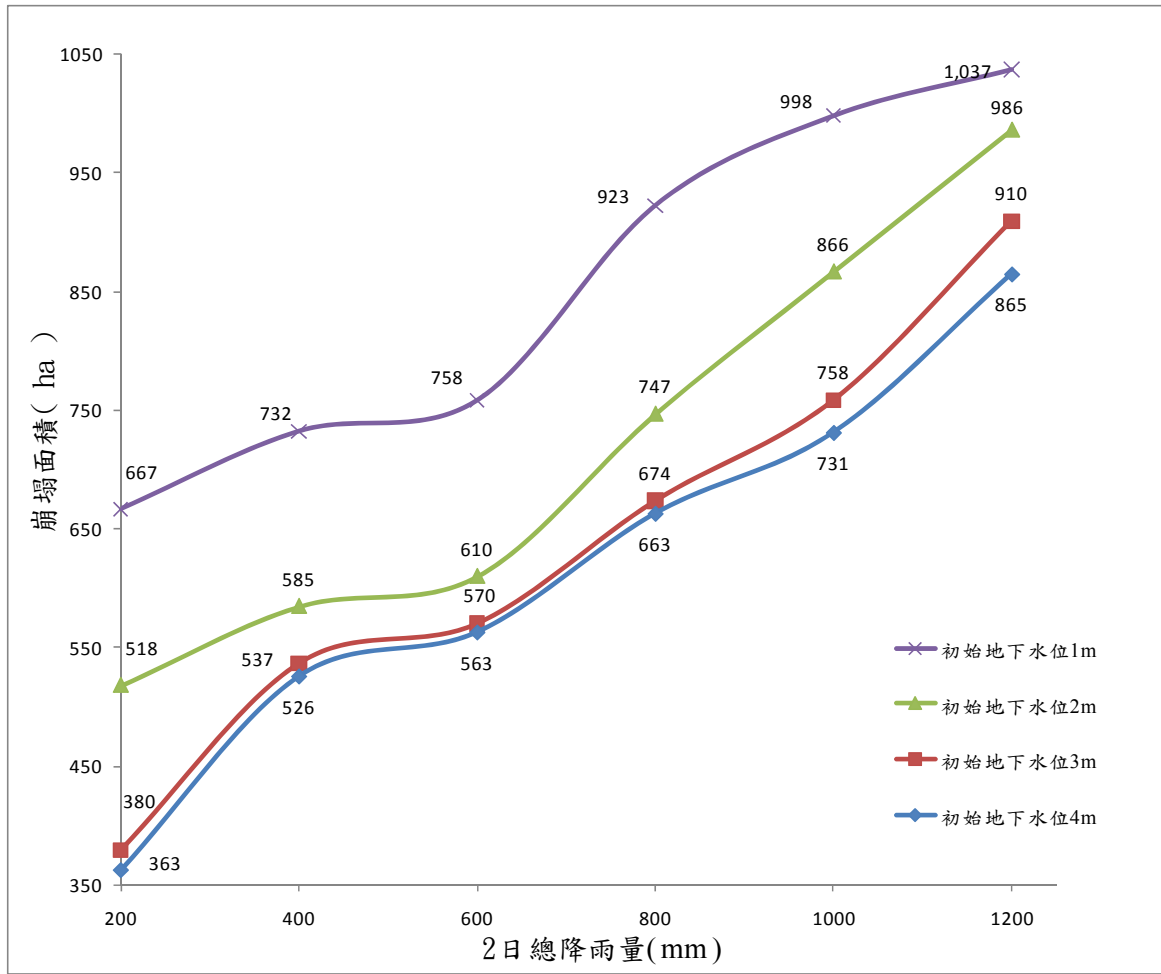


圖 3.12 崩塌面積、初始地下水位均值與不同降雨量示意圖

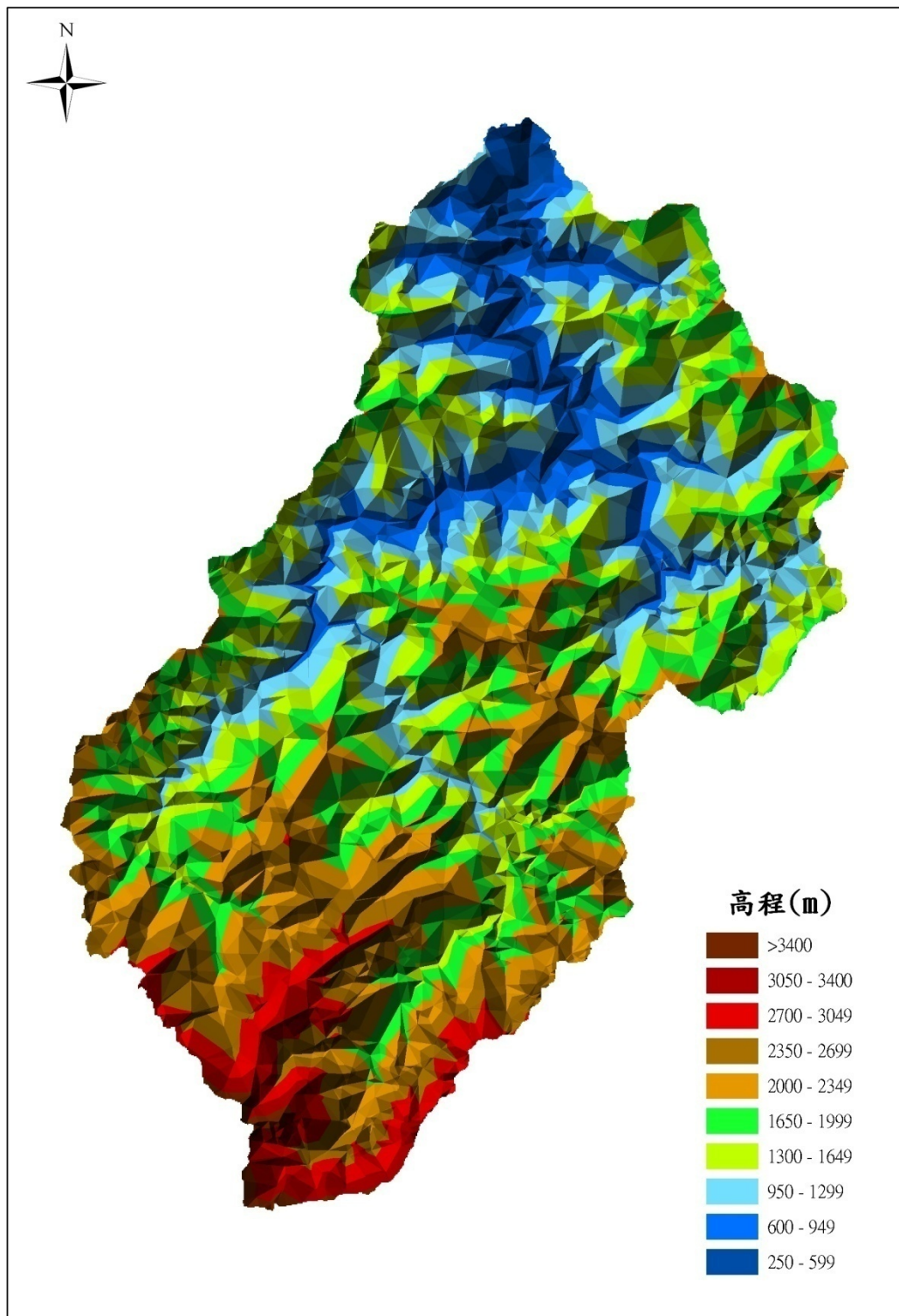


圖 4.1 霞雲站上游集水區高程示意圖

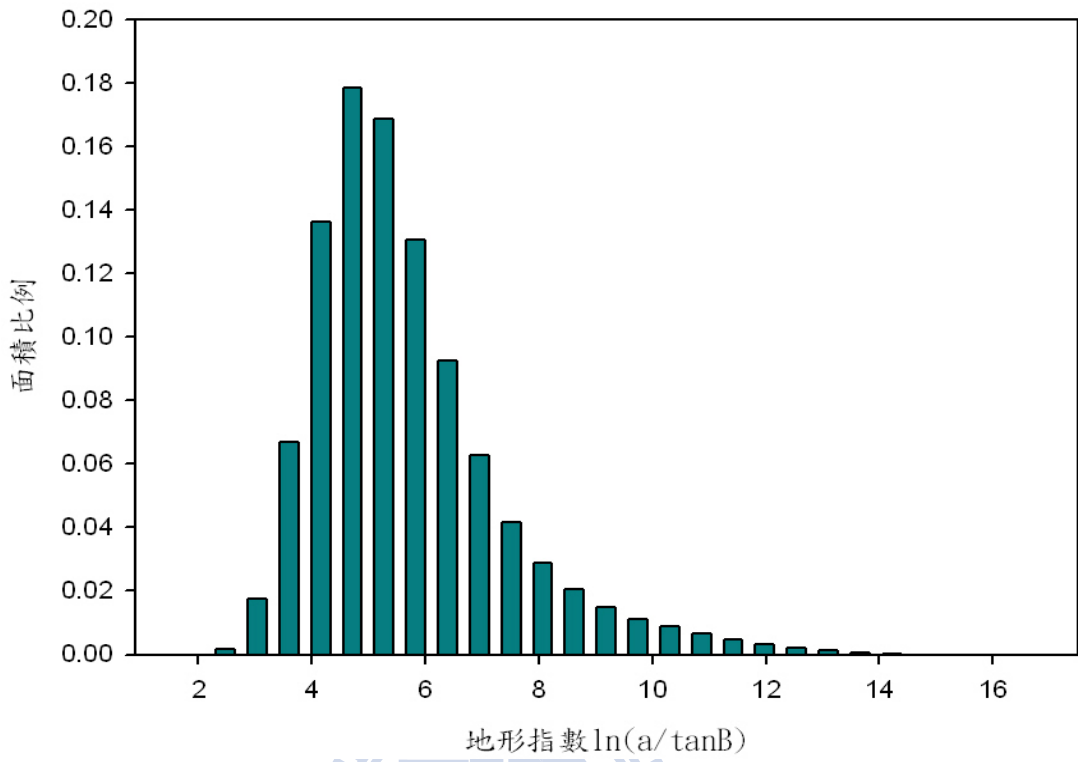


圖 4.2 霞雲站上游地形指數面積分布曲線圖



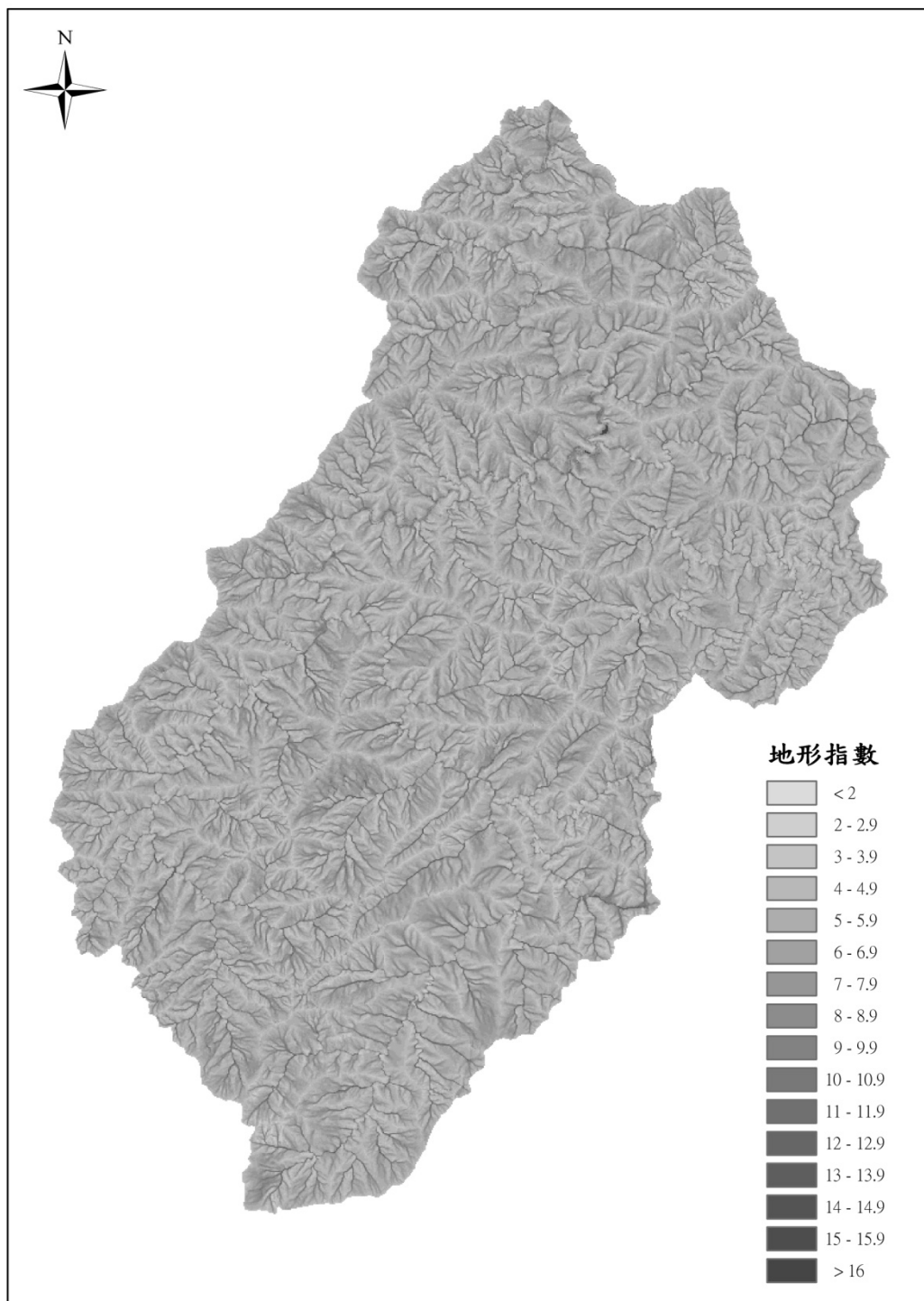


圖 4.3 霞雲站上游集水區地形指數值之空間分佈

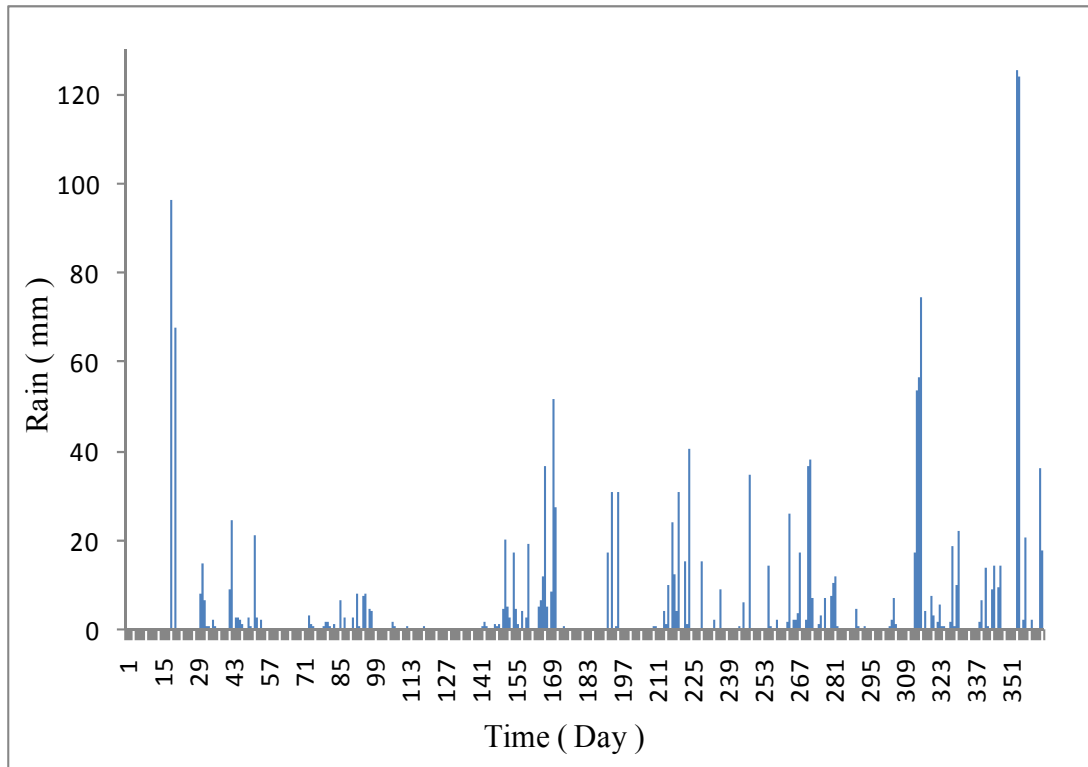


圖 4.4 2003 年霞雲站上游集水區降雨組體圖

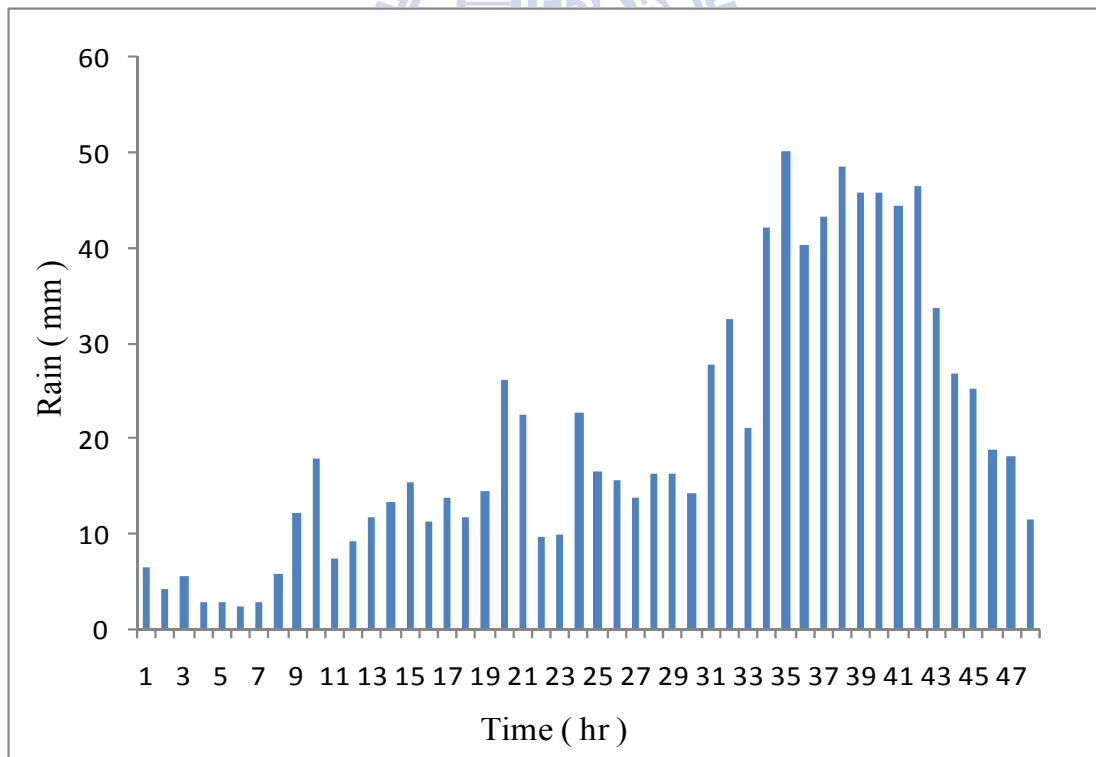


圖 4.5 2004 年艾利颱風於霞雲站上游集水區降雨組體圖

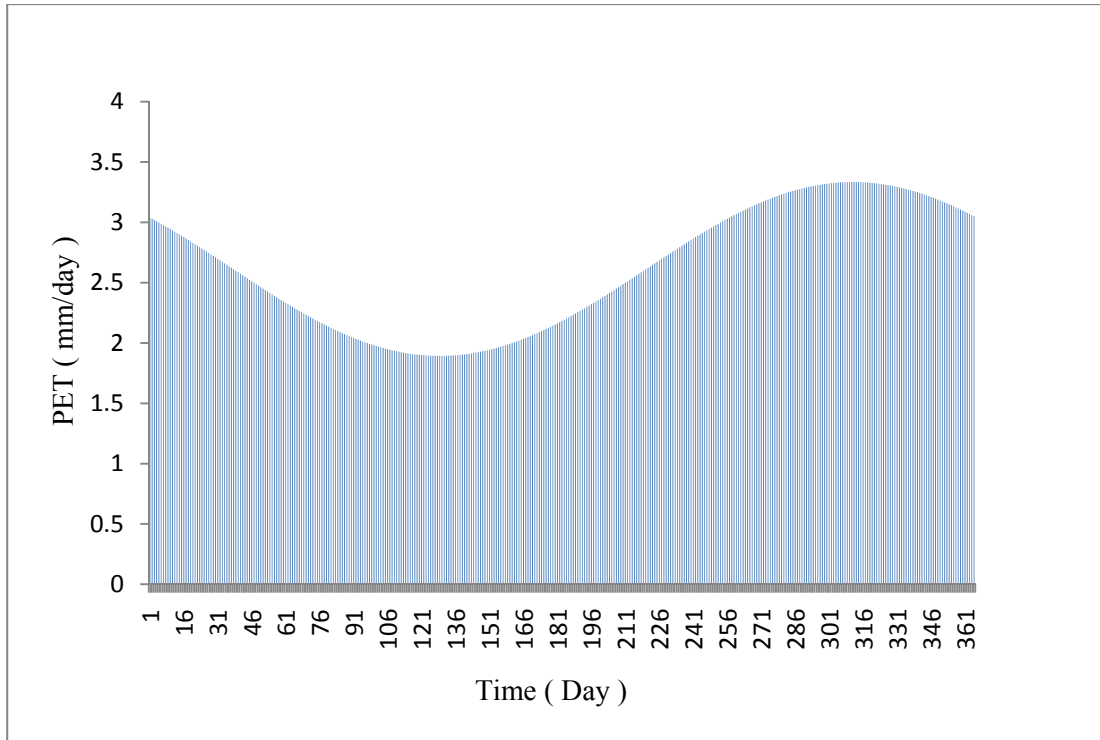


圖 4.6 霞雲站上游集水區年蒸發量示意圖

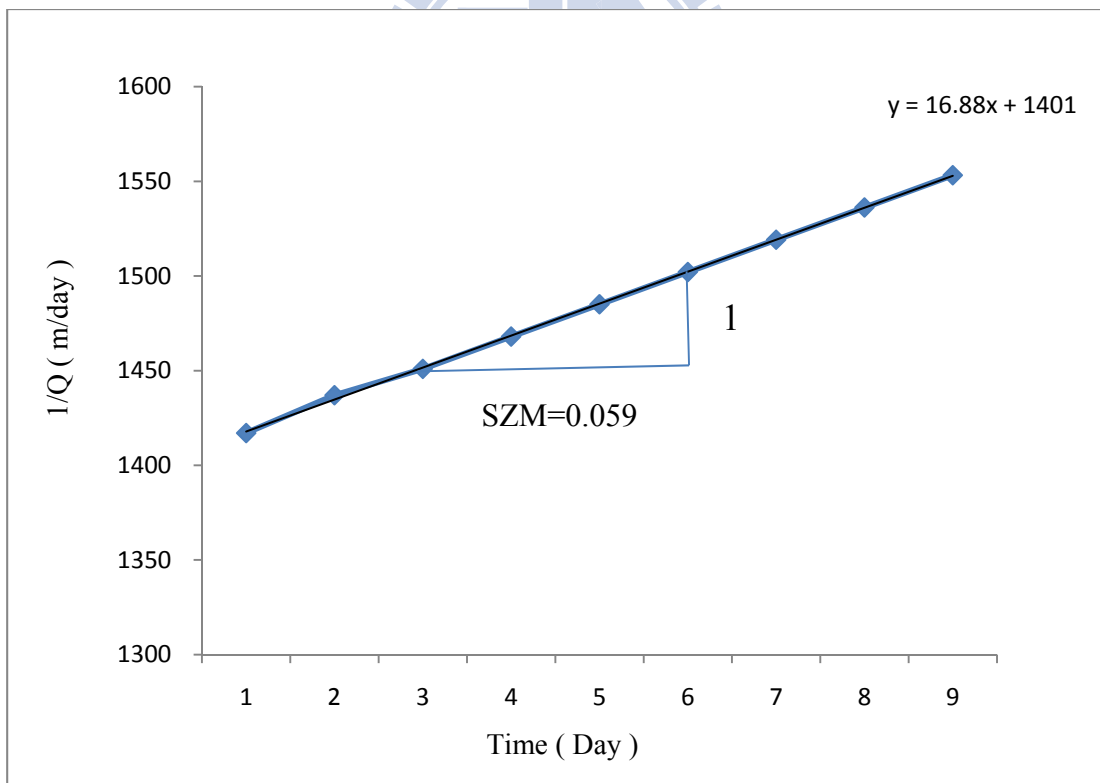


圖 4.7 地形指數模式，退水係數SZM之推求

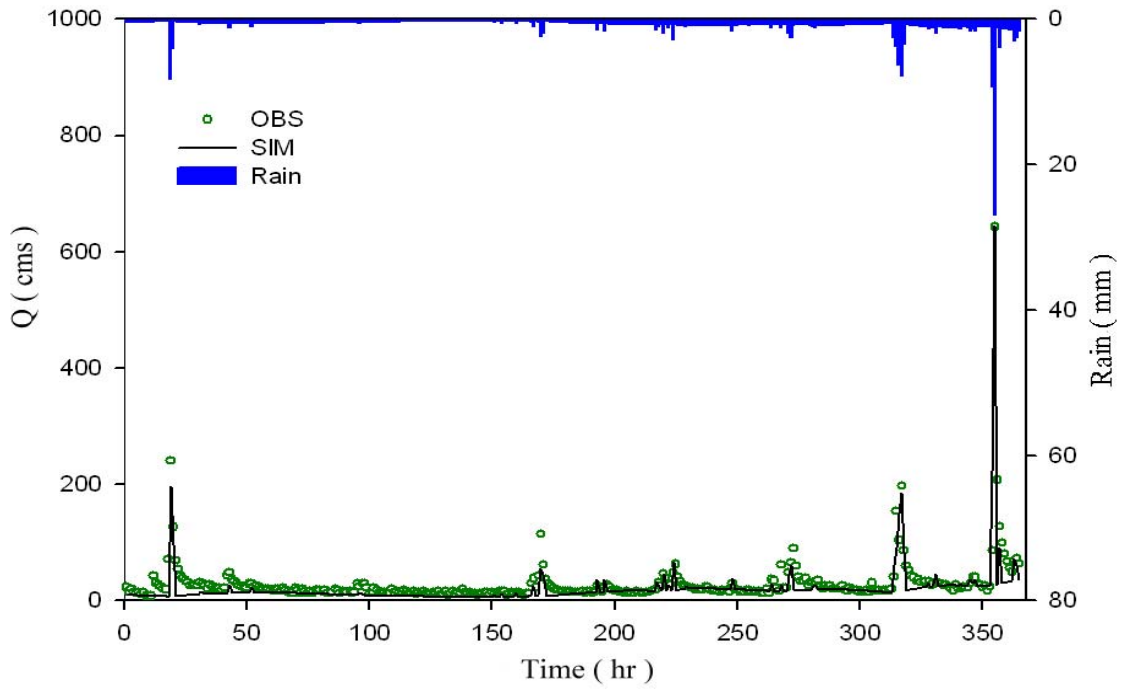


圖 4.8 地形指數模式流量模擬結果(2003)

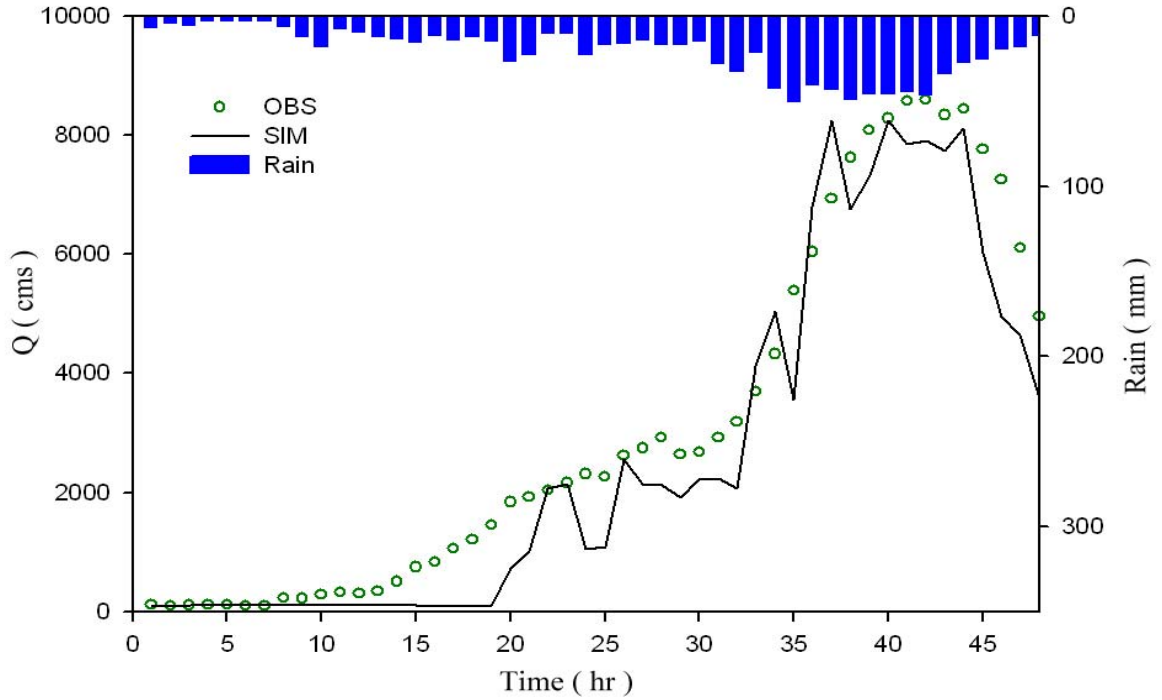


圖 4.9 地形指數模式流量模擬結果(2004 艾利颱風)

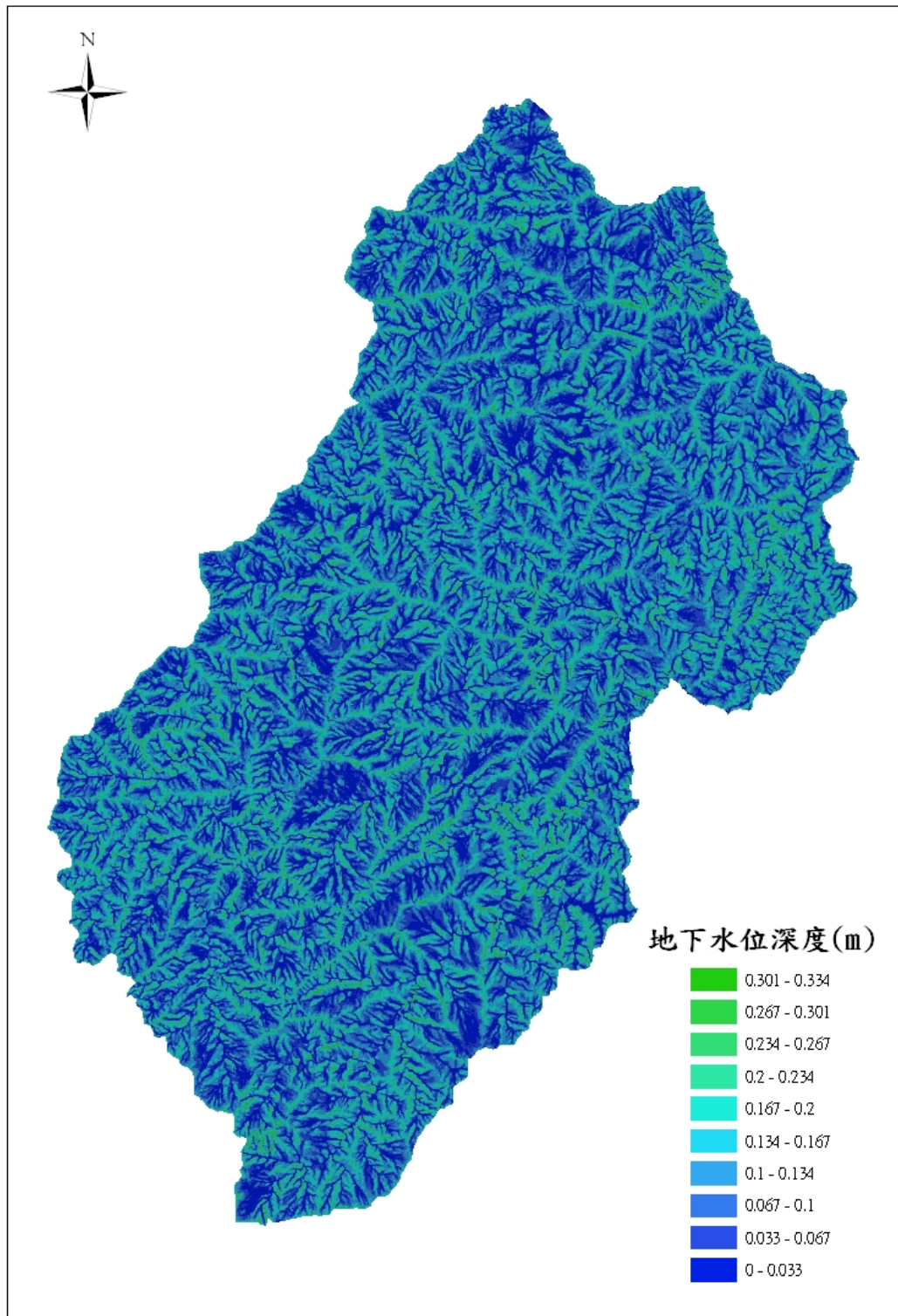


圖 5.1 霞雲站上游集水區初始地下水位空間分佈圖

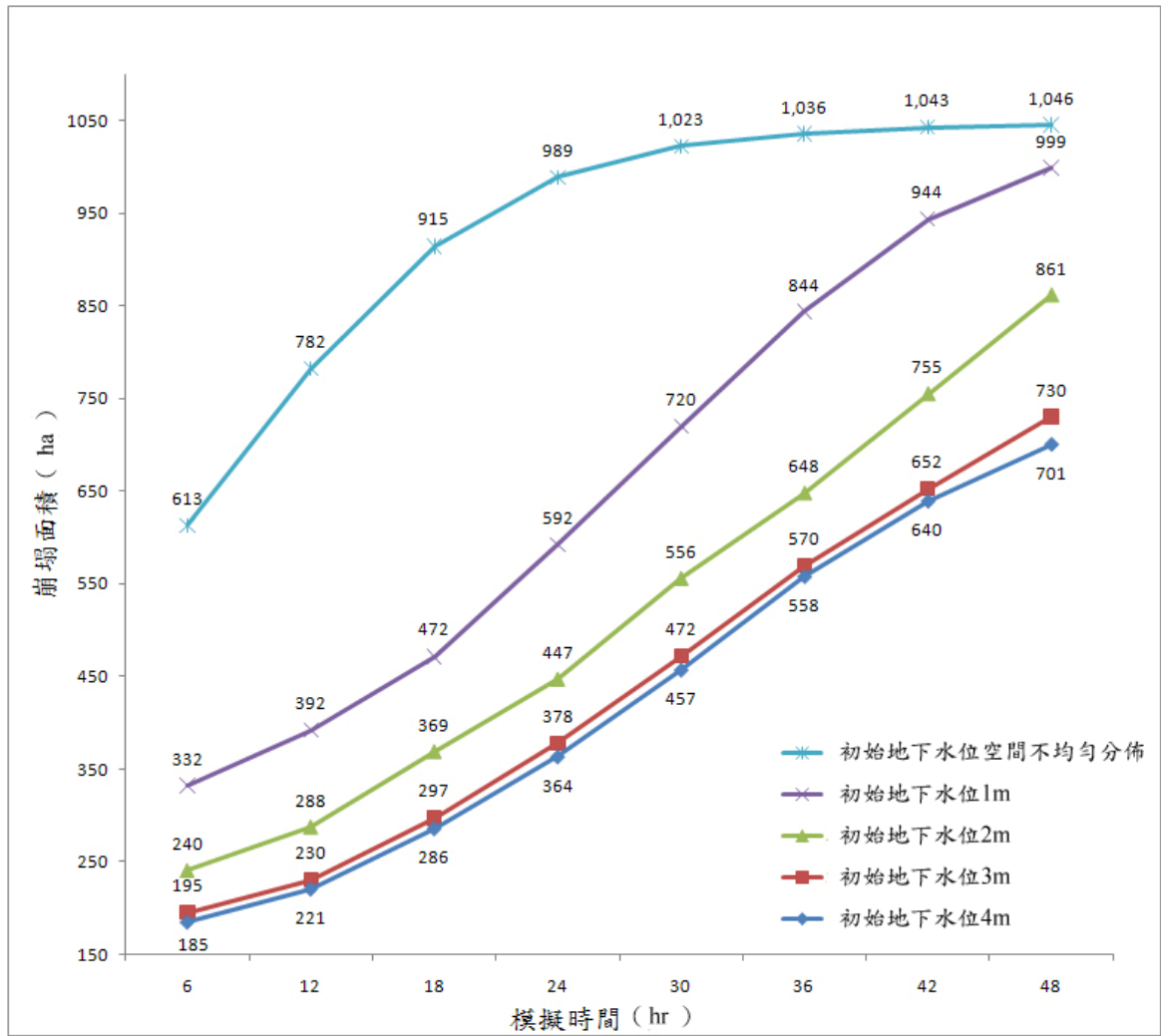
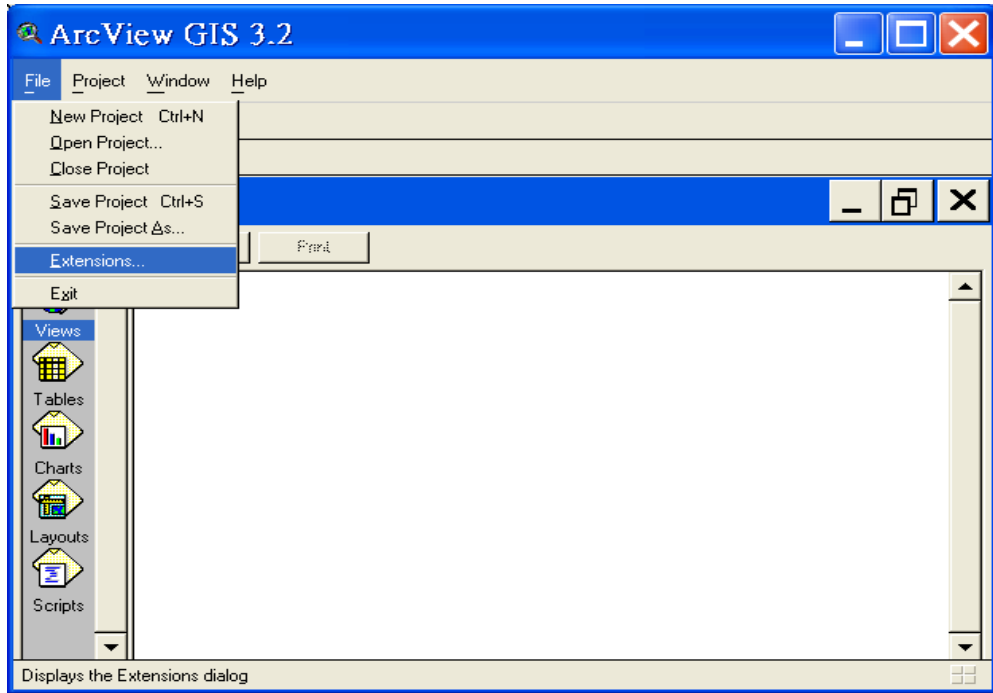


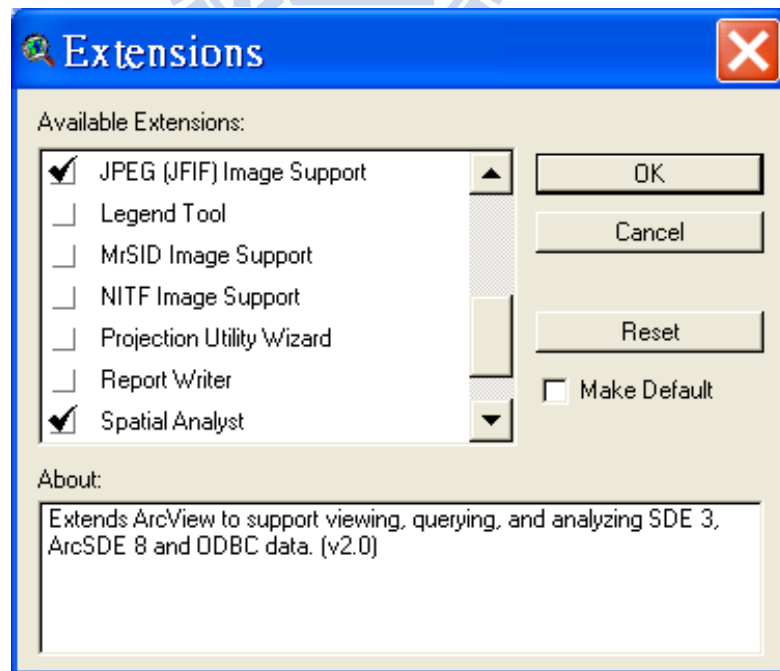
圖 5.2 初始地下水位空間分佈與不同均值地下水位之崩塌示意圖

附錄一

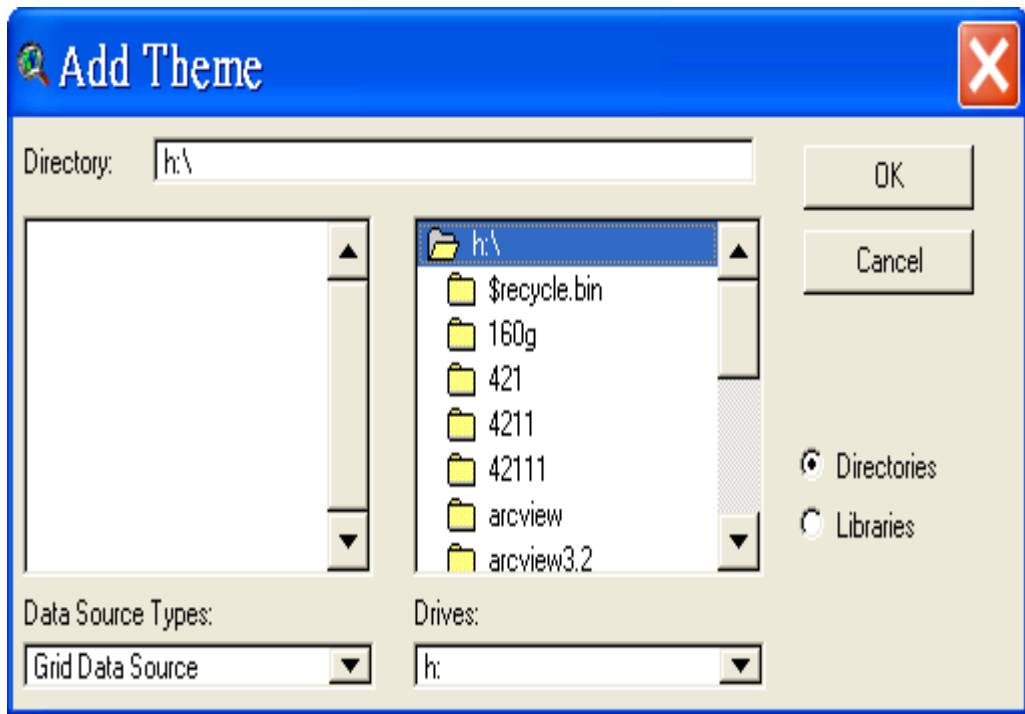
ArcView GIS 3.2 集水區劃分方法:



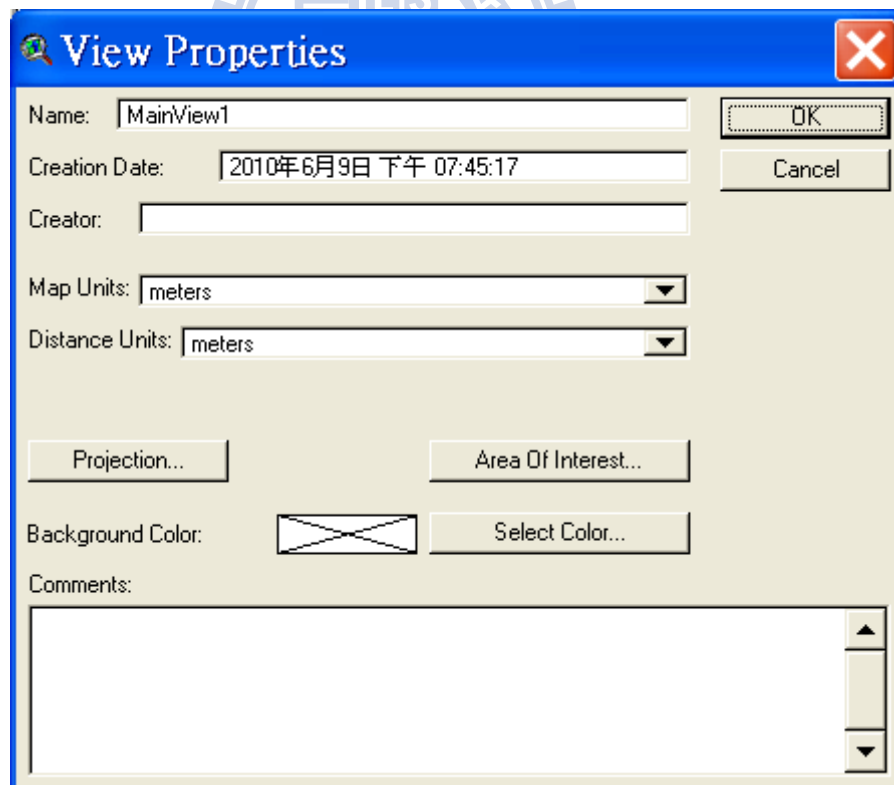
圖一.開啟外掛模組



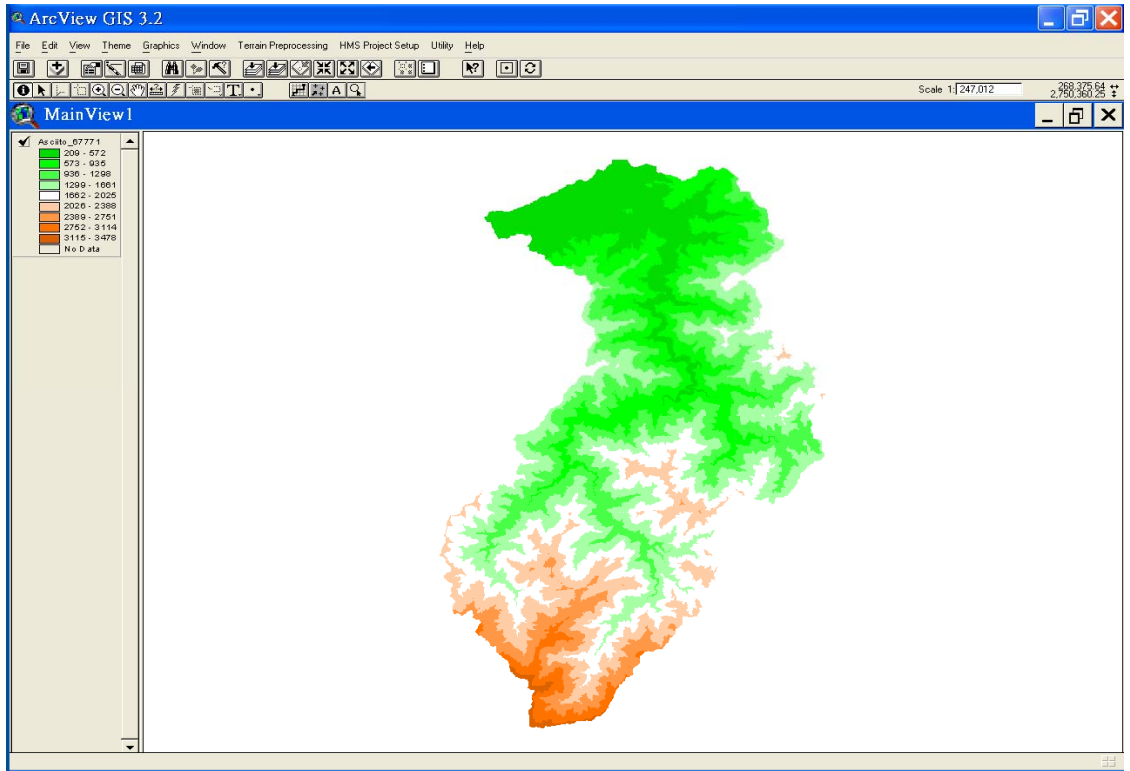
圖二.勾選 3D Analyst , HEC GeoHms1.1 , JPEG(JFIF)Image Support , Spatial Analyst



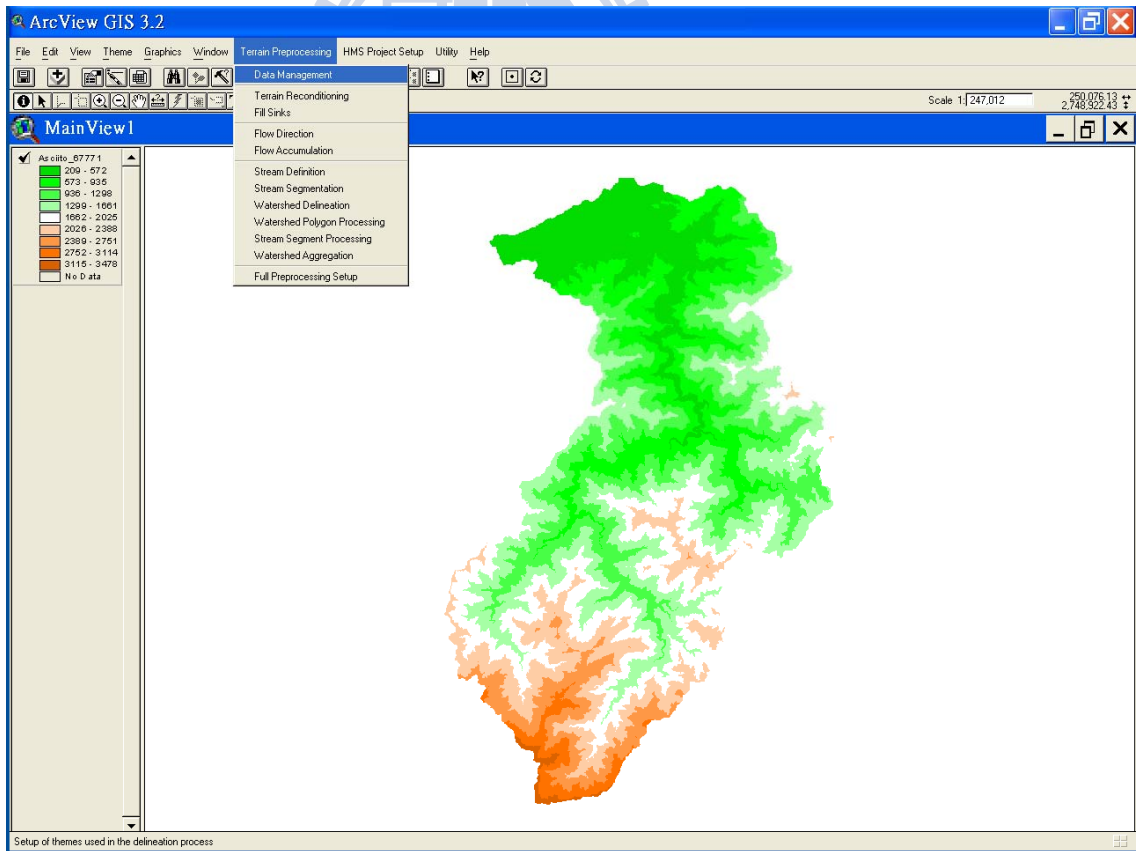
圖三.於 MainView 加入集水區 grid 檔



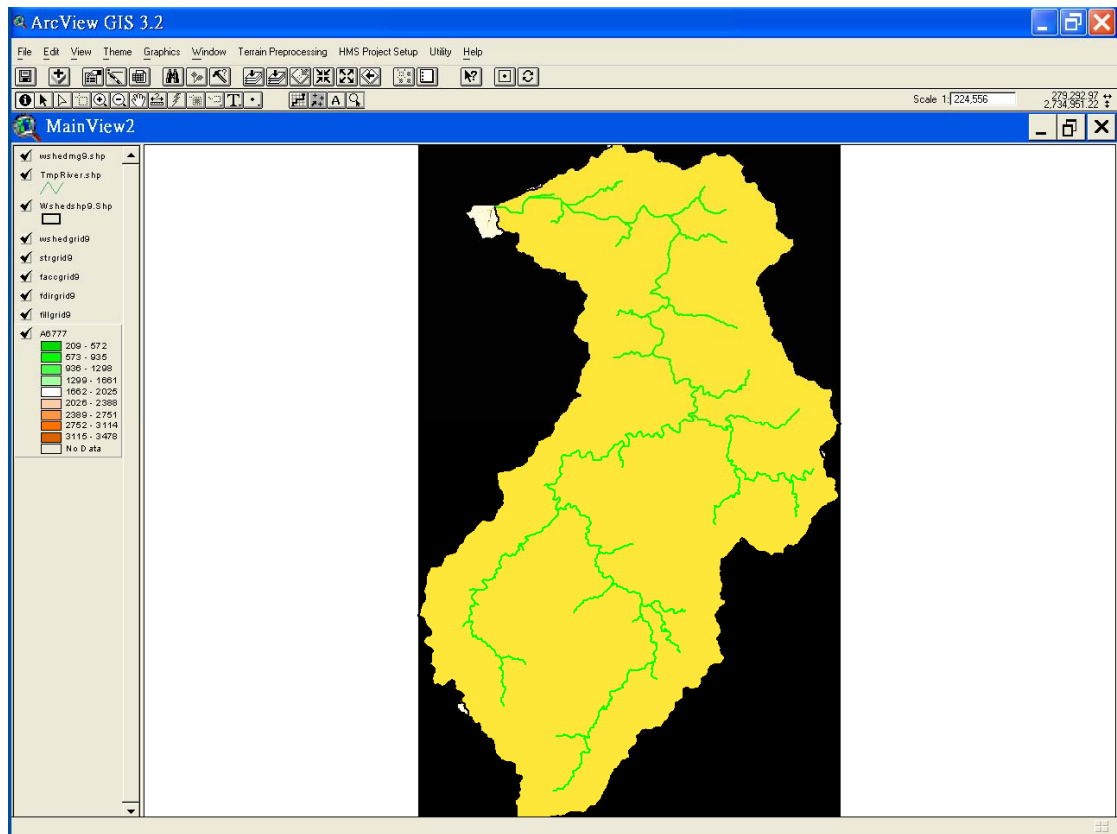
圖四.設定集水區單位本研究以公尺為例



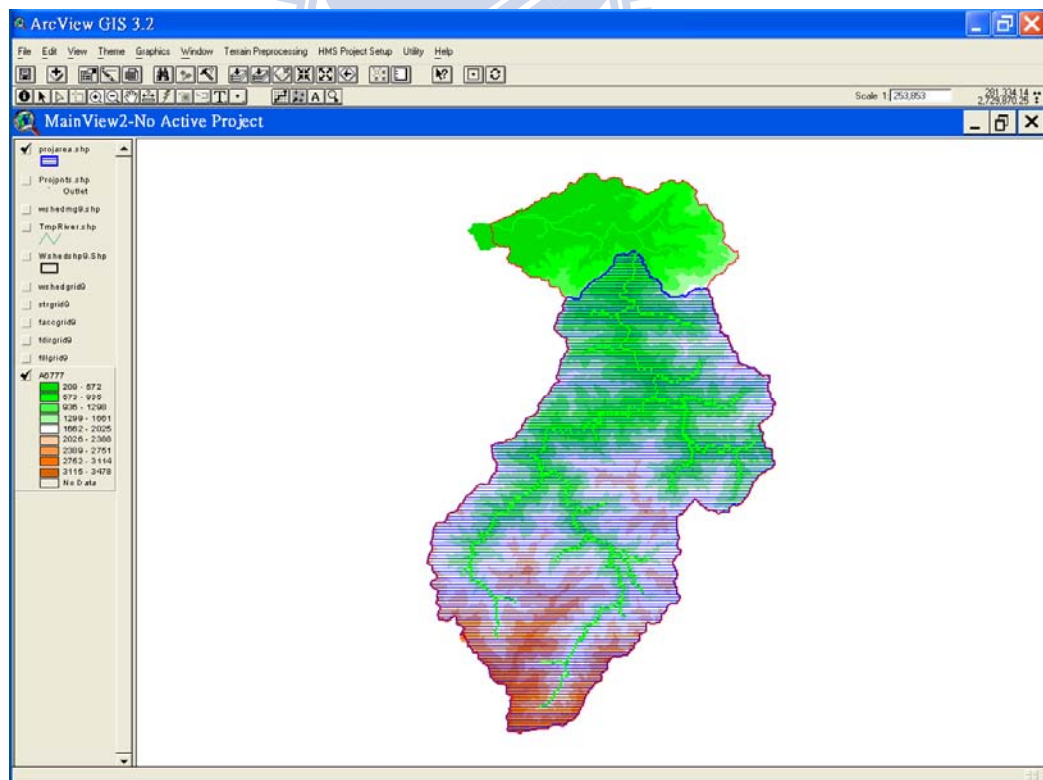
圖五.完成匯入石門水庫集水區



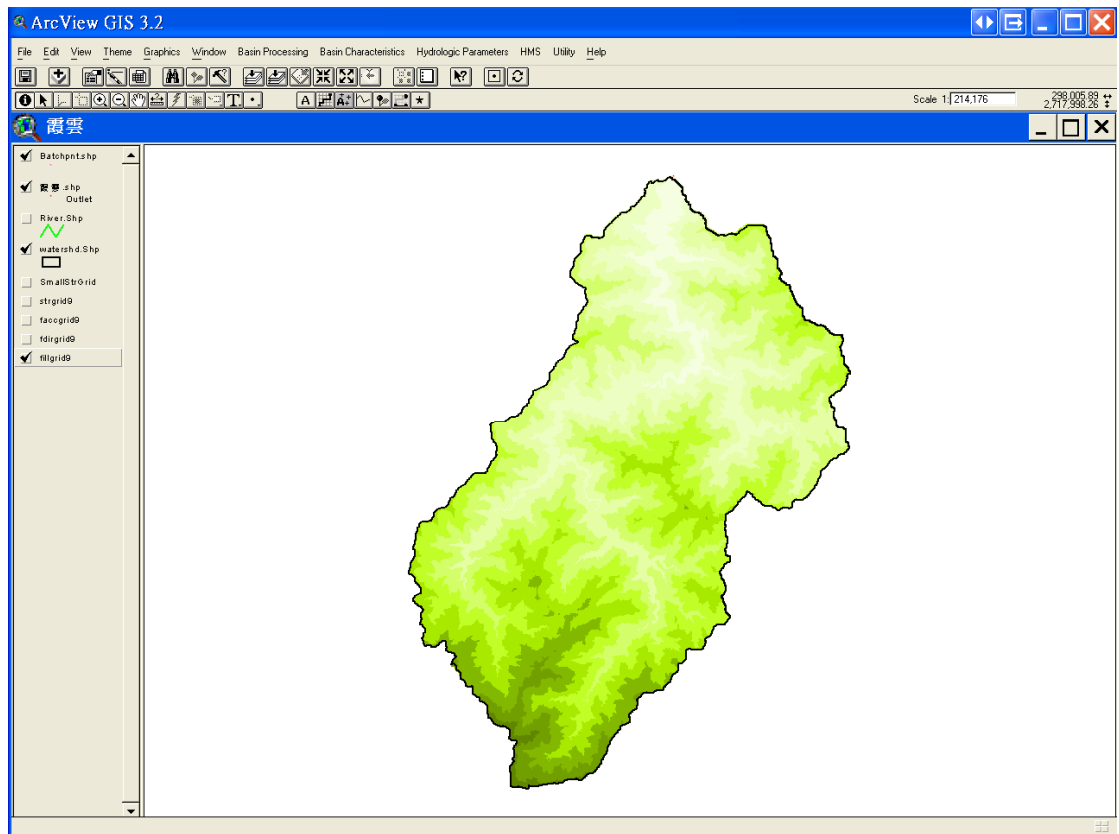
圖六.進入地形處理(Terrian Preprocessing)功能欄執行相關地形分析



圖七.完成地形處理



圖八.確定選定集水區範圍



圖九.完成集水區劃分

