

國立臺灣大學理學院地質科學研究所

碩士論文

Department of Geosciences

College of Sciences

National Taiwan University

Master Thesis

石門水庫集水區之降雨特性對崩塌及輸
砂量的關係

**The relationship between rainstorm , landslide
and sediment discharge in Shihmen reservoir**

鄒年喬

Nien-Chiao Tsou

指導教授：陳宏宇 博士

Advisor: Hongey Chen, Ph. D.

中華民國 99 年 7 月

July, 2010

國立臺灣大學碩士學位論文
口試委員會審定書

石門水庫集水區之降雨特性對崩塌及輸砂量的
關係

The relationship between rainstorm, landslide and
sediment discharge in Shihmen reservoir

本論文係鄒年喬君（學號 R97224115）在國立臺灣大學
地質科學研究所完成之碩士學位論文，於民國 99 年 07 月 23
日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明

口試委員：

陳宏手

(指導教授)

周冲集

陳連晃

俞旌文

尹春元

致謝

本論文之完成，首先要感謝指導教授陳宏宇博士，在學生兩年的求學過程中，在學業上悉心的指導啟發及日常生活上的照顧，並給予學生論文經費與資源上的支持，尤其在平時各種場合的待人接物之應對進退的教誨，更讓學生受益良多，在此對老師致上最由衷的感謝。

口試期間，感謝台大大氣系周仲島老師、農林航空測量所陳連晃所長、中興工程顧問社俞旗文副理以及水土保持局尹孝元科長提供了許多寶貴的意見，使本論文更加完整與嚴謹。

研究期間，感謝實驗室游家敏學姊的督促與幫忙，台大大氣系周仲島老師研究室的張文明學長在程式撰寫的指導，台大空間資訊研究中心的朱子豪教授、張家豪學長及連婉茹學姊在福衛二號衛星影像處理上的指導，台大土木系土壤力學實驗室周英豪先生、簡瑋男同學及馮高原同學在實驗儀器指導的幫忙，台大岩石力學實驗室周明正先生及黃百勳同學在實驗儀器的操作上的幫助，海洋大學張舒凱學長及陳泓樟同學在野外工作上的幫忙，經濟部水利署北區水資源局在水利資訊方面的提供，李治平同學及曾秀緣同學在口試前準備的幫忙，以及中央大氣中尺度氣象實驗室的資料提供。此外，也要感謝本研究室蔡秉儒學長、林冠瑋學長及陳宜徽學長在研究上的幫助及提供思考的方向，施尊穎同學、魏倫瑋同學及陳麒文同學在撰寫論文時給予的意見，以及許多對本論文研究內容提供意見方向與討論的同學及學長姐們。

最後，僅將本論文獻給我至愛的雙親及家人、親友，因為有你們的支持與勉勵，我才能在這一路顛簸的求學之路，戰勝自己，成就自我。

摘要

本研究主要是利用中央氣象局之劇烈天氣監測系統 (QPESUMS) 所收集的雨量資料，並配合現地撞擊式雨滴譜儀 (JWD) 的觀測資料，來探討 2005 年瑪莎颱風及 2008 年辛樂克颱風期間，在石門水庫集水區內的降雨特性相對崩塌及輸砂量的影響關係。研究結果顯示，當降雨強度超過 40 mm/hr 時，本研究區之降雨動能會趨近於 $28.73 \text{ J/m}^2 \text{ mm}$ 。而白石溪子集水區在兩次颱風事件中，所累積之降雨動能皆超過 17000 J/m^2 ，為所有子集水區中分佈最高者，其輸砂量佔了全區的 45% 以上。另外，從福衛二號衛星影像判釋發現，研究區內的崩塌率，在兩次颱風事件中分別為 1.03% 及 0.96%，沒有明顯的差異，而區域內的澳底層、乾溝層及大桶山層，之崩塌面積佔了全區的 80% 以上，其中又以大桶山層的 33% 為最高，這與其岩石強度 57.1 MPa，以及單位體積節理數約 19.5 條/m^3 有相當之關連性。2005 年瑪莎颱風崩塌的新生率 74.7%，及重現率 31.9%，比 2008 年辛樂克颱風的 66.1% 及 24.6% 高，這可能與瑪莎颱風於 44 小時內的累積雨量 632.5 mm 有關。

從兩次颱風事件中的降雨動能與輸砂量對比發現，當降雨動能累積超過 2000 J/m^2 時，河水中的輸砂量會有明顯上升的趨勢，這可能是因為當降雨動能累積到此門檻值時，舊有的崩塌地會開始再次的活動，或是新的崩塌地開始發生，使得這些崩塌材料被大量地表逕流沖刷至河道中。另外，從雙偏極化雷達所估算之降雨量及降雨動能，雖然較劇烈天氣監測系統與現地撞擊式雨滴譜儀觀測資料小，但其有關空間解析度之雨滴粒徑分布估算能力，則有助於了解降雨量及降雨動能的分布對崩塌及輸砂量之影響。

關鍵字：降雨動能、崩塌、輸砂量

Abstract

Rainfall properties had been mentioned as an important factor to trigger landslides of watershed in many literatures. In this study, I try to use the rainfall data of the QPSUMS (Quantitative Precipitation Estimation and Segregation Using Multiple Sensor) from Central Weather Bureau and JWD (Joss-Waldvogel Disdrometer) data to figure out the relationship between rainfall, landslides and sediment discharge during the typhoon Matsa and typhoon Sinlaku. Investigation results indicate that the rainfall kinetic energy is approach to the $29 \text{ J/m}^2\text{-mm}$ when the rainfall intensity exceeds 40 mm/hr . During these events, the highest kinetic energy of accumulated rainfall was reached to $17,000 \text{ J/m}^2$ around the Siouluan sub-watershed. The sediment discharge of the Bai-shi sub-watershed was more than 2.6 Mt , and occupied around 45% in total of the study area. The landslide ratio of the study area is 1.03% in Matsa typhoon event and 0.96% in Sinlaku typhoon event by using the Formosa II images judgments. The various formations of Aoti, Kankou and Datunshang have more than 80% landslide distribution in total study areas, and the Datunshang Formation have highest distribution 33% . The results on the above mentioned have links with rock strength 57.1 MPa and volumetric joint 19.5 . The new generation ratio 74.7% and reactivated ratio 31.9% in typhoon Matsa are higher than typhoon Sinlaku in 66.1% and 24.6% . It seems to have relative connection with accumulated rainfall 632.5 mm in 44 hours during typhoon Matsa.

Compared with rainfall kinetic energy and sediment discharge in these events, the sediment discharge increased obviously when the accumulated rainfall kinetic energy exceeds 2000 J/m^2 . This result show that the accumulated rainfall kinetic energy of 2000 J/m^2 is seems a thresholds value in triggering landslide. It means the previous landslides were reactive or new landslides occur when the accumulated rainfall kinetic energy exceeds this thresholds value. And these materials were be

flush out by the massive runoff. In this study, I also use the Polarmetric Dopplar Radar to estimate the rainfall rate and kinetic energy. Although the results from Polarmetric Dopplar Radar are smaller than QPESUMS couples with JWD estimation, the high resolution in spaces of the rainfall rate and kinetic energy are very helpful to understanding the rainfall distribution affect the landslide and sediment yields.

Keywords: Rainfall kinetic energy, Landslide, Sediment discharge



目錄

致謝	
中文摘要.....	I
英文摘要.....	II
目錄.....	IV
圖目錄.....	VII
表目錄.....	IX
第一章 緒論.....	1
1.1 研究動機與目的.....	1
1.2 地理位置與交通概況.....	2
第二章 前人研究.....	4
2.1 雷達與降雨.....	4
2.2 雨滴粒徑及降雨動能.....	6
2.3 降雨與崩塌及輸砂.....	8
第三章 區域概況.....	10
3.1 地形概況.....	10
3.2 區域地質概況.....	13
3.3 區域土壤分佈.....	16
3.4 氣候與水文概況.....	19
3.5 颱風事件.....	21
第四章 研究方法.....	23
4.1 野外調查.....	23
4.1.1 地質踏勘.....	23
4.1.2 樣品採集.....	23
4.2 實驗室試驗.....	24

4.2.1	岩石部分.....	24
4.2.2	土壤部分.....	24
4.3	降雨資料之估算.....	27
4.3.1	撞擊式雨滴譜儀.....	27
4.3.2	雷達降雨資料.....	29
4.4	地理資訊系統分析.....	33
4.4.1	衛星影像正射.....	33
4.4.2	崩塌地判釋.....	33
4.4.3	降雨量之統計.....	34
4.5	輸砂量之計算.....	36
第五章	研究結果.....	37
5.1	岩石部分.....	37
5.2	土壤部分.....	39
5.3	雨滴譜儀觀測結果.....	41
5.4	全區降雨量及降雨動能.....	46
5.5	雙偏極化雷達降雨量及降雨動能.....	51
5.6	崩塌地之統計.....	52
5.7	颱風期間輸砂量.....	60
第六章	降雨特性與崩塌及輸砂量之關係.....	62
6.1	降雨動能與降雨強度.....	62
6.2	降雨因子與崩塌率.....	63
6.3	降雨因子與崩塌及輸砂量之關係.....	65
6.4	降雨動能之崩塌門檻.....	71
第七章	討論.....	74
7.1	雷達降雨估算之差異.....	74
7.2	降雨估算結果比較.....	78

7.3 雨滴譜儀參數.....	81
第八章 結論.....	83
參考文獻.....	84
附錄一 年度雨量表.....	91
附錄二 年度降雨天數統計表.....	92
附錄三 野外露頭調查結果.....	93
附錄四 岩石部分之試驗方法.....	95
附錄五 土壤自然物理性質試驗方法.....	100
附錄六 土壤直接剪力試驗方法.....	104
附錄七 山崩判釋之衛星影像列表.....	105
附錄八 崩塌率計算公式.....	106
附錄九 岩體性質對照表.....	107
附錄十 土壤自然物理性質試驗結果.....	108
附錄十一 土壤力學試驗結果.....	110
附錄十二 雨滴譜儀觀測統計.....	112
附錄十三 颱風事件崩塌統計表.....	113



圖目錄

圖 1.1 研究區域位置與交通圖.....	3
圖 3.1 研究區域高程分佈圖.....	10
圖 3.2 研究區域坡度分佈圖.....	11
圖 3.3 研究區域坡向分佈圖.....	11
圖 3.4 研究區域地質圖.....	12
圖 3.5 研究區域內地層分佈.....	15
圖 3.6 研究區內壤土之分佈.....	16
圖 3.7 USDA 土壤分類三角圖.....	17
圖 3.8 研究區內土壤分佈圖.....	18
圖 3.9 研究區域水系及測站分佈圖.....	20
圖 3.10 颱風路徑與累積雨量分佈圖.....	22
圖 4.1 岩體露頭採樣點與地層分佈.....	25
圖 4.2 土壤採樣區與 JWD 撞擊式雨滴譜儀位置圖.....	26
圖 4.3 撞擊式雨滴譜儀(JWD).....	29
圖 4.4 雷達觀測示意圖.....	30
圖 4.5 雷達回波與雷達站分佈示意圖.....	32
圖 4.6 QPESUMS 流程圖.....	32
圖 5.1 各地層岩石單壓強度.....	39
圖 5.2 石門及霞雲 JWD 觀測結果.....	43
圖 5.3 石門站降雨強度與降雨動能回歸圖.....	43
圖 5.4 霞雲站降雨強度與降雨動能回歸圖.....	44
圖 5.5 石門水庫雨滴粒徑個數與分佈圖.....	45
圖 5.6 石門水庫降雨強度與降雨動能回歸圖.....	45

圖 5.7 2005 年瑪莎颱風降雨分佈.....	49
圖 5.8 2008 年辛樂克颱風降雨分佈.....	50
圖 5.9 崩塌坡度機率分佈圖.....	53
圖 5.10 崩塌高程分佈圖.....	54
圖 5.11 崩塌面積機率分佈.....	54
圖 5.12 崩塌率與地層單壓強度.....	56
圖 5.13 崩塌率與單位體積節理數.....	56
圖 5.14 崩塌率與塑性指數.....	58
圖 5.15 土壤區域之崩塌率及崩塌面積佔全區崩塌面積的比例.....	59
圖 6.1 降雨強度與降雨動能關係.....	62
圖 6.2 二十個子集水區崩塌與降雨因子回歸圖.....	64
圖 6.3 各個子集水區的崩塌率及輸砂量.....	66
圖 6.4 單位面積輸砂量與崩塌率.....	66
圖 6.5 瑪莎颱風降雨因子與崩塌率之關係.....	67
圖 6.6 辛樂克颱風降雨因子與崩塌率之關係.....	68
圖 6.7 瑪莎颱風事件單位面積輸砂量與降雨特性之關係.....	68
圖 6.8 辛樂克颱風事件單位面積輸砂量與降雨特性之關係.....	69
圖 6.9 瑪莎颱風降雨特性與輸砂量之關係.....	72
圖 6.10 辛樂克颱風降雨特性與輸砂量之關係.....	73
圖 7.1 雙偏極化雷達位置與資料分析區.....	77
圖 7.2 雙偏極化雷達示意圖.....	78
圖 7.3 雷達雨量資料比較.....	79
圖 7.4 降雨動能估算比較圖.....	80
圖 7.5 中值體積粒徑分布圖.....	81
圖 7.6 總降雨濃度趨勢圖.....	82

表目錄

表 2.1 雷達與降雨相關研究.....	5
表 2.2 雨滴粒徑及降雨動能相關研究.....	7
表 2.3 降雨與崩塌及輸砂相關研究.....	9
表 3.1 子集水區面積統計表.....	21
表 3.2 颱風事件資料.....	21
表 4.1 二十個子集水區面積統計表.....	35
表 5.1 岩石自然物理性質試驗結果.....	37
表 5.2 岩層單位體積節理數估算結果.....	38
表 5.3 岩層單壓強度表.....	38
表 5.4 土壤自然物理性質.....	40
表 5.5 土壤直接剪力試驗結果.....	41
表 5.6 撞擊式雨滴譜儀觀測數據一覽表.....	42
表 5.7 降雨量及降雨動能統計表.....	47
表 5.8 匹亞溪子集水區雙偏極化雷達降雨量及降雨動能統計表.....	51
表 5.9 研究區崩塌統計結果.....	52
表 5.10 颱風事件各地層崩塌分佈及地層性質.....	55
表 5.11 颱風事件各性質土壤之崩塌分佈.....	58
表 5.12 瑪莎颱風與辛樂克颱風期間之輸砂量估算.....	61
表 6.1 二十個子集水區降雨因子與崩塌率之關係係數.....	63
表 6.2 子集水區在不同颱風事件中崩塌與輸砂量統計.....	70

第一章 緒論

1.1 研究動機與目的

降雨強度與降雨延時被認為是觸發坡體崩塌以及土石流形成的主要原因 (Caine, 1980 ; Dahal & Hasegawa, 2008)。降雨觸發崩塌及土石流的主要機制是當雨水在落到地面之後，便會開始產生滲透作用進入地質材料之中成為孔隙水，當地質材料中的孔隙水壓上升時，便會使得地質材料的剪力強度下降，使得邊坡產生不穩定，進而發生崩塌(Sidle & Swanston, 1982 ; Iverson, 2000)。在表土的侵蝕以及逕流沖刷的估算中，一般是以土壤流失的概念來討論，其中降雨強度及降雨動能便是控制因素中的主要因子(Wischmeier & Simth, 1978)。

石門水庫於 1963 年 5 月竣工，大壩位於桃園縣大溪鎮與復興鄉之間，是一個提供大桃園地區民生、工業用水以及具備發電、遊憩等功能的多用途水庫。水庫原始設計之總蓄水容量為 251,880 萬 m^3 ，主要為蓄積大漢溪上游集水區之水源。但是從水庫啟用至 2009 年，歷經 40 多年的颱風、暴雨事件，使得水庫淤積量達到 42,800 萬 m^3 ，約佔水庫總蓄水量的 16.8% (水利署，2009)。

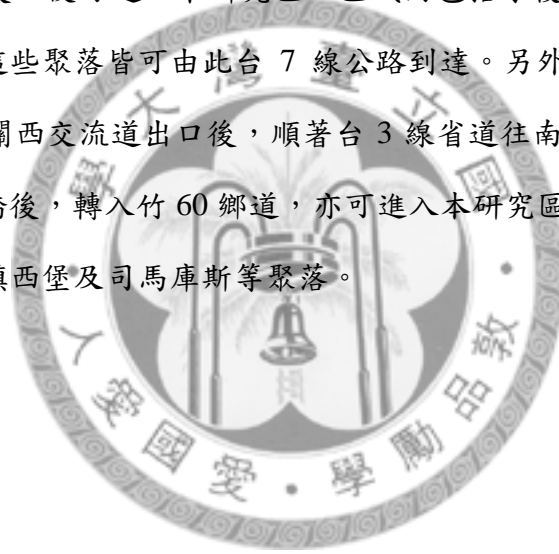
由過去水庫的各項研究資料顯示，全區累積降雨量的變化，似乎較少去討論與集水區間的山崩，水庫的輸砂量，以及淤積量間的相對應關係。因此，本研究分析了 2005 年瑪莎颱風以及 2008 年辛樂克颱風共 2 個颱風事件，從現地架設撞擊式雨滴譜儀所收集之雨滴大小資料，以及雷達回波所觀測的雨量數據，來一併計算集水區內之降雨動能，並利用兩次颱風事件前後的山崩及河流輸砂量的實測資料，來探討降雨的特性與崩塌及輸砂量間之相互關係。因此本研究工作探討的重點包括了：

- (1) 降雨動能及降雨特性在兩次颱風事件中的差異
- (2) 探討崩塌與地質材料特性間之關係
- (3) 降雨動能對輸砂量及崩塌量之影響
- (4) 降雨動能與山崩之關係

1.2 地理位置與交通概況

本研究區位於石門水庫的南側，包含了大漢溪及其上游支流之集水區，整體面積約為760 km²。研究區域呈現東西向狹窄，南北向呈寬廣之長條形的分佈形狀，行政區域橫跨了桃園、新竹以及宜蘭等 3 個縣。區域內較高的山嶺包括了：南側的品田山(3542 m)、大霸尖山(3492 m)、喀拉業山(3133 m)以及境界山(2910 m)。東側則以拉拉山(2031 m)、塔曼山(2130 m)及西丘斯山(2427 m)為主(圖 1.1)。

進入本研究區主要可以分為兩條路線。從桃園進入本研究區，可由國道 3 號高速公路之大溪交流道或龍潭交流道出口，順著省道台 3 線接往台 7 線，其中經過慈湖及百吉隧道後，便可進入本研究區，區域內包括了復興、羅浮、高義、巴陵及四稜等聚落，這些聚落皆可由此台 7 線公路到達。另外從新竹進入，可由國道 3 號高速公路自關西交流道出口後，順著台 3 線省道往南，再向東轉入 112 號縣道，經過尖石大橋後，轉入竹 60 鄉道，亦可進入本研究區，此鄉道可以到達區域內宇老、秀巒、鎮西堡及司馬庫斯等聚落。



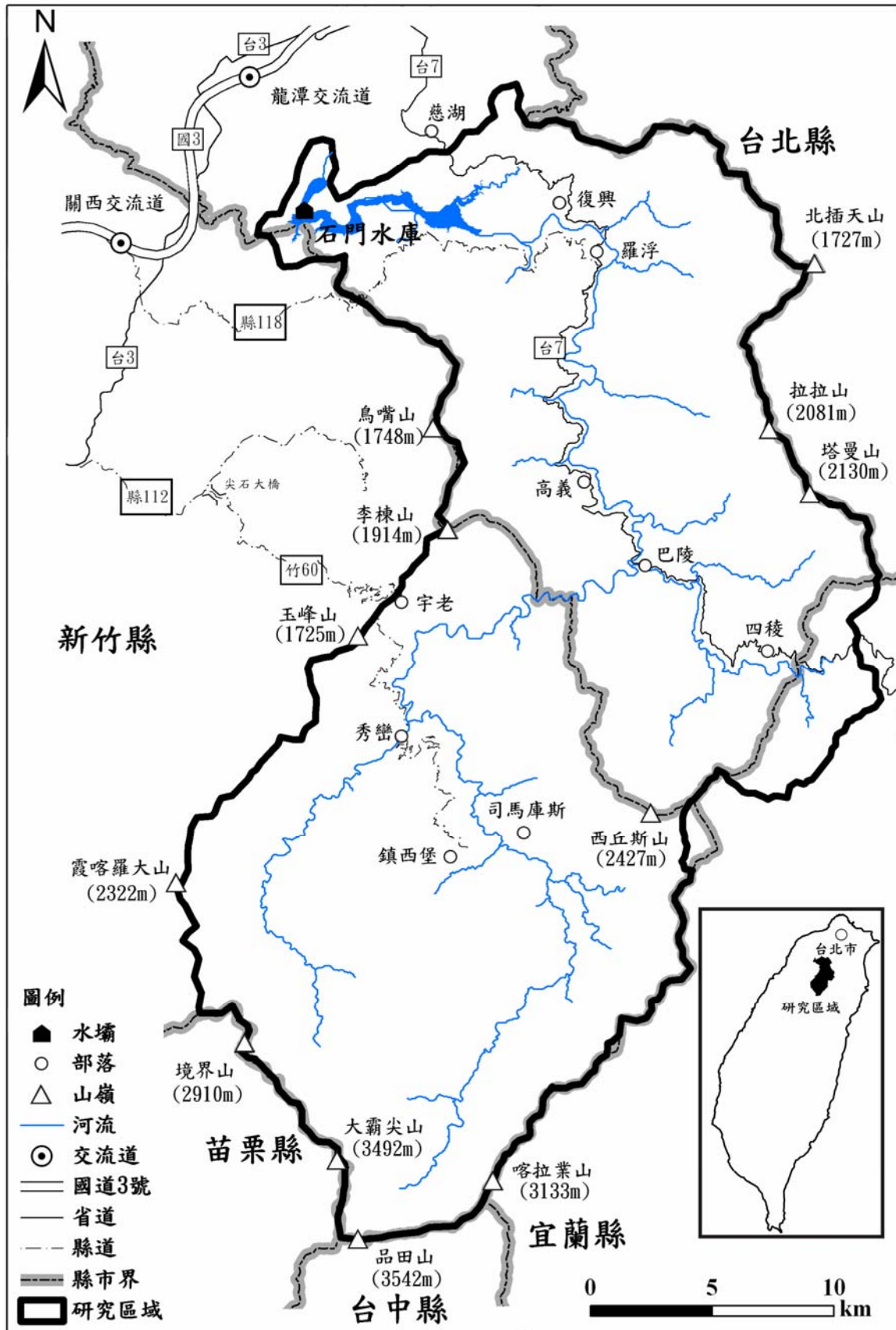


圖 1.1 研究區域位置與交通圖

第二章 前人研究

2.1 雷達與降雨

過去的兩個世紀以來，文獻曾經記載過，當光線照射大氣分子或粒子後，會造成散射截面與粒子直徑成正比，與光波波長成反比的理論(Rayleigh, 1871)。Bent (1943)利用此原理，首先提出運用雷達波來估計降雨的概念。而雷達與地面雨滴譜儀的觀測，所建立之雷達回波因子與雨滴粒徑密度的關係性，以及回波因子與降雨強度之間的關連性，則陸續的被更新發展(Marshall et al., 1947; Marshall & Palmer, 1948)。Joss et al. (1968)利用垂直掃描雷達所得到的雨量回波資料，與雨量站的平均雨量及雨滴譜儀的雨滴粒徑分布比較，提出了不同的降雨型態。Wilson (1970)利用地面雨量站進行雷達降雨的校正，可使雷達估計的降雨誤差降低至 20%(表 2.1)。

鳳雷(1992)以都卜勒雷達回波資料、各地雨量站之雨量資料，分析 1990 年楊希颱風期間，降雨回波與地面降雨間的關係，結果發現彼此間相關性超過 65%。楊政潭(2002)利用五分山雷達站的雷達回波資料，分析台北地區以及石門水庫集水區內雨量站及雷達降雨的評估，結果顯示兩者有相當良好的相關性。

表 2.1 雷達與降雨相關研究

作者	相關研究
Rayleigh (1871)	光線照射大氣分子或粒子後所造成的散射截面與粒子直徑成正比，與光波波長成反比。
Bent (1943)	提出使用雷達波進行降水估計。
Marshall et al. (1947)	利用雷達與雨滴譜儀之觀測結果，提出雷達回波因子 Z 與雨滴粒徑密度函數之間有很好的關係性。
Marshall & Palmer (1948)	建立雷達回波與降雨強度間的關係。
Joss et al. (1968)	利用雷達回波與雨滴譜觀測比較，提出不同的降雨型態。
Wilson (1970)	利用地面雨量站進行雷達降雨估計的校正，可使雷達估計的降雨值誤差降低至 20%。
鳳雷 (1992)	分析楊希颱風個案發現雷達回波與地面站之雨量觀測值有超過 65% 的相關性。
楊政潭 (2002)	利用雷達回波資料分析台北地區及石門水庫集水區內的雨量站及雷達降雨評估顯示彼此間有良好的相關性。

2.2 雨滴粒徑及降雨動能

在雨滴粒徑的研究方面(表 2.2)，Wiesner (1895)利用混合變色染劑的特殊紙張，進行雨滴粒徑的觀測實驗，提出降雨時的雨滴粒徑分布。Marshall & Palmer (1948)利用濾紙法對雨滴粒徑分布進行觀測，觀測的降雨強度最大值為 23 mm/hr，並提出 Marshall-Palmer 雙參數的雨滴分佈指數模型，可以求得單位體積的總雨滴數。Marshall et al. (1955)再將此雙參數的雨滴分佈指數模型與降雨強度及雷達回波強度進行對比，得到良好的冪次相關。Hudson (1965)認為雙參數法在高降雨強度 70-100 mm/hr 的情形下仍然適用。Joss & Waldvogel (1967)發明了撞擊式雨滴譜儀，透過電子儀器紀錄雨滴的行為。Hall (1970)延續實驗工作並修正雨滴在濾紙上暈潤及實際大小的關係。Wang et al. (1979)及 Kinnell (1980)分別利用光學式雨滴譜儀和高速拍攝的相機，來進行雨滴粒徑分布的觀測，以瞭解雨滴最終落下至地面的粒徑大小。Uijlenhoet & Stricker (1999)更將所觀測之雙參數模型進行推導，並得到雨滴中值粒徑(D_{50}) 與降雨強度(R)間的冪次關係。

Joss & Waldvogel (1967)的研究指出，雨滴的粒徑極限約在 6-8 mm，超過此粒徑大小的雨滴受到重力及雨滴扁平化的影響，會變得非常容易破碎。Atlas & Ulbrich (1977)依此結果進行研究，提出終端落速與雨滴粒徑大小為冪次的關係。Hinkle et al. (1987)認為雨滴粒徑的終端落速呈現非線性增加的關係，因為雨滴的粒徑越大受到的重力作用會使得雨滴的形狀越趨近於扁平。

在降雨動能的研究方面，Wischmeier & Simth (1958)在美國華盛頓特區進行的研究指出，降雨動能與降雨強度為一對數關係，但是降雨動能會隨著降雨強度的增加，而無限制的上升。Wischmeier & Smith (1978)進一步發現，當降雨強度超過 76 mm/hr 時，降雨動能會達到 $28.3 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$ 的極限值，並且不會再繼續增加。Kinnell (1980)認為連續性的冪次關係式，較能描述降雨動能與降雨強度的關係，其關係式內限定了降雨動能的極限值(e_{\max})。van Dijk et al. (2002)提出一個通用的關係式，認為降雨動能與降雨強度仍然會受到各地方不同氣候型態之影響而有所差異。

表 2.2 雨滴粒徑及降雨動能相關研究

作者	相關研究
Wiesner (1895)	利用混合變色染劑的特殊的紙張進行雨滴粒徑的觀測實驗，並提出降雨時的雨滴粒徑分布情形。
Marshall & Palmer (1948)	提出 Marshall-Palmer 雙參數的雨滴分佈指數模型。
Wischmeier & Simth (1958)	提出降與動能與降雨強度之關係為一對數關係，但是此關係式之降雨動能會隨著降雨強度增加而無限制的上升。
Hall (1970)	修正 Wiesner 濾紙法之雨滴在紙上暈潤及實際大小的關係。
Beard (1976)	提出終端落速與雨滴粒徑之三次方關係式。
Atlas & Ulbrich (1977)	提出終端落速與雨滴粒徑大小為冪次的關係。
Wischmeier & Smith (1978)	當降雨強度超過 76 mm/hr 時，降雨動能會達到 $28.3 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$ 的極限值，並不再繼續增加。
Kinnell (1980)	提出新的降雨動能及降雨強度的連續性的冪次關係式，其中關係式內限定了降與動能極限值(e_{\max})。
Uijlenhoet & Stricker (1999)	將 Marshall-Palmer 模型所觀測之雙參數進行推導，得到雨滴中值粒徑(D_{50}) 與降雨強度(R)間的冪次關係。
van Dijk et al. (2002)	提出一通用的降雨動能與降雨強度之關係式，並認為降雨動能與降雨強度的關係受到各地氣候型態之影響。

2.3 降雨與崩塌及輸砂

Ellison (1944)以及 Bisal (1960)提出一土壤侵蝕與降雨的強度及雨滴的終端落速之關係式，Mihara (1951)及 Free (1960)認為降雨動能可以用來做為降雨對土壤侵蝕能力的良好指標。Wischmeier & Simth (1978)將各種地質因子、降雨強度以及降雨動能結合，發展了通用土壤流失公式來計算表層土壤受到雨水侵蝕的流失量。Agassi (1985)的研究指出，隨著降雨動能的增加，表土的流失量會增加，土壤表層形成隔水層的時間也越短，使得地表逕流的發生時間也越短，土壤受雨水滲透的深度也越淺。Diskin & Nazimov (1996)指出，降雨強度越高，形成地表逕流的時間也越早，土壤所受到地表水穩定滲透的時間也越長。

Side & Swanston (1982)的研究指出，雨水的滲透作用，會使地質材料中的孔隙水壓上升，並降低其剪力強度，促使邊坡產生不穩定，而造成崩塌。Aleotti (2004)認為，降雨強度及降雨延時與崩塌及土石流的發生有良好的正相關。Dahal & Hasegawa (2008)在尼泊爾地區的研究指出，暴雨事件前三天之累積降雨量與崩塌的發生有相關性。Chang et al. (2008)從雷達降雨資料中發現，最大三小時的降雨強度與降雨延時，與崩塌發生的機率有最直接的關係。

國家災害防救科技中心 (2005)的報告指出，艾利颱風和瑪莎颱風期間的高強度降雨和極高水庫洪峰量是引發石門水庫集水區發生山崩及重大輸砂事件的主因。林冠瑋等(2007)的研究發現，在大漢河流域的輸砂量多寡，主要由暴雨事件的降雨量所控制。Lin et al. (2008)及 Chuang et al. (2009)的研究也顯示，暴雨事件所觸發的山崩是輸砂量的主要來源。

表 2.3 降雨與崩塌及輸砂相關研究

作者	相關研究
Ellison (1944)	提出土壤侵蝕與降雨的強度及雨滴的終端落速之關係式。
Mihara (1951)	認為降雨動能可以用來做為降雨對土壤侵蝕能力的良好指標。
Wischmeier & Simth (1978)	提出通用土壤流失公式來計算表層土壤受到雨水侵蝕的流失量。
Sidle & Swanston (1982)	受到雨水的滲透作用，會使的地質材料中的孔隙水壓上升以及降低剪力強度，促使邊坡產生不穩定，進而造成崩塌。
Agassi (1985)	隨著降雨動能的增加，表土的流失量會增加，土壤表層形成隔水層的時間也越短，使得地表逕流的發生時間也越短，同時在形成地表逕流前，土壤受雨水滲透的深度也越淺。
Diskin & Nazimov (1996)	降雨強度越高，形成地表逕流的時間也越早，土壤所受到地表水穩定滲透的時間也越長。
Aleotti (2004)	降雨的強度及降雨延時與崩塌及土石流的發生有正相關。
國家災害防救科技中心 (2005)	高強度降雨及高水庫洪峰量是引發石門水庫集水區發生山崩及重大輸砂事件的主因。
林冠瑋等 (2007)	大漢河流域的輸砂量與暴雨事件的降雨量有正相關。
Chang et al. (2008)	利用雷達降雨資料提出最大三小時的降雨強度與降雨延時與崩塌發生的機率有最佳的關係。
Dahal & Hasegawa (2008)	提出崩塌的降雨臨界門檻，以及造成崩塌發生的暴雨事件之前三天累積降雨量與崩塌的發生有正相關。
Lin et al. (2008)	暴雨事件所觸發的山崩是輸砂量的主要來源。

第三章 研究區域

3.1 地形概況

本研究區內的高程大抵上是以南側與苗栗縣、台中縣及宜蘭縣分水嶺處之品田山(3542 m)、大霸尖山(3492 m)、喀拉業山(3133 m)及境界山(2910 m)等山脈為最高。由此分水嶺處之山脈往北，地勢逐漸降低，至秀巒一帶，開始出現高程低於1000 m之地形分布。由秀巒再往北至羅浮一帶之下游區域，高程低於500 m的地形則佔了絕大部分。也就是說，整個集水區之地表，呈現由東南向西北逐漸下降的趨勢。整體而言，研究區內之高程分佈從120 m至3524 m，平均高程約在1400 m，其中高程大於1000 m的區域佔全區面積的70%以上(圖 3.1)。在坡度分布上，研究區內的坡度介於0°到75°之間，平均坡度約為30.4°，坡度介於20°至50°的面積佔全區面積的82%(圖 3.2)。區域內的各坡向分布比例介於10.4%至15.2%之間，大致上是以西北及北此二面向的坡體最多，合計約佔全區的30%(圖 3.3)。大抵上，研究區內的地形多以坡度大於30°，且高程大於1000 m的陡峭山岳地形為主，直到下游復興及羅浮地區，才出現了坡度小於20°，高程低於500 m的丘陵區。

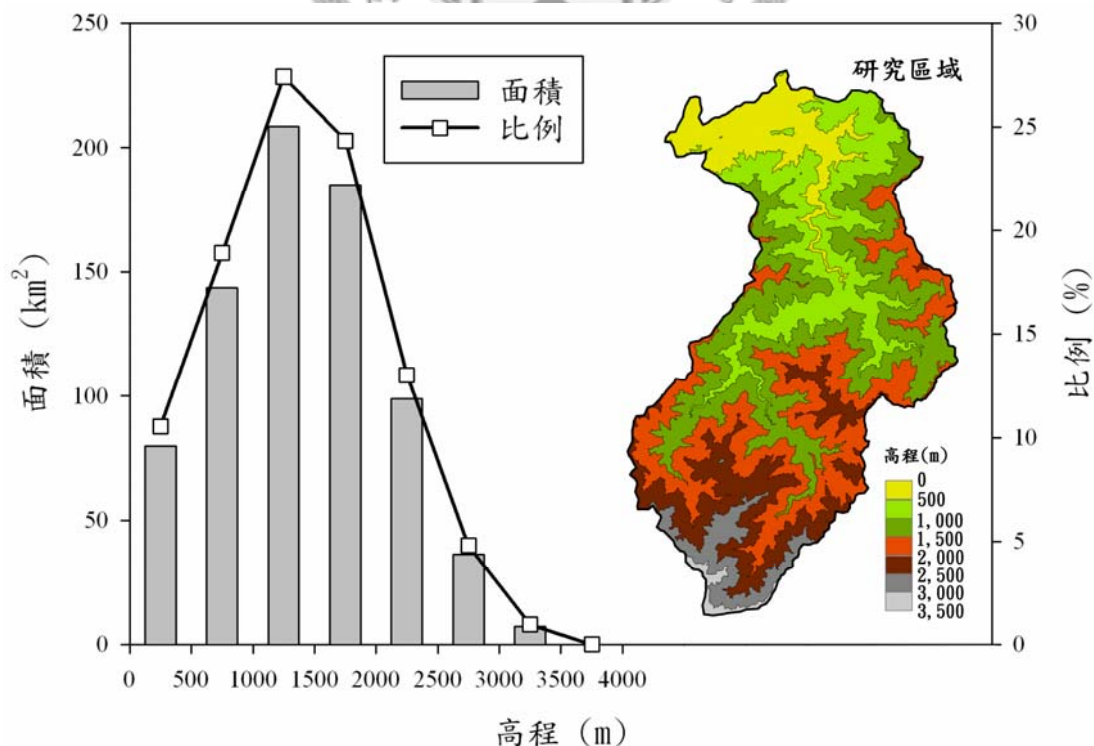


圖 3.1 研究區域高程分布圖

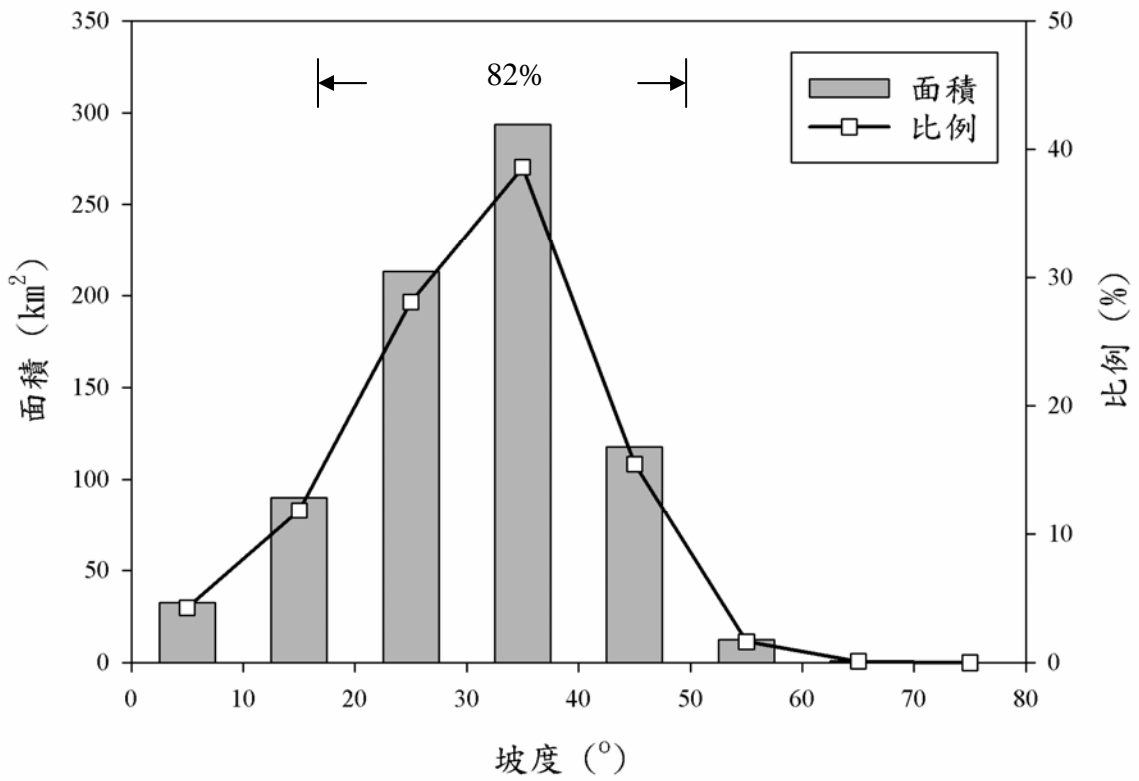


圖 3.2 研究區域坡度分佈圖

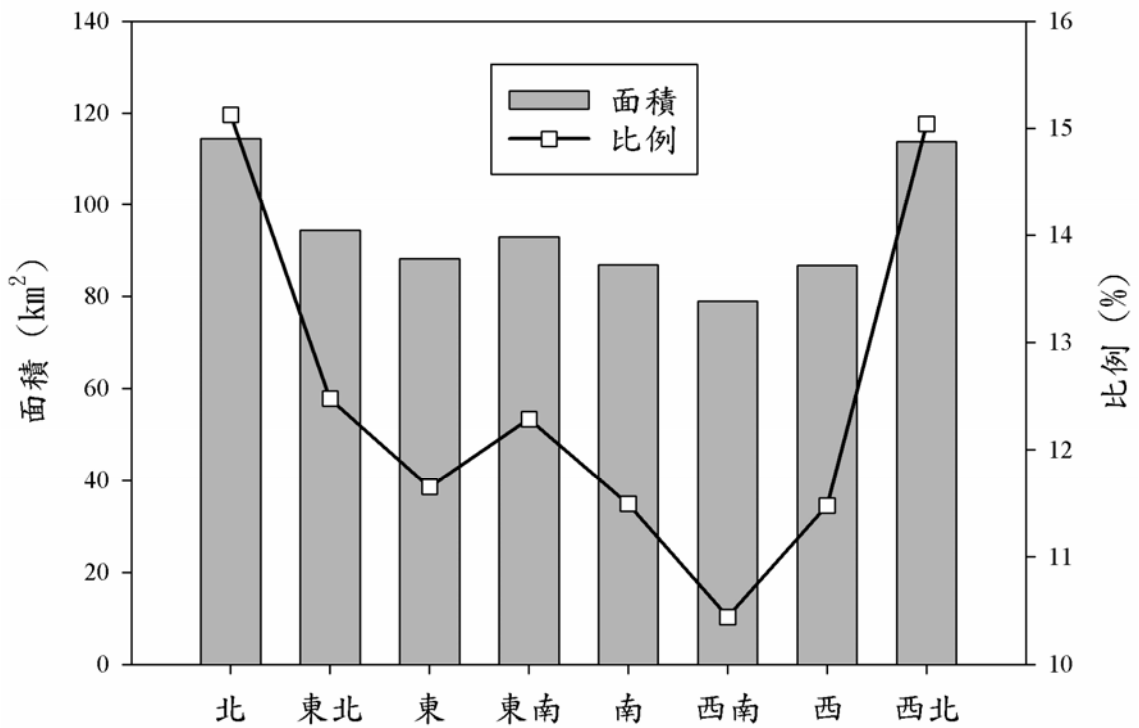


圖 3.3 研究區域坡向分佈圖

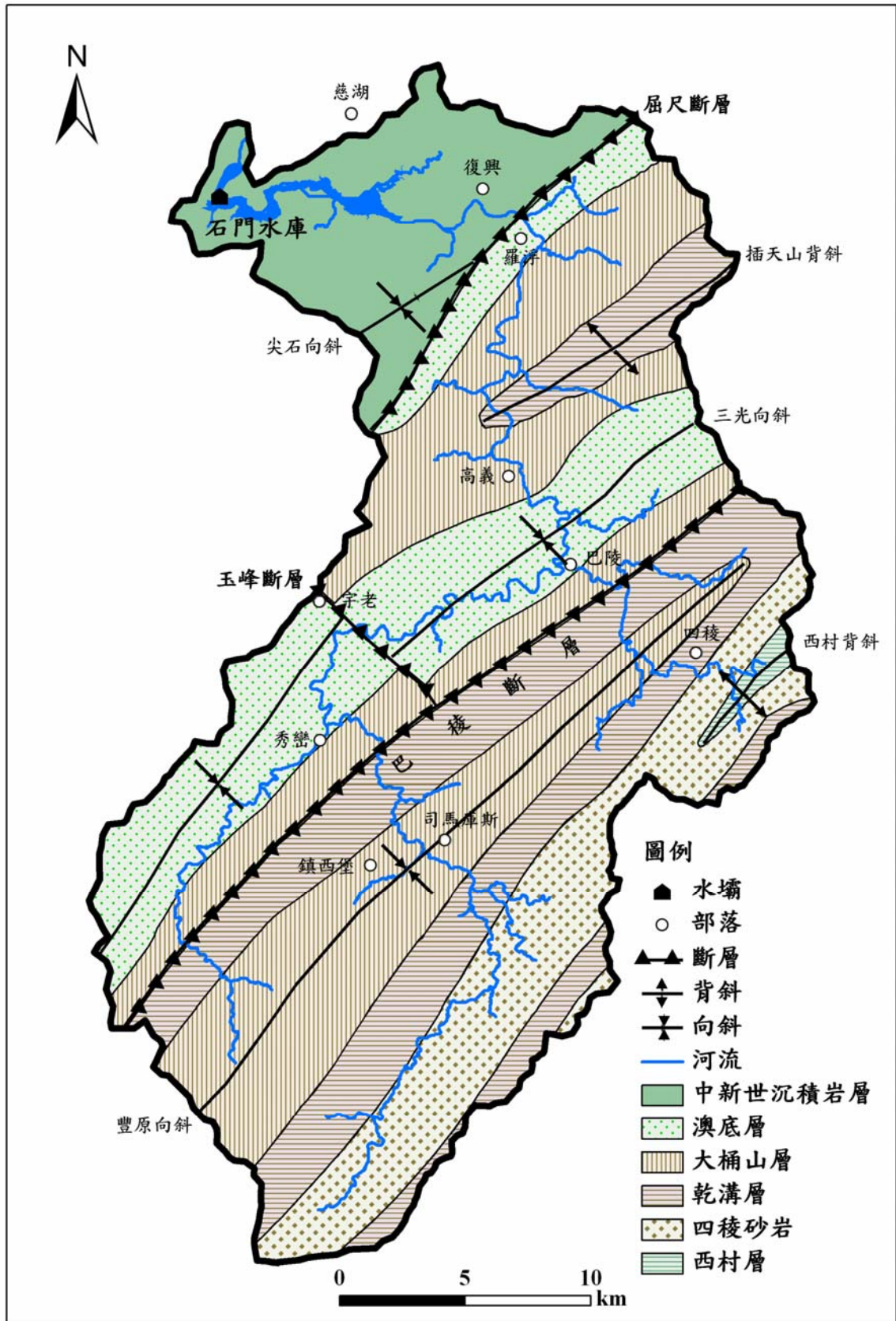


圖 3.4 研究區域地質圖 (修改自地調所, 2003)

3.2 區域地質概況

本研究區以羅浮附近的屈尺斷層做為兩個地質分區之分界(圖 3.4)，屈尺斷層以西為西部麓山帶，以東為雪山山脈帶。區域內整體出露的地層以第三紀為主，年代由東南向西北逐漸年輕(何春蓀，1986)。石門水庫集水區上游，包含巴陵以東之四稜，以及宇老以南之秀巒、鎮西堡與司馬庫斯等部落區域，出露之岩性是以沉積岩以及較破碎的變質岩為主，包括中細粒砂岩，夾有灰黑色的頁岩，以及受到輕度變質的硬頁岩及板岩。中游區域，包括自羅浮至巴稜之區域，所出露的岩性都是以第三紀始新世至中新世之堅硬而輕度變質的沉積岩為主，主要岩性為硬頁岩、板岩以及變質砂岩。下游地區為羅浮以西至水庫區，其出露的岩性為中新世沉積岩層，主要是以砂岩及頁岩的分布為主。研究區內之各岩層大抵上呈現東南-西北走向，傾角較陡，大抵是以 40° 至 80° 之高角度向東南傾斜(胡剛 & 毛爾威，1996)。

石門水庫集水區之上游區域屬於雪山山脈之地質分區，在巴稜以東以及宇老以南，包含了以西村層、四稜砂岩、乾溝層以及大桶山層等，都是屬於輕度變質作用的變質岩區，其中以西村層最老，而其岩性主要是由葉理發達的深灰色板岩和千枚岩質的板岩所構成，同時夾雜著暗灰色，中粗粒的堅硬石英砂岩互層。四稜砂岩主要出露於台 7 線的四稜一帶，其特徵為厚層的淺灰到灰白色石英岩質砂岩或石英岩為主，夾有薄層暗灰色的硬頁岩或板岩，同時混有凸鏡體狀的煤及石墨質碳顆粒。乾溝層分布於台 7 線巴陵自四稜之間，以受堅硬黑色到深灰色的硬頁岩或是受輕度變質作用的板岩為主，也由於硬頁岩和板岩相當緻密，常在此區形成陡壁。此區的大桶山層主要為上部段，其岩性以暗灰色到黑色的硬頁岩及灰色細粒砂岩和泥質粉砂岩互層為主，由於泥質粉砂岩堅硬緻密，其抗侵蝕能力較強，因此在此區形成豚脊狀之地貌(何春蓀，1986)。巴稜往西南，延伸至秀巒一帶，進入了以中新世到漸新世的澳底層為主之沉積岩地層，其岩性主要以灰黑色含碳質碎屑或煤層的細粒至中細粒砂岩為主。在秀巒以東至東南側縣界分水嶺的岩層包含了大桶山層、乾溝層及四稜砂岩層為主，其岩性同上所述。

本研究區還包括了西村背斜、豐原向斜、三光向斜等三條呈東北—西南向之構造線，以及東北—西南向之巴稜斷層，與西北—東南向的玉峰斷層。西村背斜之背斜軸為北偏東 65° ，往東北延伸直至蘭陽平原。豐原向斜之軸向約為北偏東 57° ，自四稜以北延伸至司馬庫斯及鎮西堡一帶。三光向斜之軸向約為北偏東 53° ，軸面約為高角度之 60° 至 80° ，於宇老一帶被玉峰斷層截切，右移約 3 km，此向斜軸由研究區之巴陵北側經過宇老及秀巒一帶，貫穿整個澳底層。玉峰斷層為逆斷層，斷層面走向約為北偏西 43° ，斷層面之傾角約為 70° 至 80° 向南。巴稜斷層通過巴陵一帶，斷層面之走向約為北偏東 40° 至 50° ，斷層面傾角約為 70° 至 80° 向東南傾，為一高角度之逆衝斷層(塗明寬 & 陳文政，1991)。

在石門水庫中游地區，包括了高義至巴稜間的區域，仍屬於雪山山脈地質區，其岩層包含了中新世至漸新世的澳底層、大桶山層及部分的乾溝層。其中此區的澳底層下段，其岩性為中厚層的淺灰色或黃灰色細粒至中細粒砂岩為主。乾溝層主要為厚層狀的黑色硬頁岩，偶夾輕度變質的灰黑色泥質粒砂岩。出露於高義一帶之大桶山層下段，又被稱為粗窟砂岩，是大桶山層與乾溝層的分界，其岩性主要為薄層暗灰色的細粒泥質砂岩，並夾有少量的灰黑色硬頁岩。此區之構造線除屈尺斷層外，還有一呈東北—西南向之插天山背斜。屈尺斷層通過羅浮附近，走向約為北偏東 67° ，斷層面之傾角約 50° 至 80° 向東南傾斜，為一逆衝斷層；插天山背斜為一對稱之背斜，軸向約為北偏東 58° ，軸面近乎垂直(胡剛 & 毛爾威，1996)。

石門水庫下游地區屬於西部麓山帶之沉積岩地層，包含中新世沉積岩層之野柳群、汐止群以及三峽群，其岩性大多為淺灰色之細粒砂岩及深灰色之頁岩所組成，部分地區則以厚層的塊狀砂岩與粉砂質的頁岩互層組成(何春蓀，1986)。此區之構造為尖石向斜，軸向約為北偏東 50° 向東北逐漸隱沒，軸面約為 50° 至 70° 向西南傾斜，為一不對稱之向斜構造。

本區地層的面積分布，以大桶山層的 249 km²，佔全區的 33% 為最多(圖 3.5)，其次為乾溝層的 175 km²，佔全區的 23%，分佈最少的為西村層的 4 km²，佔不到全區的 1%。

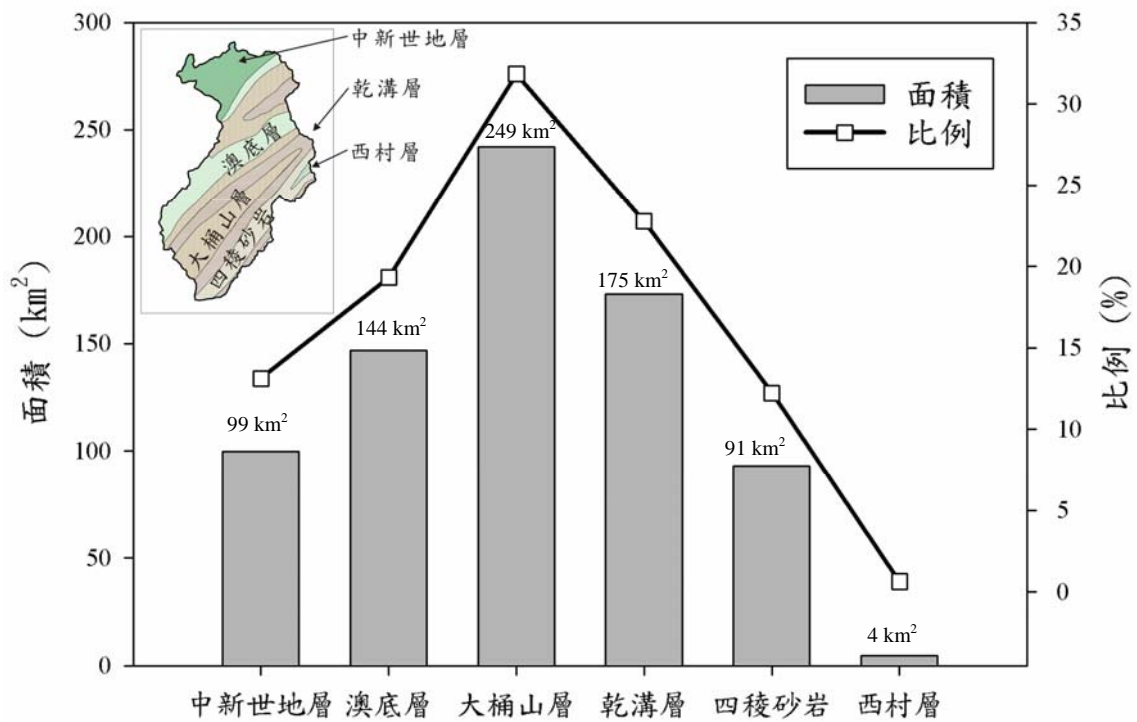


圖 3.5 研究區域內地層分布

3.3 區域壤土分佈

行政院農委會林業試驗依據美國農業部土壤分類系統(USDA classification system)進行台灣地區土壤分佈普查工作，於 2007 年將本研究區地表土壤劃分為砂質壤土、粉砂質壤土以及黏土質壤土等三類(圖 3.6)。依照 USDA 的分類法指出(圖 3.7)，砂質壤土是指含砂顆粒含量大於 43%，粉砂顆粒含量小於 50%，以及黏土顆粒含量小於 20%的土壤材料稱之。粉砂質壤土是指含砂顆粒含量小於 50%，粉砂顆粒含量大於 50%，以及黏土顆粒含量小於 27%的土壤材料稱之。而黏土質壤土是指含砂顆粒含量介於 20%至 45%之間，粉砂顆粒含量介於 15%至 53%之間，以及黏土顆粒含量介於 27%至 40%之間。

本區中三個壤土區域的分佈以砂質壤土的 557 km²，佔全區的 70%為最多，其次為粉砂質壤土的 103 km²，佔全區的 15%，而黏土質壤土的 99 km²，佔全區的 15%(圖 3.8)。研究區內三個壤土區域的平均厚度分布均介於 0.8 公尺至 1.5 公尺之間，並未有太大的差異。大抵上，這三個壤土區域厚度分佈僅隨著坡度的增加而變薄(林業試驗所，2007)。

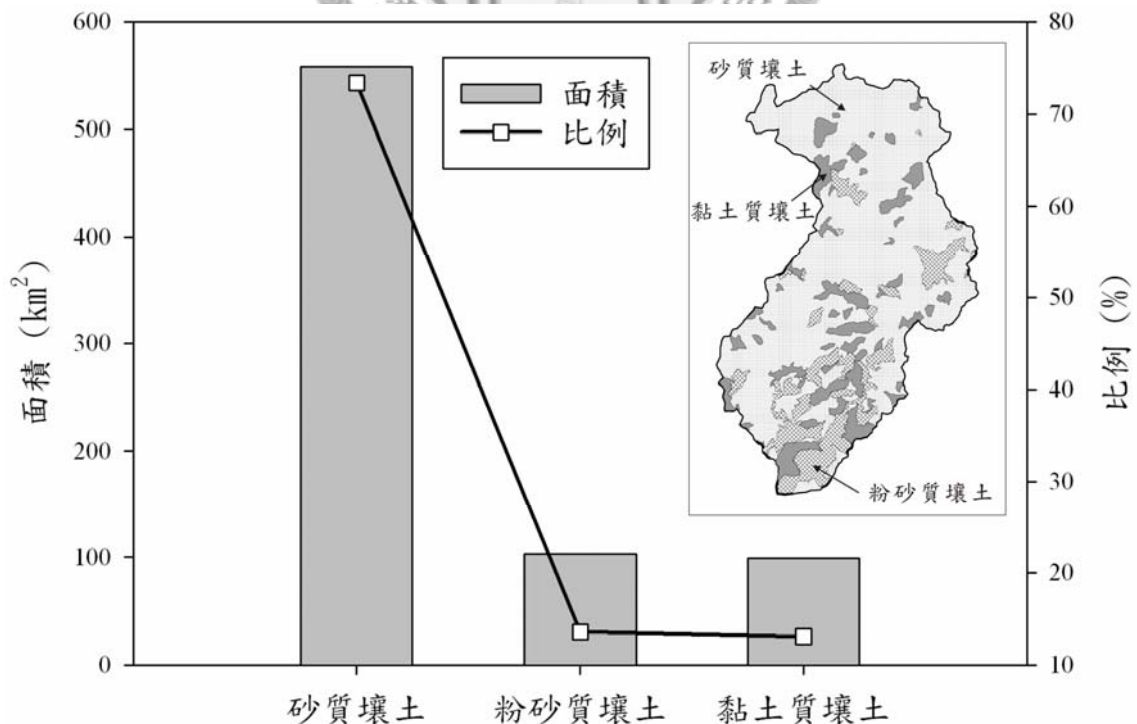
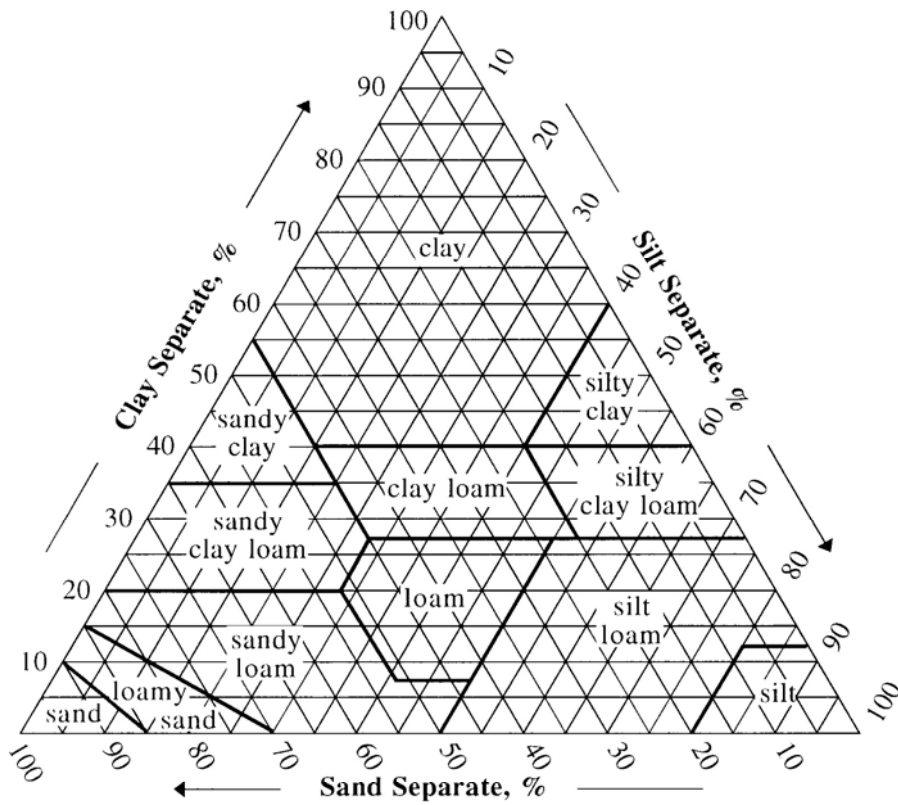


圖 3.6 研究區內壤土之分布



COMPARISON OF PARTICLE SIZE SCALES

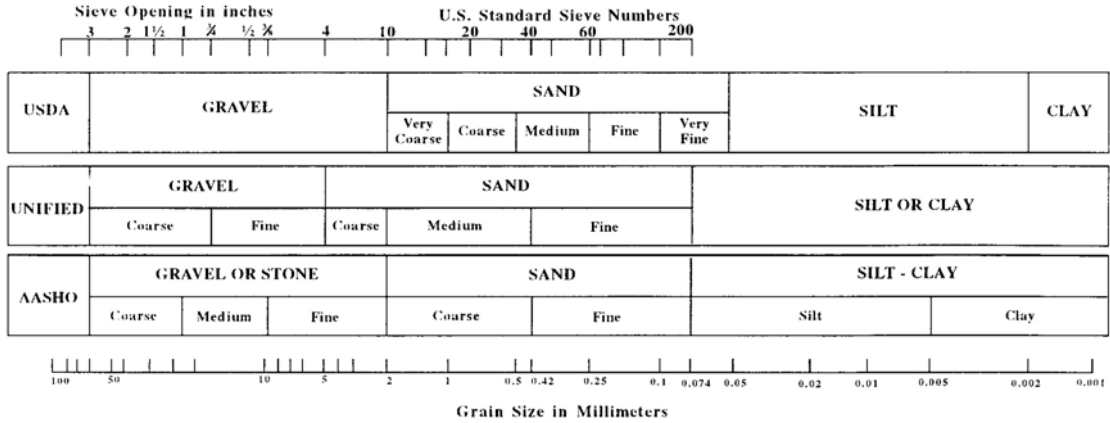


圖 3.7 USDA 壤土分類三角圖

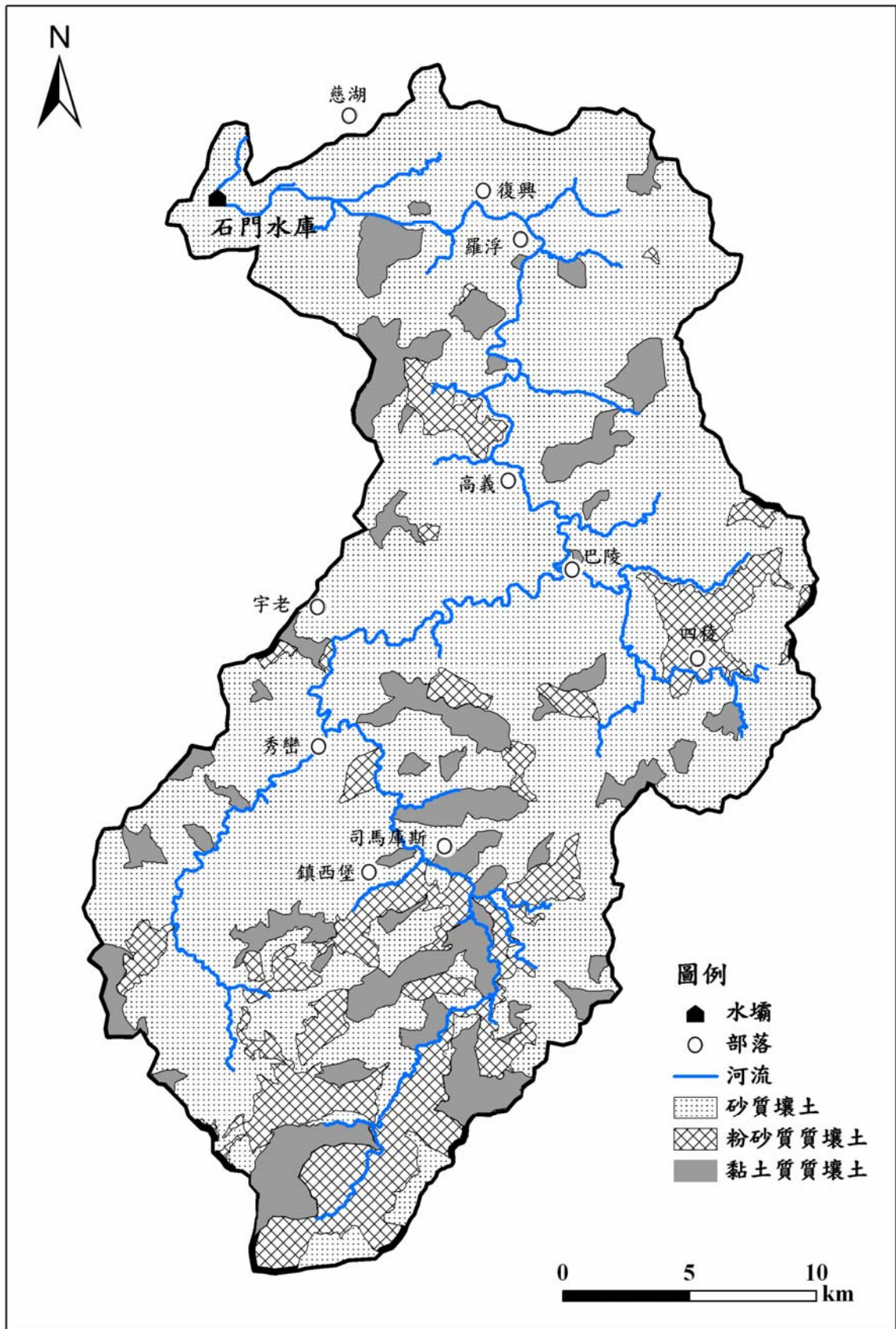


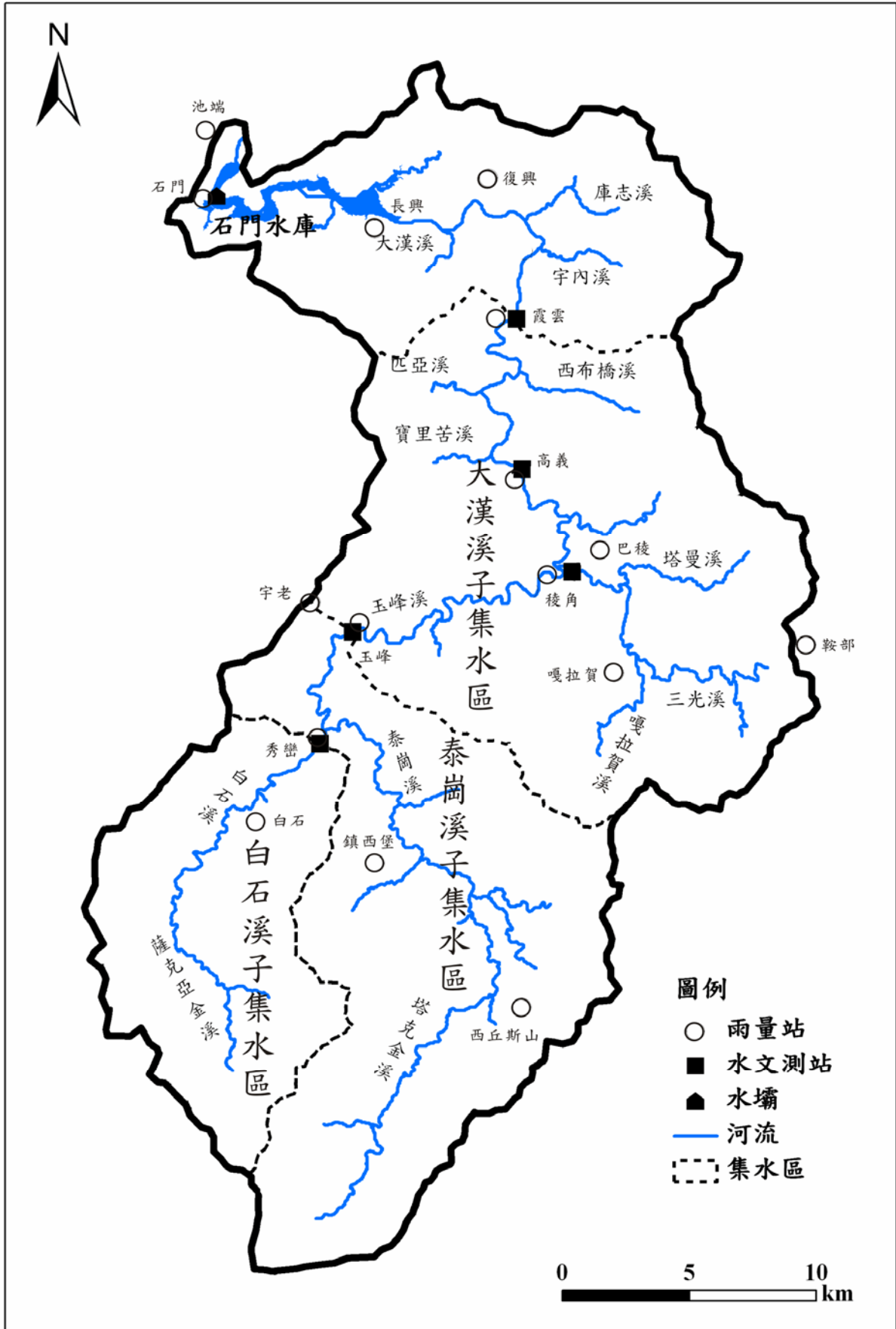
圖 3.8 研究區內土壤分布圖 (修改自林試所, 2007)

3.4 氣候與水文概況

本研究區水系的發展與構造線有密切的關連，特徵為主流河道自秀巒至巴稜間，常連續發生直角狀區折，分別平行地層走向與傾向，呈現齒狀曲折，稱之為矩形水系(陳培元，2008)。而大漢溪的支流眾多，皆呈不規則的樹枝狀，全部總長約為 300 km(圖 3.9)。由上游至下游，主要的支流依序為薩克亞金溪、白石溪、塔克金溪、泰崗溪、玉峰溪、嘎拉賀溪、三光溪、塔曼溪、寶里苦溪、匹亞溪、西布橋溪、宇內溪以及庫志溪等，這些支流最終匯聚成大漢溪。

研究區共設有 16 個雨量測站，分別為石門、長興、復興、霞雲、高義、嘎拉賀、玉峰、秀巒、鞍部、鎮西堡、巴稜、白石、西丘斯山、十一份及池端。區域內也同時設置了 5 個水文測站，分別為霞雲、高義、稜角、玉峰以及秀巒等處，由於 2005 年級 2008 年高義及稜角測站損毀，因此將本研究區劃分為 3 個子集水區。各子集水區的劃分，主要是以台灣 DTM 的地形資料及河川資料，參考 Johnson & Wichern (1982)使用地理資訊系統資料(GIS)，以山區嶺線為分界所繪製，各子集水區面積大於 5000 m² 以上才劃分為一區。因此，本研究區域之劃分，從上游到下游依序為白石溪子集水區、泰崗溪子集水區以及大漢溪子集水區。白石溪集水區為秀巒測站以上之白石溪流域，面積約 118.7 km²；泰崗溪集水區為玉峰測站以上之泰崗溪流域，面積約 212.9 km²；大漢溪集水區則為霞雲測站至玉峰測站間之區域，面積約 260.8 km²(表 3.1)。

區域內的年平均降雨量約為 2632 mm (附錄一)，平均年降兩天數約 127 日 (附錄二)，大部分的降雨集中在 5 月至 10 月之豐水期，其中 7 月至 10 月也為台灣地區的颱風季節。本研究區由於高度差異較大，介於 241 公尺至 3542 公尺之間，因此氣溫變化也較大，全年之氣溫介於 12°C 至 26°C 之間，年平均溫度約為 20°C，每年以 1 月氣溫為最低，約在 12°C 左右，7、8 月份最熱，氣溫約為 24°C 至 26°C。在濕度方面，集水區內各月份之平均濕度介於 80% 至 88% 之間，年平均濕度約在 84%，故集水區內之乾濕季節間濕度之變化不甚明顯，本研究區屬於副熱帶季風氣候，其特性為具有夏季高溫多雨，冬季低溫少雨之特徵(北區水資源局，2008)。



3.9 研究區域水系及測站分佈圖

表 3.1 子集水區面積統計表

子集水區名稱	子集水區面積(km ²)	面積比例(%)
白石溪	118.1	15.53%
泰崗溪	212.9	28.01%
大漢溪	276.6	36.39%

3.5 颱風事件

本研究工作探討兩次颱風事件包括了 2005 年之瑪莎颱風，以及 2008 年之辛樂克颱風(表 3.2)，颱風期間之累積雨量分佈等值線圖與颱風路徑似乎有所關連(圖 3.9)。瑪莎颱風發生於 2005 年 8 月 3 日至 8 月 26 日期間，44 個小時之內的累積降雨量達到 822 mm，最大單日降雨量達到 696 mm，最大小時降雨強度達 35 mm/hr，使得水庫內的最大流量高達每秒 5322 m³，水庫內的淤積量增加達 10 百萬 m³ 的淤積量，庫區內的原水濁度最高上升到 8.7 萬 ntu (北區水資源局，2005)，造成大桃園地區停水達一星期。

辛樂克颱風發生於 2008 年 9 月 11 日至 9 月 16 日期間，在 72 小時之內累積降雨量達 849 mm，最大日降雨量達到 406 mm，最大小時降雨強度達 42 mm/hr，水庫內最大的流量僅 3523 m³，庫區內的原水濁度最高上升到 1.2 萬 ntu。颱風同時也使得庫區河流及道路產生多處崩塌，台七線受到上方桃 113 縣道之邊坡滑動之土石掩蓋，使得台七線自高義往巴稜方向中斷了近一星期(北區水資源局，2009)。

表 3.2 颱風事件資料

颱風名稱	颱風強度	颱風日期	登陸時間	Vmax (m/s)	累積降雨量	最大單日降雨量
瑪莎	中度	2005 (08/03~08/26)	2005 08/04	40	822.1	696.4
辛樂克	強烈	2008 (09/11~09/16)	2008 09/14	51	849.7	406.8

※雨量單位為 mm；Vmax 為颱風近中心最大風速，資料來源為水利署及氣象局

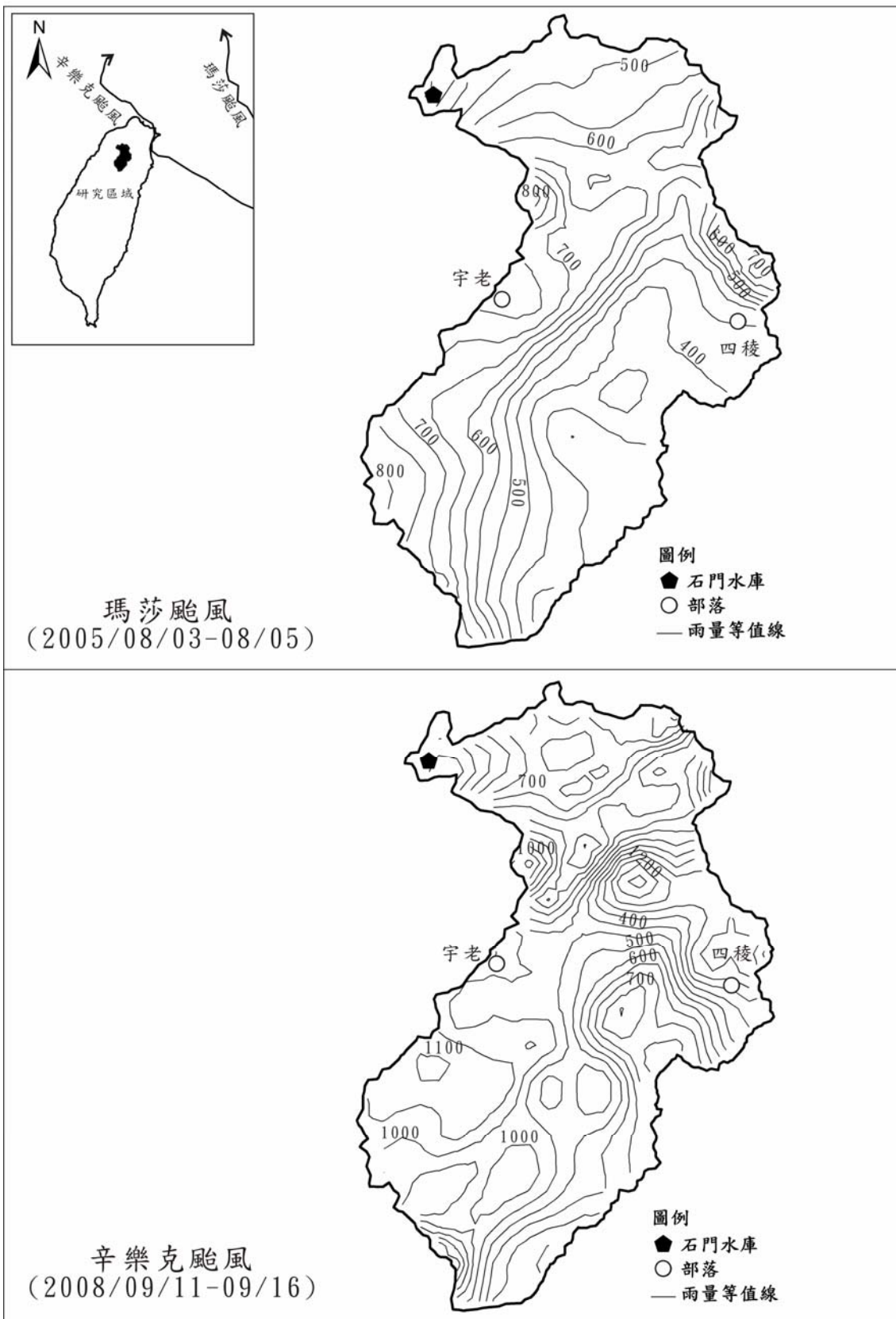


圖 3.10 颱風路徑與累積雨量分佈圖(單位：mm)

第四章 研究方法

為瞭解本研究區在暴雨狀況下其降雨動能與山崩及輸砂量之相關特性，因此進行了：(1) 野外調查，(2) 實驗室試驗，以及 (3) 分析計算等 3 項工作。其中野外調查包括了地質踏勘及樣品採集等 2 項工作。實驗室試驗涵蓋自然物理性質試驗，以及力學性質試驗等 2 項。分析計算工作的部份則包括了崩塌地的判釋、崩塌率的計算、降雨動能的資料推估，以及輸砂量的統計等 3 項。

4.1 野外調查

野外調查包括了地質踏勘及樣品採集等 2 項工作，最主要的目的是在於收集研究區內的各種地層的分佈，以及岩石特性等地質資料，並採集現地之岩石及土壤的樣品，以進行物理性質及力學性質試驗。

4.1.1 地質踏勘

包括了沿線露頭的單位體積節理數估算，以及施密特錘施打等 2 項工作。本研究於現地 5 種不同的地層進行了 52 個露頭點有關單位體積節理數的估算，並同時進行 60 組施密特錘的施打試驗(附錄三)。在進行現地踏勘之同時，也進行崩塌地之觀測及確認工作。

4.1.2 樣品採集

樣品採集的部分包括了岩石及壤土分佈地區之土壤樣品採集兩項工作。岩石樣品的採集主要是順著研究區內道路可到達之各不同地層之露頭點，採取約 5 cm×4 cm×2 cm 之岩體樣品，攜回實驗室後進行自然物理性質及點荷重試驗。

土壤的採樣部分，到達各不同壤土分區之現場，首先將地表面之植被及腐植質去除，整平出一平方公尺的採樣區塊，再以鏟子向下挖掘 1m×1m×1m 之明坑。將所挖出之土壤材料以四分法選取其中的四分之一(ASTM, 2006)，將其全部裝入

塑膠袋中密封秤重，取回實驗室進行自然物理性質試驗。另外，於現地利用高度 2.5 公分，直徑 6 公分之取土環，以靜壓的方式，垂直的壓入土壤材料中，將採集的樣品以塑膠薄膜封好，再以塑膠袋密封，以防止水分散失，迅速帶回實驗室，並完成檢力強度試驗。樣品帶回實驗室之途中，或保存於實驗室時，都必須讓樣品及取樣環保持直立，以避免試體受到擾動。

4.2 實驗室試驗

將採集之岩石及土壤樣品，在試驗室內進行(1)自然物理性質試驗，以及(2)力學特性試驗。

4.2.1 岩石部分

岩石的自然物理性質試驗，包括了含水量、單位重及孔隙率等 3 種，試驗步驟均依照 ISRM(1981)所提出之規範來進行。點荷重試驗採用台大地質科學系地質材料試驗室之英國 ELE 公司所生產之點荷重儀器來施作，試驗步驟則依照國際岩石力學學會 ISRM(1981)所提出之規範來進行(附錄四)。

4.2.2 土壤部分

土壤部分包括自然物理性質及直接剪力試驗兩部分。自然物理性質試驗涵蓋了含水量、單位重、比重、空隙比、孔隙率、飽和度、顆粒粒徑分析以及阿太堡限度等試驗，各項試驗步驟均參照美國材料試驗學會 (ASTM, 2006) 之規範進行(附錄五)。

直接剪力試驗所使用之儀器為台大地質科學系地質材料試驗室之美國 Humboldt 公司所生產之直接剪力試驗儀來進行，主要是想了解土壤之抗剪角及凝聚力。試驗之步驟以及規範分別按照 Head (1994) 以及美國材料試驗學會 (ASTM, 2006) 之建議進行(附錄六)。

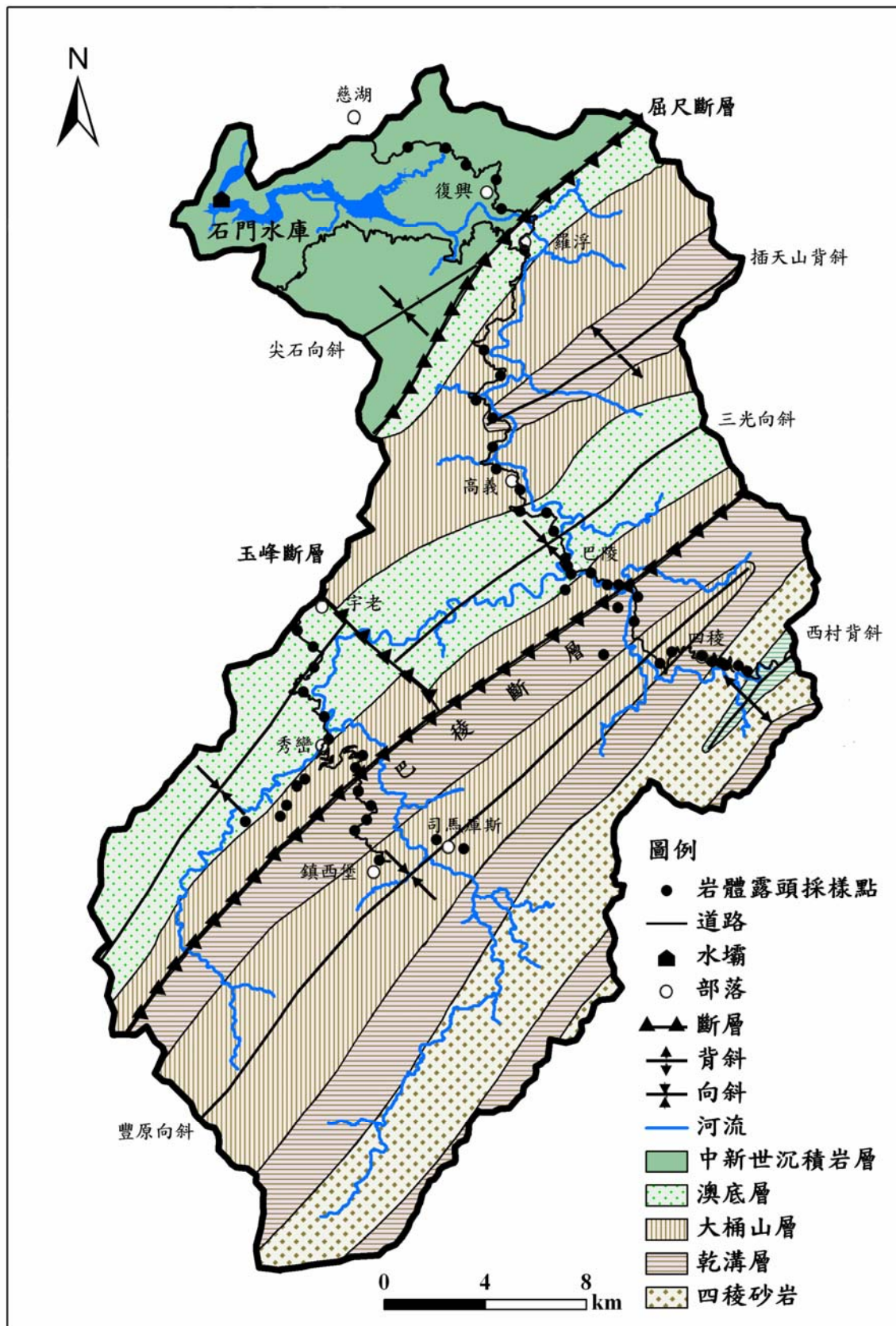


圖 4.1 岩體露頭採樣點與地層分佈

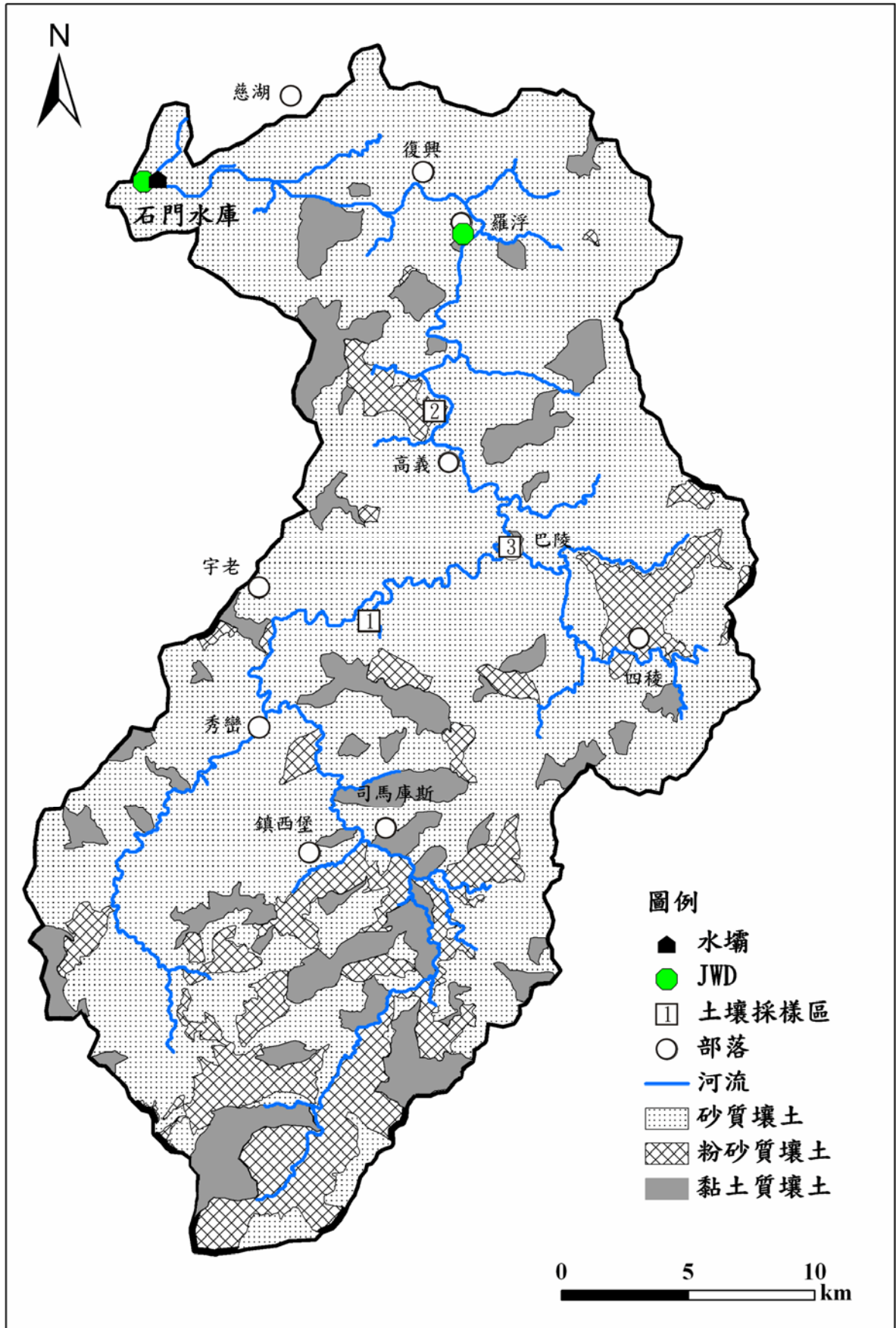


圖 4.2 土壤採樣區與 JWD 撞擊式雨滴譜儀位置圖

4.3 降雨資料之估算

本研究使用的雨量數據主要是以中央氣象局所建置的都卜勒氣象雷達 (Doppler Weather Radar)所觀測之雷達回波，以及其劇烈天氣監測系統 (Quantitative Precipitation Estimation and Segregation Using Multiple Sensor, QPESUMS)所得到之定量降水資料為主。本研究也同時配合使用現地撞擊式雨滴譜儀(Joss-Waldvogel Disdrometer, JWD)之觀測資料，將降雨率與降雨動能進行回歸所得之關係式，帶入劇烈天氣監測系統所得之降雨率，來求得本研究區降雨動能之分布。不僅如此，本研究也利用中央大學之雙偏極化雷達(Polarmetric Doppler Radar)測得之雨滴粒徑分布資料，來更進一步估算出區域內之降雨率及降雨動能。這些措施的主要目的，是想透過這些不同儀器的觀測資料，來了解研究區內降雨的分佈、降雨量的多寡，以及降雨動能的大小相對於崩塌及輸砂量之影響。

4.3.1 撞擊式雨滴譜儀

本研究所採用的撞擊式雨滴譜儀(JWD)為瑞士Distromet 公司製造(圖4.3)，可將降雨之雨滴依照20個不同粒徑大小(D_i , 0.359 mm—5.337 mm)之尺寸分級，並自動紀錄各級雨滴粒徑(D_i)之雨滴個數(Number of drops size, n_i)、降雨率(Rainfall rate, R)，以及換算回波強度(Radar reflectivity factor, Z)等降雨參數。由撞擊式雨滴譜儀所紀錄之雨滴粒徑分布，可計算出雨滴分布的中值體積粒徑(D_0)、平均粒徑(D_{avg})，以及總雨滴濃度(N_0)等3項。中值體積粒徑的意義為，在該次降雨事件中，有50%體積的降雨雨滴，其粒徑小於中值體積粒徑，這個數值可用來指示雨滴粒徑分布的改變。平均粒徑是指該次降雨事件雨滴粒徑之平均值。總雨滴濃度則為單位體積單位降雨量的雨滴個數。本研究區內在石門及霞雲共兩處分別各設置一個撞擊式雨滴譜儀進行觀測(圖4.2)，觀測時間為2006年至2008年的暴雨事件，其時間的最大解析度可達1分鐘。

其實，每一個雨滴的體積可由雨滴的粒徑來求得(Kinnell, 1980)：

$$m_i = \frac{4}{3} \pi D_i^3$$

其中 m_i 為該雨滴之體積(cm^3)， D_i 為雨滴粒徑(mm)， i 為雨滴粒徑分類等級，從1至20分別對應雨滴粒徑自0.359 mm至5.373 mm。當雨滴落到地面的最終速度(終端落速)，也可利用雨滴之粒徑與終端落速之關係(Beard, 1976)求得：

$$v_i = 0.0561D_i^3 - 0.912D_i^2 + 5.03D_i - 0.254$$

其中 v_i 為雨滴的終端落速(m/s)， D_i 為雨滴粒徑(mm)。從撞擊式雨滴譜儀(JWD)所觀測到之各級雨滴粒徑(D_i)、雨滴個數(n_i)、降雨強度(I)、以及回波強度(Z)等紀錄，並利用上列已經估算出之雨滴質量、粒徑及終端落速，可以估算出單位面積內之單位降雨量之降雨動能(Kinnell, 1980)：

$$e_k = \frac{1}{2} \rho \sum_{i=1}^{20} n_i m_i v_i^2$$

其中 e_k 為單位面積單位降雨量之降雨動能($\text{J m}^{-2} \text{mm}^{-1}$)， ρ 為雨水的密度(一般假設為 $1 \times 10^{-6} \text{ kg mm}^3$)。

另外，透過撞擊式雨滴譜儀(JWD)長時間的觀測資料，可以求得降雨強度與降雨動能之關係式(Kinnell, 1980)：

$$e_k = e_{\max} [1 - a \exp(-bI)]$$

其中 e_k 為單位面積單位降雨量之降雨動能($\text{J m}^{-2} \text{mm}^{-1}$)， e_{\max} 為降雨動能最大值($\text{J m}^{-2} \text{mm}^{-1}$)， a 與 b 皆為回歸之係數， I 為降雨強度(mm/hr)。此回歸公式之優點在於當降雨事件之雨滴分布資料不夠健全時，只要直接將降雨強度帶入此公式，也可同時求得降雨動能。



圖 4.3 撞擊式雨滴譜儀(JWD)

4.3.2 雷達降雨資料

本研究利用都卜勒氣象雷達來收集降雨的資料，其原理主要是利用該雷達所發射的電磁波(圖4.4)，在經過雲或雨滴時，所感應生成震盪之電偶極子和磁偶極子，使得雷達所發射之電磁波部分能量被吸收轉為熱能，另一部份之能量則以和入射之雷達波波長相同之電磁波重新向外輻射，也就是一種散射現象(Rayleigh, 1871)，而都卜勒氣象雷達便可以接收到這些經過雲或雨滴時所散射的電磁波，也稱之為雷達回波(Radar reflectivity factor, Z)。隨著雨滴粒子的多寡，雷達回波便會有不同的強弱程度，大抵而言，雷達回波強度越高，表示雨滴粒子的密度與大雨滴的數量越高(Marshall et al., 1947)。在過去的研究中，已經有利用雷達的回波來探討雨滴與雨量間之關係(Marshall & Palmer, 1948)：

$$P_r = \frac{\pi^3}{2^{10} \ln 2} \frac{P_t g^2 \theta h}{\lambda^2 r_0^2} |k_w|^2 Z$$

其中 P_r 為雷達天線所接收之回波功率， P_t 為雷達天線所發射之功率， g 為雷達天線增益， θ 為電磁波離開波束之軸向角度， h 為脈波的空間長度， k_w 為介質因子， r_0 為雷達與雨滴之間的距離， Z 為雷達反射率因子。當雨滴粒徑很小，且在空間中呈均勻分布時，雷達反射率因子又與單位體積柱內之雨滴粒徑六次方呈正比，其彼此的關係式如下所述。其中 ΔV 為空間中單位圓柱之體積， D_i 與 D 皆為雨滴粒徑大小， $N(D)$ 為雨滴粒徑與個數之分佈型態函數。

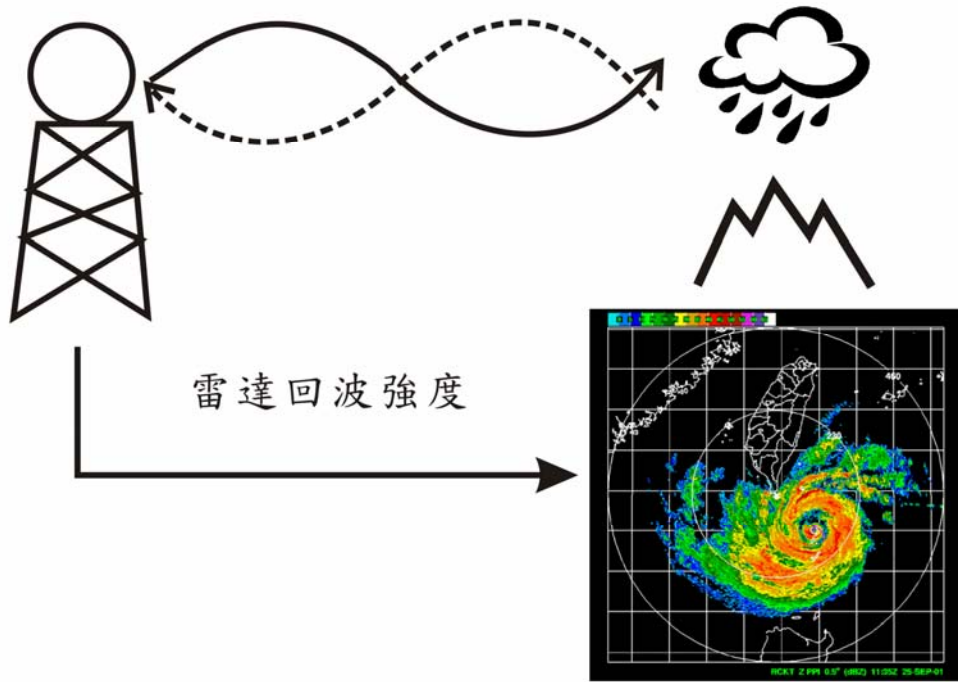


圖4.4 雷達觀測示意圖

$$Z = \frac{1}{\Delta V} \sum_i D_i^6 = \int_0^{\infty} D^6 N(D) dD \quad (3.1)$$

$$N(D) = N_0 e^{-\Lambda D} \quad (3.2)$$

$$Z = \int_0^{\infty} D^6 N_0 e^{-\Lambda D} dD \quad (3.3)$$

$$N_{total} = \int_0^{\infty} N(D) dD \quad (3.4)$$

$$V(D) = 17.67 D^{0.67} \quad (3.5)$$

$$I = \frac{\pi}{6} \sigma_w \int_0^{\infty} D^3 N(D) V(D) dD \quad (3.6)$$

$$Z = 200 I^{1.6} \quad (3.7)$$

欲獲得雷達反射率因子(Z)與降雨強度(I)之間的關連性，便可從上述雨滴粒徑個數之分布來估算。(3.2)式為估算雨滴粒徑的分布，其中 $N(D)$ 為雨滴粒徑之分佈型態函數， N_0 為總雨滴濃度，在此為常數 $8000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ ， Λ 為降雨強度函數($\Lambda = 4.11R^{0.21} \text{ mm}^{-1}$)， D 為雨滴粒徑 (mm)。(3.3)式為利用(3.2)式求得之雨滴粒徑分布，將雷達反射率因子的演算(3.1)式改寫之結果，同時可以整合所有之雨滴數據求得(3.4)式之總雨滴數(N_{total})。利用雷達回波資料中之雨滴粒徑，求得(3.5)式中雨滴之終端落速(Atlas and Ulbrich, 1977)，再由雨滴粒徑大小與雨滴終端落速可以求得雷達反射率因子(3.6)式，以及最終之降雨強度(3.7)式。其中 I 為降雨率(mm)， σ_w 為液態水的密度(kg/m^3)， $V(D)$ 為雨滴的終端落速(m/s)。

本研究所採用的降雨資料來源為中央氣象局2002年所建構之「劇烈天氣監測系統」(Quantitative Precipitation Estimation and Segregation Using Multiple Sensor, QPESUMS)。本系統整合台灣地區五分山、花蓮、七股以及墾丁(圖4.5)等4個新一代都卜勒氣象雷達(Next-Generation Radar, NEXRD)、471個氣象站及自動觀測站、探空氣球之資料以及衛星資料，同時結合地理資訊系統 (Geographic Information System, GIS)，所共同求得定量之降雨資料(圖4.6)。

在「劇烈天氣監測系統」中所採用之都卜勒氣象雷達回波資料，是最為接近地面的量測儀器之一，而且具有不受地形影響之最低仰角的觀測合成回波(Mosaic Hybrid Scan Reflectivity, Hybrid)，其空間解析度約為 $1.25 \text{ km} \times 1.25 \text{ km}$ (Zhang et al. 2005)。在「劇烈天氣監測系統」中，所採用的雷達回波與降雨強度之公式為 $Z=32.5I^{1.65}$ (Xin et al. 1997)。經由上述資料運算，所求得之降雨估計量，再透過與地面雨量站校正後，產生更為精準的降雨估計。

在「劇烈天氣監測系統」中，對於雨量之最大解析度為10分鐘。本研究利用美國 The Mathworks公司研發的 MATLAB 2008b科學計算軟體，將10分鐘之雨量整合成小時雨量進行整體的加總，同時也配合撞擊式雨滴譜儀觀測之資料所回歸之降雨強度與降雨動能之關係式，把透過雷達回波強度所求得之降雨量資料，換算成降雨動能。

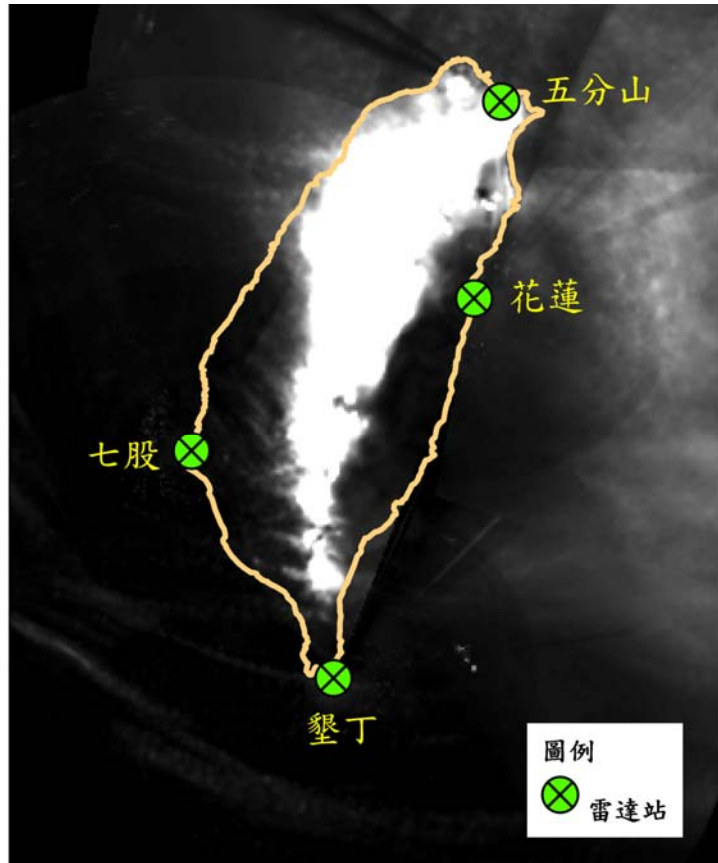


圖4.5 雷達回波與雷達站分佈示意圖

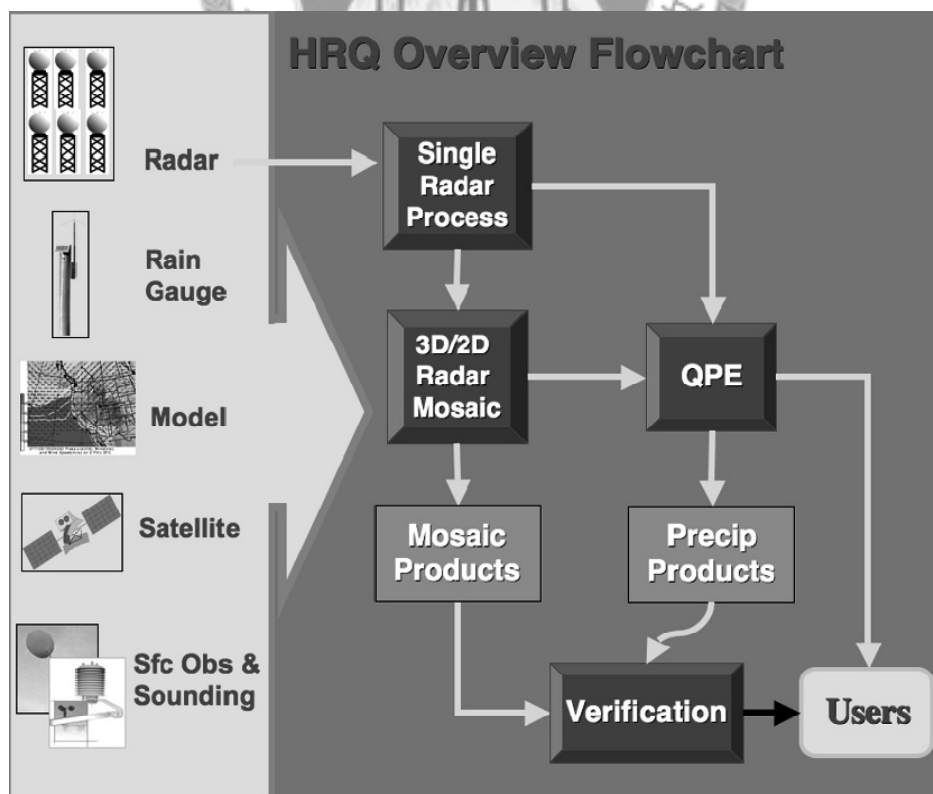


圖4.6 QPESUMS流程圖 (摘錄自 Zhang et al., 2009)

4.4 地理資訊系統分析

本研究利用台灣大學空間地理資訊中心所提供研究區域內之衛星正射影像，以及研究區域內之地理資訊系統(GIS)的空間數值資訊模式，來進行崩塌地的判釋，並配合集水區內的雨量資料來進行統計分析。

4.4.1 衛星影像正射

本研究所使用台灣大學空間地理資訊中心所提供之福衛二號(Formosa II)的衛星影像均為多光譜 8 m×8 m 之解析度之。由於衛星在拍攝地面影像時，受到運轉的軌道限制，常與地面呈一定的角度斜交。為了避免在判釋上會造成誤差，必須先將影像透過加拿大 PCI Geomatica 公司所研發之 Geomatica 10.3 遙測影像程式，透過地面控制點以及數值高層模型的套疊進行運算，將影像進行正射轉換成由上方垂直俯視之影像。本研究中共使用 4 張颱風事件前後的影像進行判釋，此 4 張影像的時間分別為 2005 年瑪莎颱風前後，以及 2008 年辛樂克颱風前後之影像（附錄七）。

4.4.2 崩塌地判釋

將各個颱風事件前後正射後的衛星影像，輸入至 ArcMap 9.3 程式中，並以人工判釋的方式來進行崩塌地的圖繪數化，並進行統計與分析，其主要的目的是想要探討：(1)崩塌坡度機率分佈，(2)崩塌的高程分佈，(3)崩塌的面積機率分佈，(4)崩塌率、新生率與重現率，以及(5)降雨與崩塌分佈等 5 個項目。其中，在崩塌坡度機率以及高程分佈的估算，主要是利用 ArcMap 9.3 中的空間分析模組，將颱風事件後的崩塌圖層，套疊至中央地質調查所提供之 40m×40m 的數值高程模型 (Digital Terrain Model, DTM) 中進行。

在山崩的面積機率的分佈統計上，大抵上是依據 Hovius (1997) 所提出的回歸關係式來進行：

$$P(A \geq A_c) = kA^{-\gamma}$$

其中， P 為崩塌面積大於 A_c 時的機率， A 為崩塌面積， A_c 為山崩面積機率曲線迴歸關係最佳之直線段的最小值，而在台灣的經驗值為 2000 m^2 (Dadson et al., 2004)， γ 為迴歸關係式中的迴歸指數，就是較佳的直線段之斜率， k 為迴歸係數。本式可用來說明山崩面積的分佈狀況，並用來判斷研究區域內是以哪一種崩塌型態為主。而上述山崩面積的迴歸關係式，可利用 Hovius et al. (1997) 提出的之經驗公式，來估算山崩的體積：

$$V = \frac{2\gamma\varepsilon L^{3-2\gamma}}{|3-2\gamma|}$$

其中 V 為山崩的體積， ε 為係數， L 為山崩長度。上述公式中，當 γ 值越大，山崩的體積就越小，同時 γ 值具有一崩塌面積分佈的臨界關係：當 $\gamma > 1.5$ 時，此區域內的山崩面積以小於 2000 m^2 為主；當 $\gamma < 1.5$ 時，此區域內的山崩面積則以大於 2000 m^2 的大型山崩為主。

在崩塌率、新生率與重現率方面，主要是利用颱風事件前後的崩塌圖層來進行判釋。崩塌率是將研究區內所有崩塌面積除以研究區的總面積所求得。如果將事件前後崩塌圖層重疊之處的面積，即舊有的崩塌地再次產生崩塌的面積，除以事件前的總崩塌面積稱為重現率。而在舊崩塌圖層重疊之外的新崩塌區域，就是每次颱風事件後，所產生的新崩塌地區，將此面積除以該颱風事件後的山崩總面積，稱之為新生率(附錄八)。

4.4.3 降雨量之統計

本研究也利用「劇烈天氣監測系統」之資料，統計出颱風期間之最大 1、3、6、12、24 小時降雨量，整個颱風暴雨其間之累積降雨量，以及降雨延時等各項降雨因子。主要的目的是想利用這些降雨因子，來探討崩塌發生的降雨門檻(Caine, 1980；Dahal & Hasegawa, 2008)。為了探討集水區內崩塌的分布與上述降雨因子間之關係，

本研究再將原來之 3 個子集水區切割成 20 個更小的子集水區(表 4.1)，這些小的子集水區，其面積仍然不小於 5000 m²。將子集水區再細分為更小面積之小集水區的目的，是想利用小面積區域來探討降雨分佈對崩塌之影響。整個估算可以利用美國 IBM 公司之 SPSS (Statistic Package of Social Science)軟體來進行分析，不僅可以瞭解其彼此間之關係，更可以進一步探討與輸砂量之關係。

表 4.1 二十個子集水區面積統計表

	20 個子集水區	面積 (km ²)	比例 (%)
白石溪	薩克亞金溪	37.00	4.88
	白石溪	81.97	10.82
泰崗溪	塔克金溪	94.40	12.46
	泰崗溪(一)	61.52	8.12
	泰崗溪(二)	36.81	4.86
	玉峰溪	80.08	10.57
大漢溪	嘎拉賀溪	30.22	3.99
	三光溪	49.72	6.57
	塔曼溪	26.65	3.52
	拉拉溪	18.94	2.50
	榮華溪	28.69	3.79
	寶里苦溪	12.41	1.64
	匹亞溪	12.63	1.67
	西布橋溪	24.08	3.18
	義興溪	25.18	3.32
	宇內溪	23.59	3.11
	上奎輝野溪	13.15	1.74
	三民溪	11.52	1.52
	庫志溪	24.64	3.25
	庫區	64.18	8.47

4.5 輸砂量之計算

在輸砂量的計算上，過去研究指出本研究區最適合推估年輸砂量的方法，是將每月實測輸砂量進行平均的月平均權重法(袁承偉，2007)。但是在颱風期間，本研究區並沒有實測的輸砂資料，因此本研究須採用率定曲線法較佳(Walling, 1977)。率定曲線法主要是利用各測站進行每個月2次，每年約30次之流量(Q)與輸砂量(Q_s)的量測工作，利用這些量測資料來建立其率定曲線的關係式，並推估颱風期間的輸砂量。

$$Q_s = kQ^b$$

其中 Q_s 為河流的輸砂量(ton)， Q 為河川流量(c.m.s)， k 為回歸係數， b 為回歸指數。各颱風期間之流量資料，均來自於水利署之水位測站，流量資料之最大時間解析度為 1 小時，透過其實測之河道截面積，可以計算出其流量資料，也可得知水位高度與流量之關係。本研究區內原來有 5 個水文測站，由於稜角及高義測站在 2005 年及 2008 年損毀，因此在輸砂量的估算上，則以秀巒(1140H041)、玉峰(1140H001)以及霞雲(1140H054)等其他 3 站為主。

由於輸砂量包含了懸浮沉積物與河床載兩個部分，上述之率定曲線法僅計算了懸浮沉積物的部分，本研究參考過去的資料，以懸浮沉積物約佔總輸砂量的 86%，來推估本研究區之總輸砂量(袁承偉，2007)。

第五章 研究結果

5.1 岩石部分

在自然物理性質試驗結果顯示(表 5.1)，本研究區四稜砂岩、乾溝層、大桶山層、澳底層以及中新世地層等 5 種不同岩層之平均乾單位重大抵介於 2.57 g/cm³ 至 2.75 g/cm³ 之間，平均含水量介於 0.55% 至 1.22 之間，平均孔隙率介於 4.5% 至 10.6% 之間。整體而言，乾單位重及含水量的平均值在 5 種地層中沒有顯著的差異，而在孔隙率上，以中新世地層之 10.6% 為最高，澳底層之 8.1% 次之，其餘之地層差異不大。

表 5.1 岩石自然物理性質試驗結果

岩層	四稜砂岩	乾溝層	大桶山層	澳底層	中新世地層
岩性	砂岩	硬頁岩	砂頁互層	砂頁互層	砂頁互層
組數	6	24	30	35	7
乾單位重 (g/cm ³)	2.12~3.11 (2.75±0.32)	2.14~3.12 (2.57±0.22)	1.71~3.28 (2.59±0.31)	1.96~3.34 (2.46±0.31)	2.15~2.73 (2.46±0.21)
含水量 (%)	0.65~1.78 (1.22±0.35)	0.14~1.47 (0.55±0.33)	0.18~0.98 (0.56±0.23)	0.12~0.71 (0.73±0.45)	0.11~1.35 (1.15±0.18)
孔隙率 (%)	1.6~20.3 (4.5±2.31)	1.14~12.39 (4.91±2.67)	1.8~8.06 (4.74±1.86)	0.94~20.7 (8.1±5.25)	6.8~17.2 (10.6±2.3)
()為平均值及標準差					

在單位體積節理數方面，以中新世地層的 23.5 條/m³ 為最高，四稜砂岩層之 8.3 條/m³ 為最低，其餘三種岩層則無明顯的差異。整體而言，介於 8.3 條/m³ 至 23.5 條/m³ 之間(表 5.2)。根據國際岩石力學學會 ISRM(1981)的分類標準(附錄九)，除了四稜砂岩屬於岩塊中等的分類等級，其餘地層均屬於岩塊小的分類等級。

表 5.2 岩層單位體積節理數估算結果

岩層	四稜砂岩	乾溝層	大桶山層	澳底層	中新世地層
岩性	砂岩	硬頁岩	砂頁互層	砂頁互層	砂頁互層
組數	6	15	18	15	6
節理數 (條/m ³)	6~11 (8.3±2.5)	5~28 (14±8.3)	6~33 (18.3±7.2)	8~24 (17.1±4.7)	18~27 (23.5±3.3)
岩塊大小	中等	小	小	小	小
()為平均值及標準差					

在單壓強度方面，以四稜砂岩的平均單壓強度之 98.4MPa 為最高，中新世地層之 48.7MPa 最低(表 5.3)。整體而言，是介於 48.7MPa 至 98.4MPa 之間(圖 5.1)，參考國際岩石力學學會這項實驗結果 ISRM(1981)的分類，均屬於強岩的分類等級。

表 5.3 岩層單壓強度表

岩層	四稜砂岩	乾溝層	大桶山層	澳底層	中新世地層
岩性	砂岩	硬頁岩	砂頁互層	砂頁互層	砂頁互層
組數	6	15	18	15	6
反彈數	12.4~55.2 (30.1±6.7)	11.5~49.5 (28±15.8)	15.2~50.2 (33±12.5)	17.8~41.5 (27±16.2)	18.6~40.2 (22±10.5)
單壓強度	17~200 (98.4±80.1)	14~130 (57.8±38.2)	21~142 (68.2±30.7)	25~100 (51.3±22.6)	23~94 (48.7±19.8)
強度分級	強岩	強岩	強岩	強岩	強岩
()為平均值及標準差					

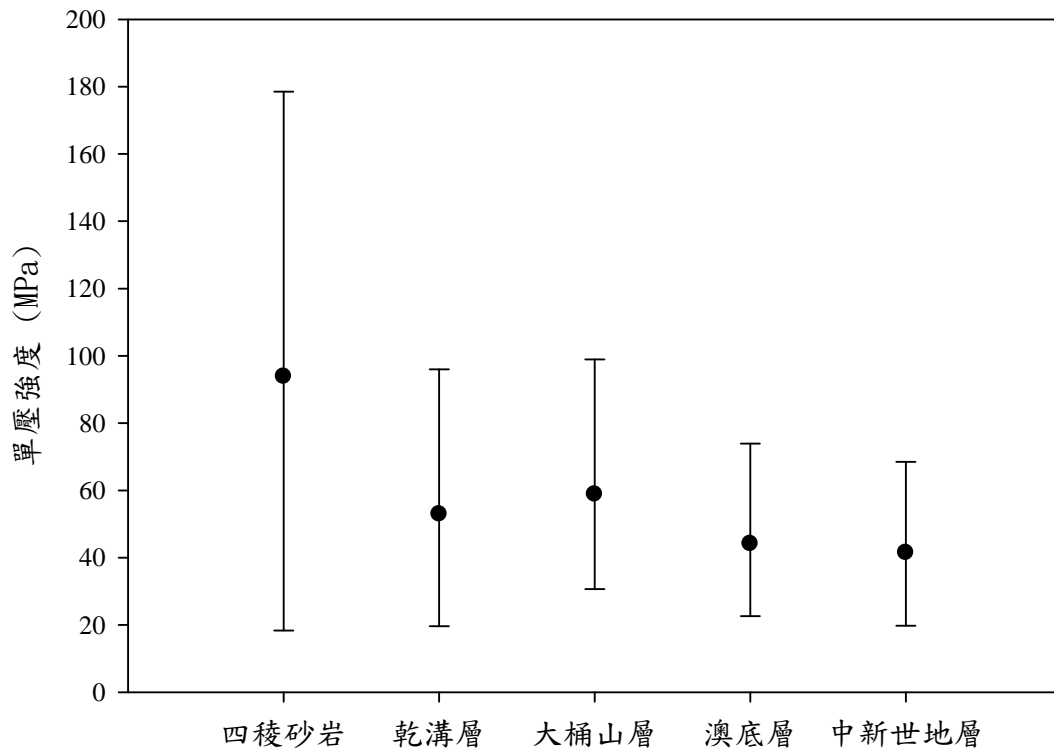


圖 5.1 各地層岩石單壓強度

5.2 壤土部分

本研究區三個不同壤土區域之土壤的現地單位重大抵為介於 1.3 t/m^3 至 1.75 t/m^3 之間，現地含水量介於 17.88% 至 27.2% 之間(表 5.4)，乾單位重介於 2.61 t/m^3 至 2.64 t/m^3 之間，大於 2 mm 之礫石含量介於 27.81% 至 27.91% 之間，小於 $2 \mu\text{m}$ 之黏土顆粒含量介於 33.86% 至 55.35% 之間，塑性指數介於 6.55 至 14.66 之間。整體而言，現地單位重、現地含水量、乾單位重及礫石含量在三個壤土區域中並沒有明顯的差異，而在小於 $2 \mu\text{m}$ 之黏土顆粒含量上，以黏土質壤土區域的 55.35% 最高，粉砂質壤土的 43.33% 次之，砂質壤土的 33.86% 最低，在塑性指數上以黏土質壤土區域的 14.66 最高，粉砂質壤土的 11.69 次之，砂質壤土的 6.55 最低。其餘土壤自然物理性質請參酌附錄十。

表 5.4 土壤自然物理性質

土壤區域 自然物理性質	砂質壤土	粉砂質壤土	黏土質壤土
大於 2 mm 礫石含量(%)	27.91	27.86	27.81
小於 2 μ m 之黏土顆粒含量(%)	33.86	43.44	55.35
現地含水量(%)	22.37	27.20	17.88
現地單位重(t/m^3)	1.75	1.38	1.3
乾單位重(t/m^3)	2.61	2.61	2.64
孔隙比(e)	0.42	0.37	0.31
飽和度(%)	71.10	50.62	34.08
塑性限度(%)	18.57	38.13	48.60
液性限度(%)	25.11	49.82	63.26
塑性指數	6.55	11.69	14.66

由直接剪力強度試驗結果顯示(表 5.5)，三個壤土區域之土壤在氣乾的狀態下，凝聚力大抵介於 12.7 kPa 至 17.6 kPa 之間，抗剪角介於 35.7° 至 36.6° 之間。在飽和的狀態下，其凝聚力大致上介於 10.7 kPa 至 15.6 kPa 之間，抗剪角介於 31.1° 至 32.8° 之間。整體而言，三個壤土區域之土壤的剪力強度，不論是在氣乾或是飽和的狀態下，其抗剪角以及凝聚力都沒有很明顯的差異，唯有在飽和狀態下，其抗剪角都比氣乾狀態有明顯的降低(附錄十一)。

表 5.5 土壤直接剪力試驗結果

含水狀況		壤土區域		
		砂質壤土	粉砂質壤土	黏土質壤土
氣乾	c (kPa)	17.6	12.7	17.6
	ϕ (°)	35.9	35.7	36.6
飽和	c (kPa)	15.6	10.7	10.7
	ϕ (°)	31.7	31.1	32.8

5.3 雨滴譜儀觀測結果

本研究整合研究區內石門及霞雲兩個撞擊式雨滴譜儀測站，從 2006 年至 2008 年的暴雨事件，所觀測的結果顯示(表 5.6)，在雨滴的中值體積粒徑上(D_0)，石門站為 0.798 mm，霞雲站為 0.843 mm。在雨滴的平均粒徑上(D_{avg})，石門站為 0.978 mm，霞雲站為 1.004 mm。在總降雨濃度(N_0)方面，石門站為 $5769 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ ，霞雲站為 $7923 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 。在觀測期間降下的總雨滴個數、總降雨量、最大降雨量方面及最大降雨動能方面，石門站之總雨滴個數為 2.38 百萬顆，總降雨量達 433.8 mm，最大降雨強度為 157.7 mm/hr，最大降雨動能為 $28.73 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$ ，霞雲站之總雨滴個數為 4.55 百萬顆，總降雨量 848.97 mm，最大降雨強度為 98.5 mm/hr，最大降雨動能為 $27.93 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$ 。在雨滴粒徑個數分佈方面，石門站以及霞雲站分別有 99.6% 及 99.8% 的雨滴粒徑小於 3.198 mm，且在各分級之雨滴個數比例分佈上，沒有明顯的差異(圖 5.2)。整體而言，雨滴的中值體積粒徑、平均粒徑、最大降雨動能，以及雨滴粒徑分布上並沒有明顯的差異，而在總雨滴濃度、觀測總雨滴個數、最大降強度以及總降雨量方面，則有較明顯的差異。

表 5.6 撞擊式雨滴譜儀觀測數據一覽表

	石門站	霞雲站	整合
雨滴中值體積粒徑 D_0 (mm)	0.798	0.843	0.820
雨滴平均粒徑 D_{avg} (mm)	0.978	1.004	0.995
總雨滴濃度 N_0 ($m^{-3} mm^{-1}$)	5769	7923	7050
觀測總雨滴個數(百萬顆)	2.38	4.55	6.93
觀測總降雨量(mm)	433.8	848.97	1282.77
最大降雨強度(mm/hr)	157.7	98.5	157.7
最大降雨動能($J m^{-2} mm^{-1}$)	28.73	27.93	28.73

將各觀測站之觀測數值，利用 Kinnell(1980)所提出之降雨率與降雨動能回歸關係式，可求得研究區內石門站及霞雲站之降雨動能：

$$\text{石門站：} e_k = 28.73 [1 - 0.6889 \exp(-0.0416I)]$$

$$\text{霞雲站：} e_k = 27.95 [1 - 0.7027 \exp(-0.0413I)]$$

估算結果顯示，石門站之降雨動能的最大值為 $28.73 J m^{-2} mm^{-1}$ ，霞雲站為 $27.95 J m^{-2} mm^{-1}$ ，其中石門站及霞雲站降雨動能關係式的相關係數(R^2)分別為 0.3828 及 0.4828。石門站利用此公式回歸的相關係數小於霞雲站的最主要原因，是因為石門站所觀測到之降雨強度與降雨動能之變異較大(圖 5.3 與圖 5.4)。從兩站之降雨動能與降雨強度回歸曲線顯示，不論是石門站或是霞雲站，當降雨強度超過 40 mm/hr 時，其降雨動能便會趨近於極限值，這也是造成石門站在觀測其間所觀測到的最大降雨強度雖大於霞雲站約 60 mm/hr，但是就最大降雨動能方面兩者差異並不大。

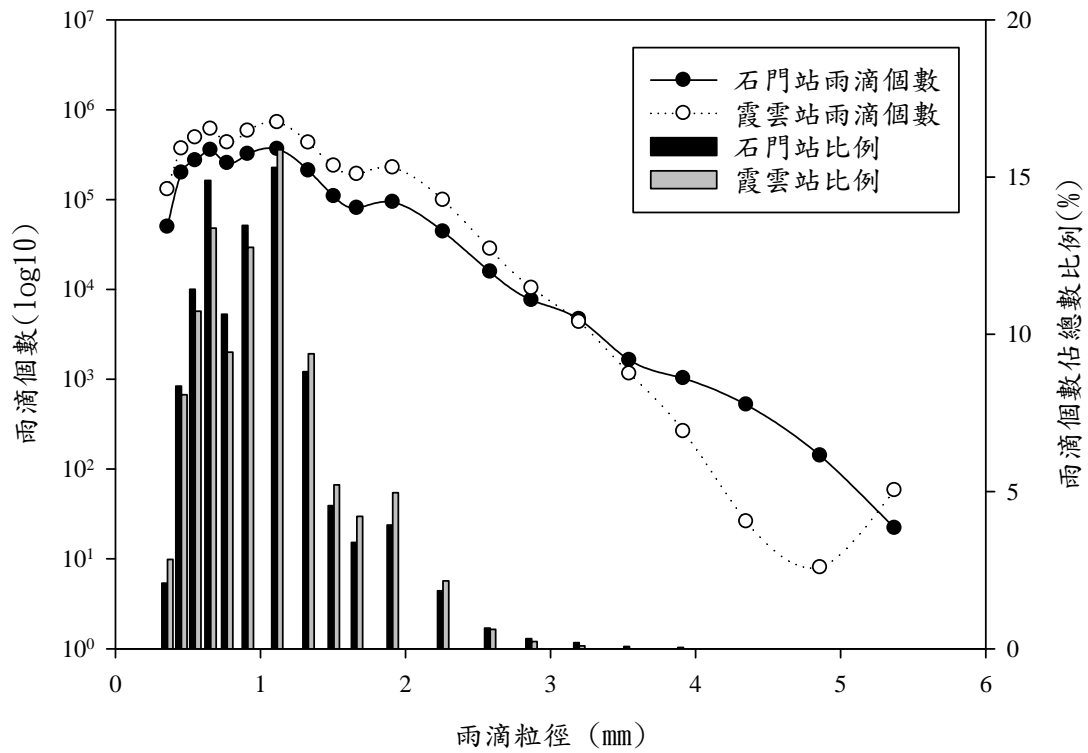


圖 5.2 石門及霞雲 JWD 觀測結果

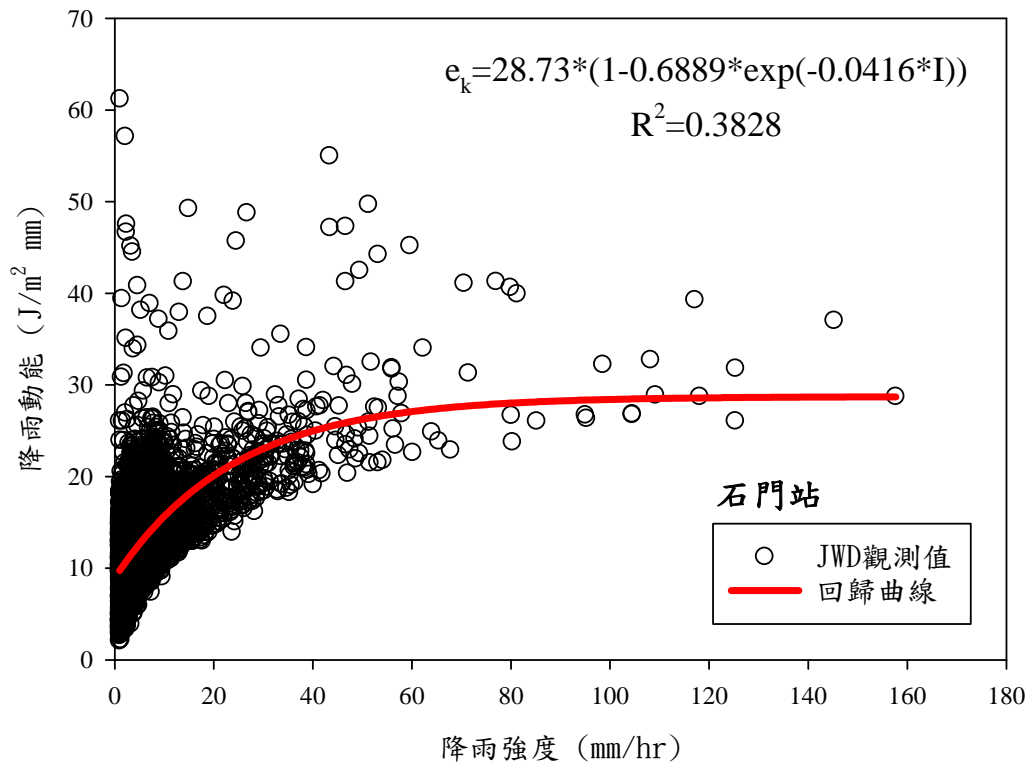


圖 5.3 石門站降雨強度與降雨動能回歸圖

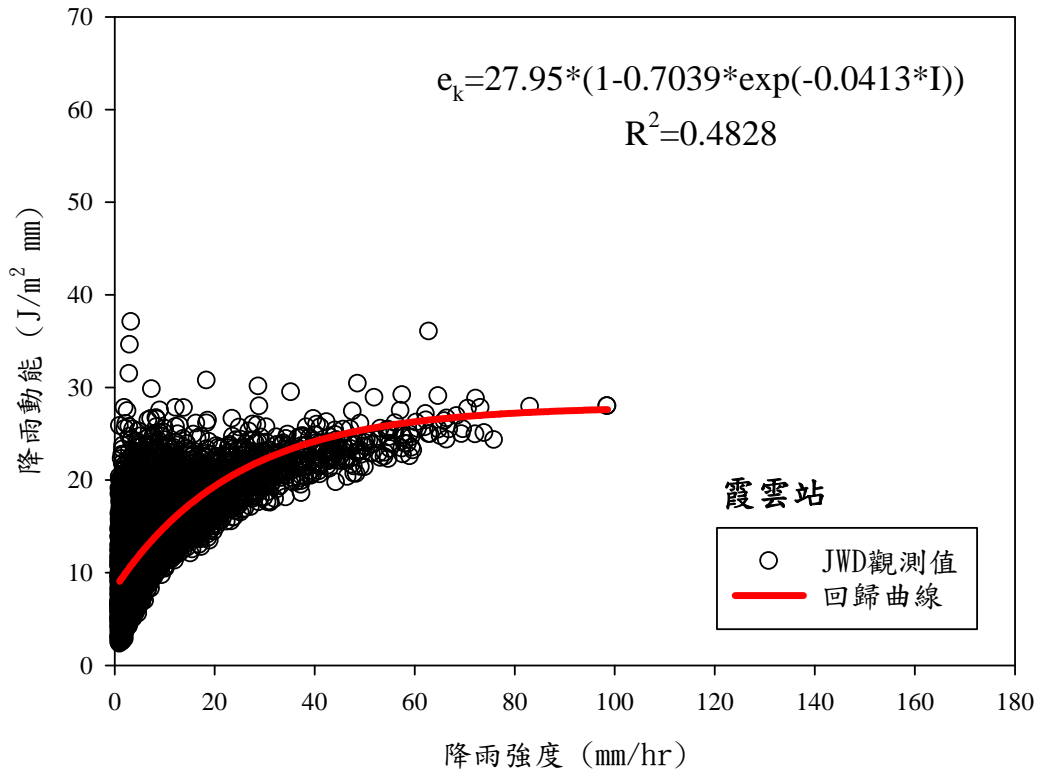


圖 5.4 霞雲站降雨強度與降雨動能回歸圖

為了得到一個較具集水區代表性的降雨強度與單位面積單位降雨量之降與動能之關係式，且石門及霞雲站在觀測其間，雨滴粒徑分布並沒有明顯的差異，因此本研究將兩站之觀測結果合併，得到一新的雨滴粒徑分佈(圖 5.5)。兩站合併的雨滴粒徑分布上，雨滴的中值體積粒徑(D_0)為 0.820 mm，雨滴的平均粒徑上(D_{avg})為 0.995 mm，總降雨濃度(N_0)為 $7050 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ ，瞬時最大降雨強度為 157.7 mm/hr，最大降雨降雨動能為 $28.73 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$ ，有 99.8% 的雨滴粒徑小於 3.198 mm(附錄十二)。本研究區之中值體積粒徑為 0.820 mm，表示有 50% 於颱風期間所降下的雨滴粒徑 0.820 mm，這與颱風期間雨滴的成長受到了強對流以及強風的影響，造成雨滴較為破碎而較不易出現大雨滴有關(吳舜華，2006)。將此整合之觀測數值，同樣利用 Kinnell(1980)所提出方式，求得代表本研究區之降雨強度與降雨動能之回歸曲線(圖 5.6)，其公式如下：

$$e_k = 28.73 [1 - 0.7027 \exp(-0.0395I)]$$

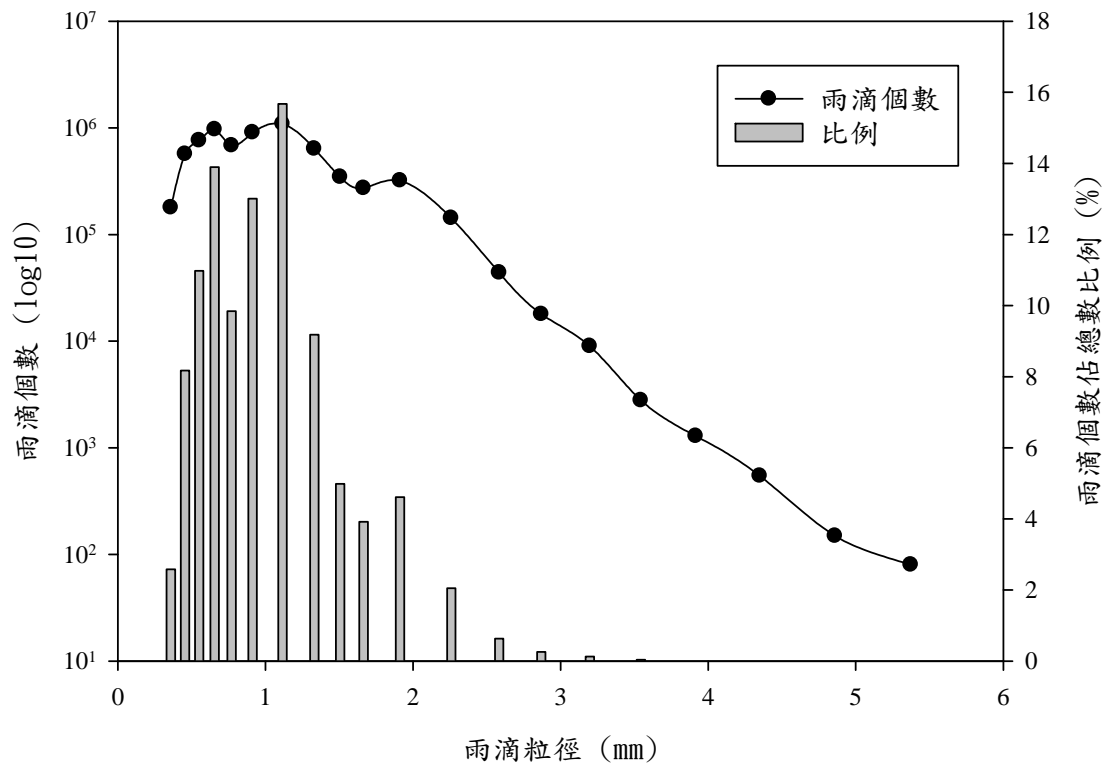


圖 5.5 石門水庫雨滴粒徑個數與分佈圖

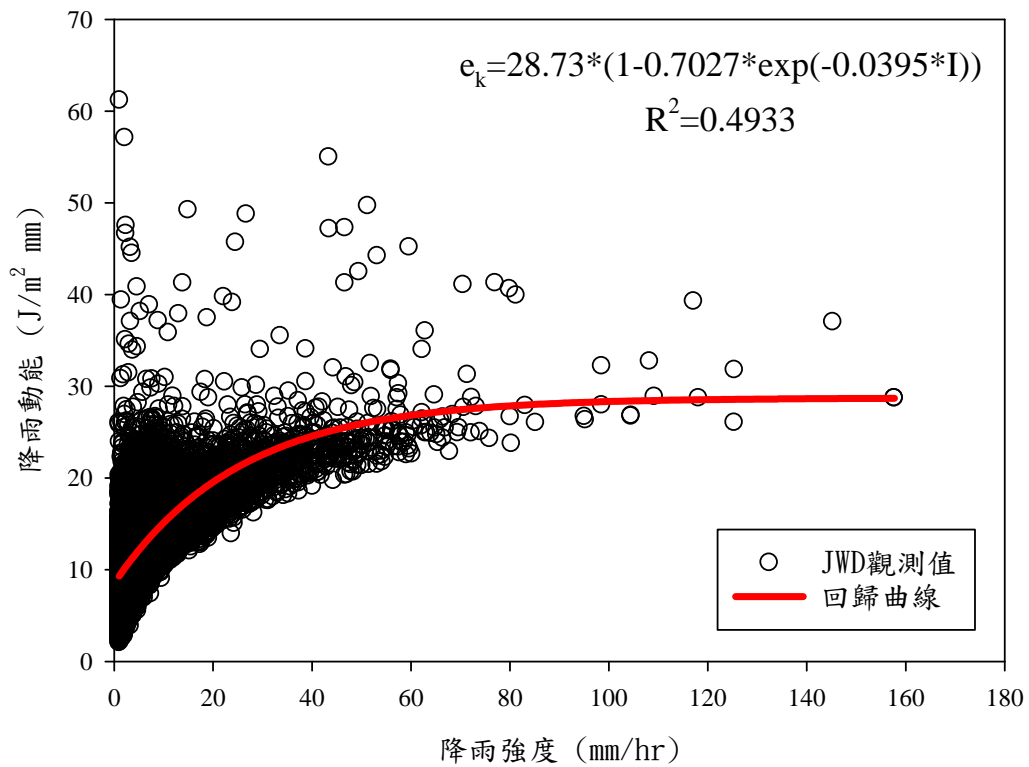


圖 5.6 石門水庫降雨強度與降雨動能回歸圖

5.4 全區降雨量及降雨動能

從「劇烈天氣監測系統」所統計的兩個颱風之降雨量及降雨動能結果顯示(表 5.7)，2005 年瑪莎颱風期間全區的平均降雨歷時為 39.2 小時，平均最大累積降雨量為 610 mm，平均最大 24 小時降雨量為 537 mm，最大小時降雨量介於 22 mm 至 64 mm 之間，平均最大小時降雨量為 40 mm，平均最大累積動能為 12767 J/m²，平均最大 24 小時降雨動能為 11713 J/m²，平均之最大小時降雨動能為 1020 J/m²。

2008 年辛樂克颱風期間，全區的平均歷時為 69.8 小時，平均最大累積降雨量為 898 mm，平均最大 24 hr 降雨量為 454 mm，平均最大小時降雨量為 41 mm，平均最大累積動能為 17009 J/m²，平均最大 24 hr 降雨動能為 9335 J/m² 平均之最大小時降雨動能為 1023J/m²。

整體而言，辛樂克颱風的歷時、累積降雨量、累積降雨動能、最大小時降雨量以及最大小時降雨動能皆比瑪莎颱風高，但是瑪莎颱風的最大 24 hr 降雨量以及最大 24 hr 降雨動能都比辛樂克颱風較高。將兩次事件的最大 24 hr 降雨量、降雨動能跟最大累積降雨量、降雨動能做比較，瑪莎颱風在最大 24 hr 的降雨量、降雨動能分別佔了總降雨量、總降雨動能的 88% 以及 91%，相較於辛樂克颱風的 50% 以及 54% 高出許多，這個結果顯示 2005 年瑪莎颱風的高強度降雨大多集中在 24 小時之內，而 2008 年辛樂克颱風的降雨型態則是屬於較低的降雨強度，以及較長的降雨延時。

表 5.7 降雨量及降雨動能統計表

	瑪莎颱風	辛樂克颱風
降雨歷時(hr)	34.6~44 (39.2±2.3)	63.8~79.1 (69.8±2.7)
最大累積降雨量(mm)	341~1047 (610±157)	413~1279 (898±163)
最大 24 hr 降雨量(mm)	283~895 (537±136)	226~694 (454±84)
最大小時降雨量(mm)	22~64 (40±9)	21~75 (41±10)
最大累積降雨動能(J/m ²)	5901~24507 (12767±4147)	6627~26874 (17009±3745)
最大 24 hr 降雨動能(J/m ²)	5082~21764 (11713±3782)	3888~15978 (9335±2213)
最大小時降雨動能(J/m ²)	450~1762 (1020±299)	423~2091 (1023±309)

※ () 為平均值與標準差



在 2005 年瑪莎颱風期間，研究區內的降雨空間分佈，大抵上是由西側分水嶺往東側逐漸遞減(圖 5.7)，並於中游之鳥嘴山、上游白石溪集水區與研究區東側四稜一帶形成局佈且集中的降雨中心。在 2008 年辛樂克颱風期間，仍由研究區的西側分水嶺往東側逐漸遞減(圖 5.8)，但降雨中心相較瑪莎颱風期間，則有稍微北移的趨勢，但大體上仍以中游之鳥嘴山及高義一帶與上游白石溪集水區為主。會造成本研究區內降雨集中的現象，可能與西側的山嶺從最北端的鳥嘴山(1748 m)一路延伸至南端的品田山(3542 m)，以及西側之高程均在海拔 1000 公尺以上之地形有關。雖然研究區的東側仍有 2000 公尺以上之山嶺所形成之分水嶺，但在兩次颱風事件中，受到其路徑的影響，水氣均由西側進入本區，因此無法觀察到東側分水嶺於這兩次事件中之地形效應。

整體而言，本研究區明顯的降雨時空不均的現象可能是來自地形的變化，當這兩次颱風的路徑都是從台灣地區的東北側經過，帶來的水氣主要由西側進入本區後，受到西側山脈較高的影響，進而產生地形雨之效應，並造成研究區西側降雨較多，而向東側有逐漸遞減的趨勢(林雨我 & 徐晉準，1988；Chen et al., 2005)。



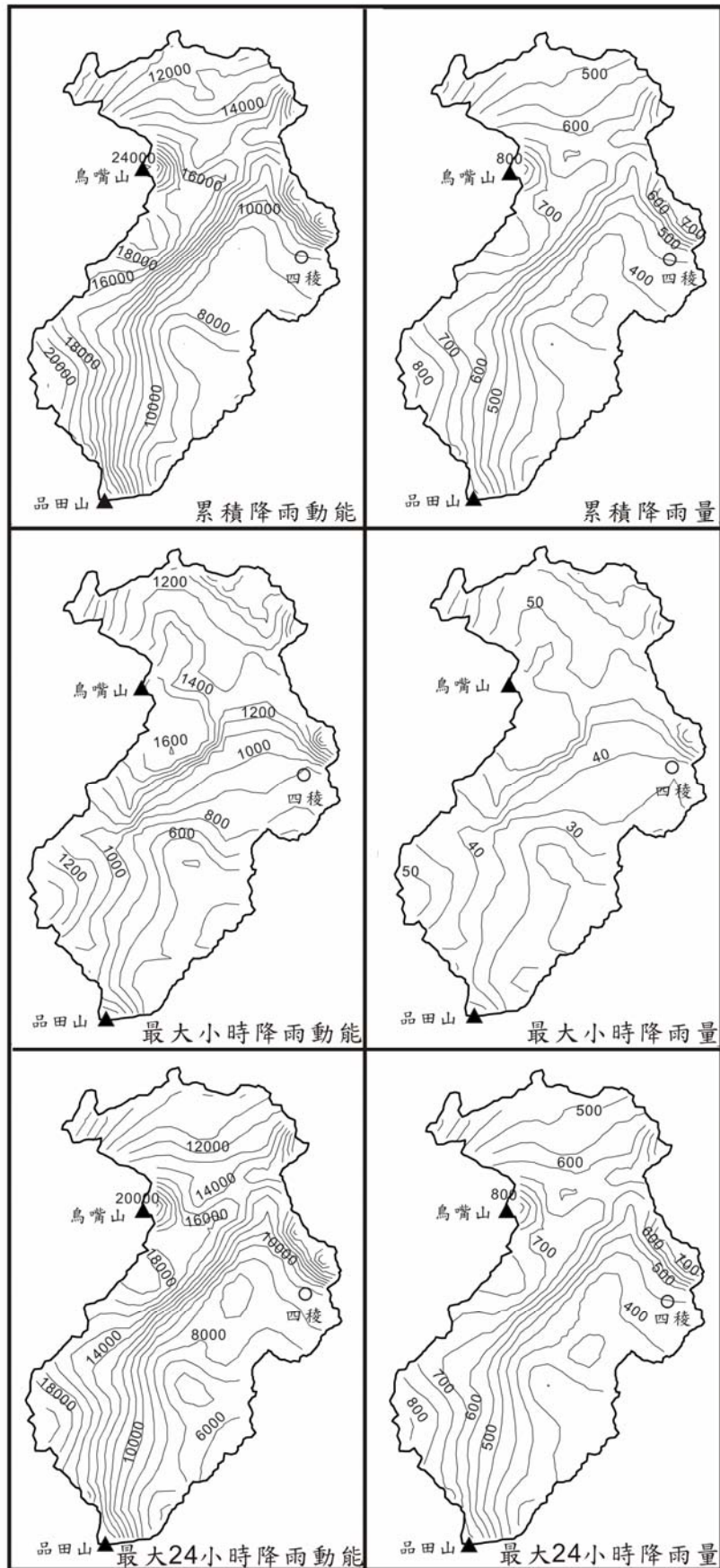


圖 5.7 2005 年瑪莎颱風降雨分佈

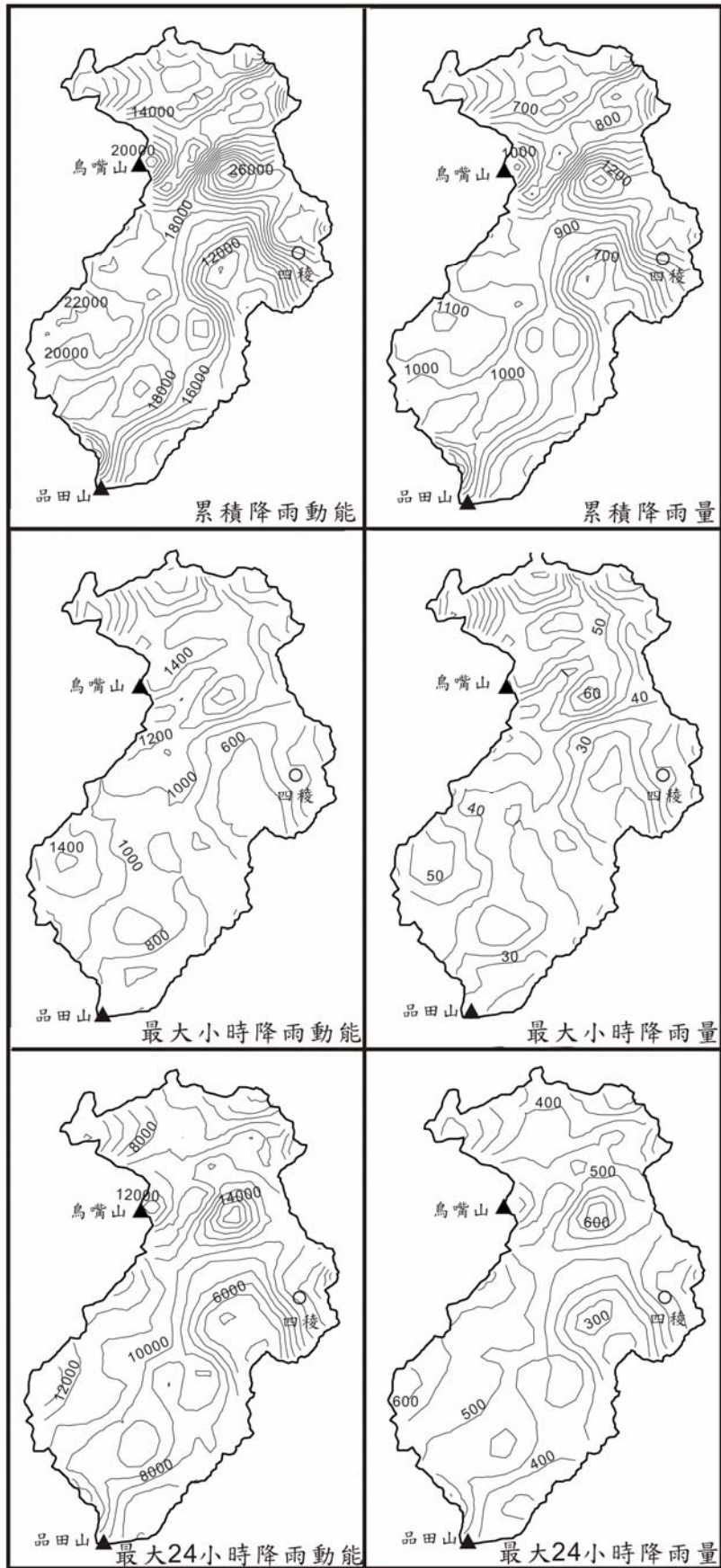


圖 5.8 2008 年辛樂克颱風降雨分佈

5.5 雙偏極化雷達降雨量及降雨動能

從中央大學雙偏極化雷達所統計的 2008 年辛樂克颱風之降雨量及降雨動能結果顯示(表 5.8)，匹亞溪子集水區於颱風期間，區域內的平均降雨歷時為 74.7 小時，平均最大累積降雨量為 524 mm，平均最大 24 hr 降雨量為 259 mm，平均最大小時降雨量為 25.6 mm，平均最大累積動能為 2907 J/m²，平均最大 24 hr 降雨動能為 271 J/m²，平均最大小時降雨動能為 145 J/m²。

整體而言，匹亞溪子集水區的降雨歷時、最大累積降雨量、最大 24 hr 降雨量、最大小時降雨量、最大累積動能、最大 24 hr 降雨動能以及最大小時降雨動能等降雨因子於區域內並沒有明顯的差異，這可能與匹亞溪子集水區面積很小，僅有 12.6 km² 有關，無法看到降雨的時空分布不均勻性。

表 5.8 匹亞溪子集水區雙偏極化雷達降雨量及降雨動能統計表

	辛樂克颱風
降雨歷時(hr)	74~76 (74.7±0.8)
最大累積降雨量(mm)	401~601 (524±58)
最大 24 hr 降雨量(mm)	259~313 (271±23)
最大小時降雨量(mm)	23.9~27.3 (25.6±2)
最大累積降雨動能(J/m ²)	2702~3190 (2907±323)
最大 24 hr 降雨動能(J/m ²)	231~313 (271±23)
最大小時降雨動能(J/m ²)	132~1672 (145±12)
() 為平均值與標準差	

5.6 崩塌地之統計

崩塌地之統計包括了2005年瑪莎颱風以及2008年辛樂克颱風發生前後之崩塌判釋。研究結果顯示，本研究區在瑪莎颱風前之崩塌面積為6.21 km²(表 5.9)，瑪莎颱風後，崩塌面積增加為7.85 km²，崩塌率從0.71%上升到1.03%。在2008年辛樂克颱風前，本研究區之崩塌面積為6.08 km²，在颱風後，崩塌面積增加到7.29 km²，崩塌率從0.8%上升到0.96%。

在新生率的統計方面，瑪莎颱風後為74.74%，2008年辛樂克颱風後，下降到66.17%。在重現率方面，瑪莎颱風後為31.94%，辛樂克颱風後，下降到24.69%。整體而言，兩次颱風事件之崩塌率並無太大差異，但都具有高新生率以及低重現率的特點。此意義顯示，大部分的崩塌都發生在原本沒有崩塌的地方，而舊有的崩塌地可能是受到雨水的沖刷，僅有部分區域再度產生崩塌。

表 5.9 研究區崩塌統計結果

	崩塌個數	崩塌面積(km ²)	崩塌率(%)	新生率(%)	重現率(%)
瑪莎颱風前	1773	6.21	0.71	—	—
瑪莎颱風後	2611	7.85	1.03	74.74	31.94
辛樂克颱風前	1437	6.08	0.8	—	—
辛樂克颱風後	2243	7.29	0.96	66.17	24.69

瑪莎颱風期間，崩塌發生的坡度主要集中於20°至50°之間，而辛樂克颱風期間的崩塌主要集中於10°至50°之間，分別佔總崩塌面積的86.9%以及94.4%。另外，瑪莎颱風以坡度50°至60°之間的崩塌率2.26%為最大，而辛樂克颱風則分別以坡度10°至20°及50°至60°的1.87%及1.86%為最大(圖 5.9)。整體而言，瑪莎颱風的崩塌面積集中於較大之坡度，這可能與瑪莎颱風40 mm/hr之高降雨強度有關(Chang et al., 2008)，而低降雨強度，89小時長歷時的降雨型態會使得

雨水有較長的時間滲透入地表下的地質材料，並增大其水壓力，使得較低坡度的坡體也會產生崩塌(Iverson, 2000)。

瑪莎颱風期間的崩塌高程主要集中於高程 500 m 至 2000 m 之間(圖 5.10)，佔總崩塌面積的 80.71%。而辛樂克颱風其間之崩塌，除了高程 500 m 至 2000m 之間佔總崩塌面積的 58.81%，另外分布於高程 2500 m 至 3000 m 之間的崩塌，佔總崩塌面積的 22.08%(附錄十三)。

另外從崩塌面積機率的分析中求得其回歸指數 γ 分別為 2.24 以及 2.23(圖 5.11)。此意義顯示，本區域內之崩塌面積機率分佈沒有明顯的差異，主要都是以面積小於 2000 m² 的小型崩塌為主。

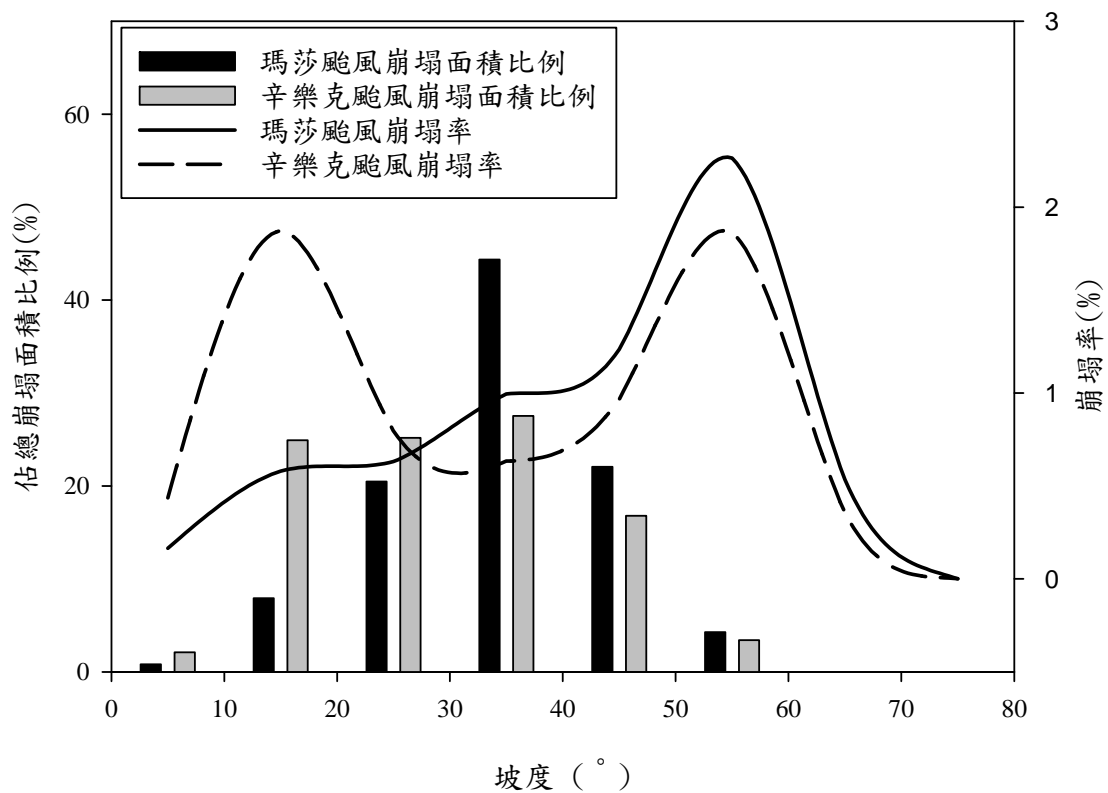


圖 5.9 崩塌坡度機率分佈圖

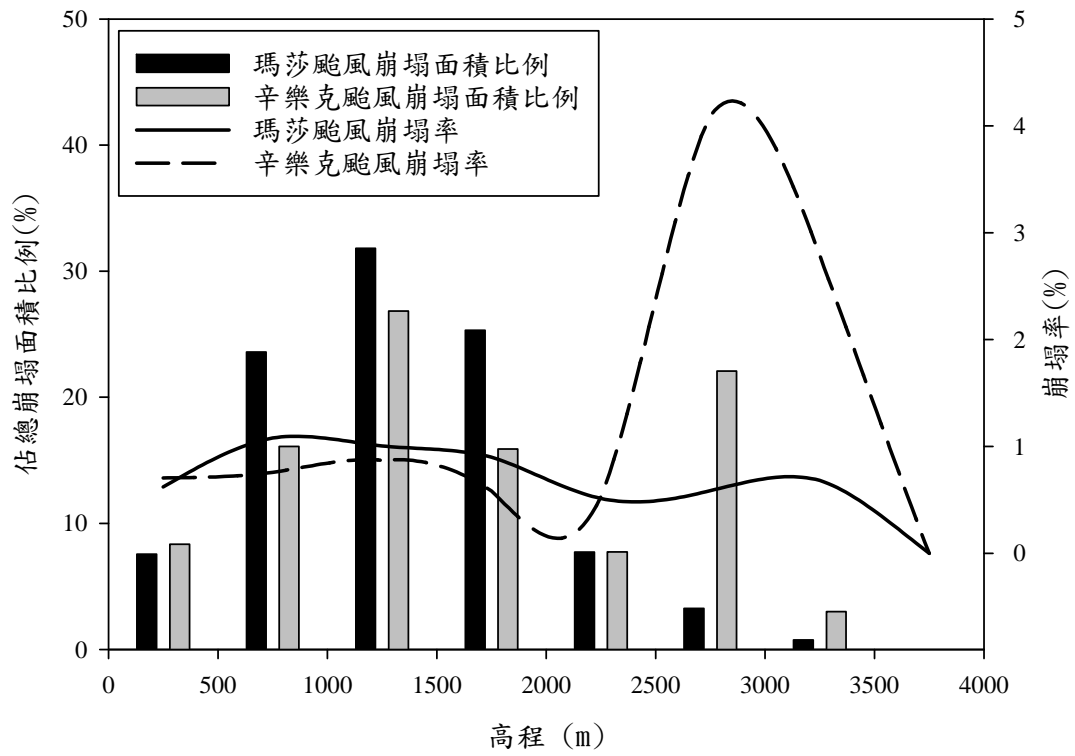


圖 5.10 崩塌高程分佈圖

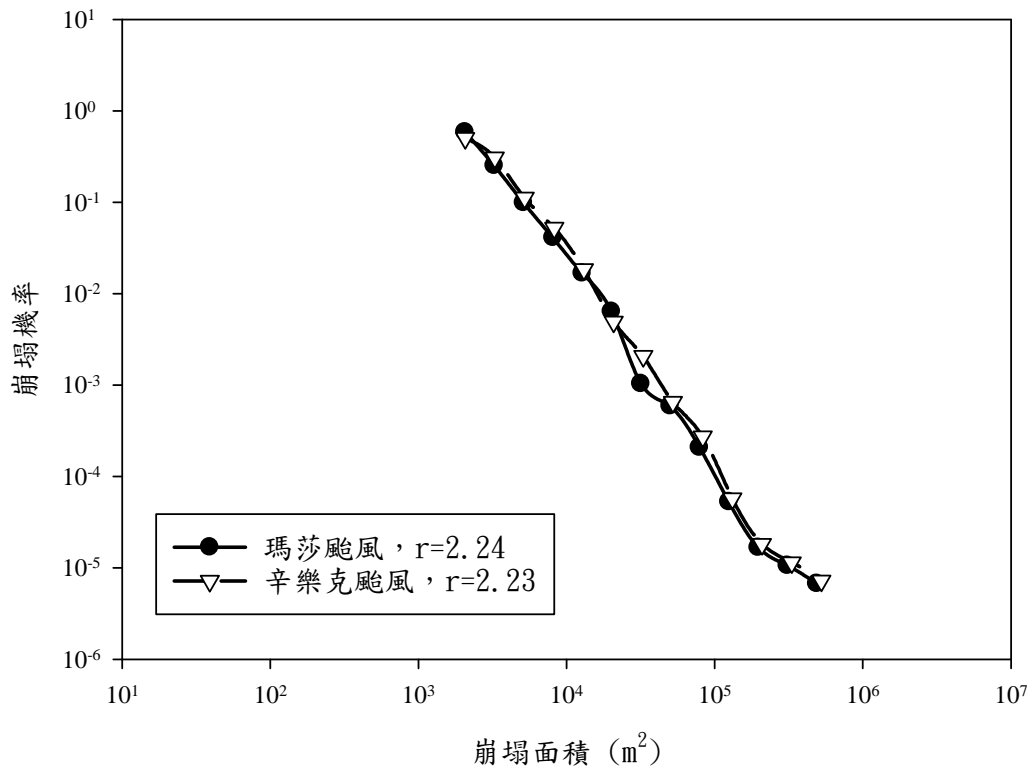


圖 5.11 崩塌面積機率分佈

本研究區域內之崩塌地，主要集中於乾溝層、大桶山層以及澳底層為主(表 5.10)。在崩塌率上，乾溝層、大桶山層以及澳底層在兩次颱風事件中，均分布在 0.99% 至 1.60% 之間，遠高於四稜砂岩，以及中新世地層的 0.29% 至 0.61%。

若將各地層的崩塌率與其單壓強度(圖 5.12)，以及單位體積節理數(圖 5.13) 進行分析，可以發現崩塌率與單位體積節理數有著正相關的趨勢，與岩石單壓強度有著負相關的趨勢。此結果說明，當岩石越破碎，暴雨事件時，雨水便容易沿著不連續面滲入岩體中，進而弱化岩石強度而產生破壞，而岩石的強度越高，破壞情形則較不容易發生(Lin et al., 2008)。

表 5.10 颱風事件各地層崩塌分佈及地層性質

		四稜砂岩	乾溝層	大桶山層	澳底層	中新世地層
瑪莎颱風	崩塌面積(km ²)	0.27	1.93	2.71	2.36	0.55
	佔總崩塌面積比例(%)	3.48	24.65	34.60	30.09	7.04
	崩塌率(%)	0.29	1.11	1.12	1.60	0.55
辛樂克 颱風	崩塌面積(km ²)	0.37	2.14	2.41	1.73	0.61
	佔總崩塌面積比例(%)	5.18	29.39	33.08	23.74	8.37
	崩塌率(%)	0.40	1.23	0.99	1.18	0.61
單位體積解理數 (條/m ³)		8.3	14	18.3	17.1	8
單壓強度(MPa)		98.4	57.8	68.2	51.3	48.7

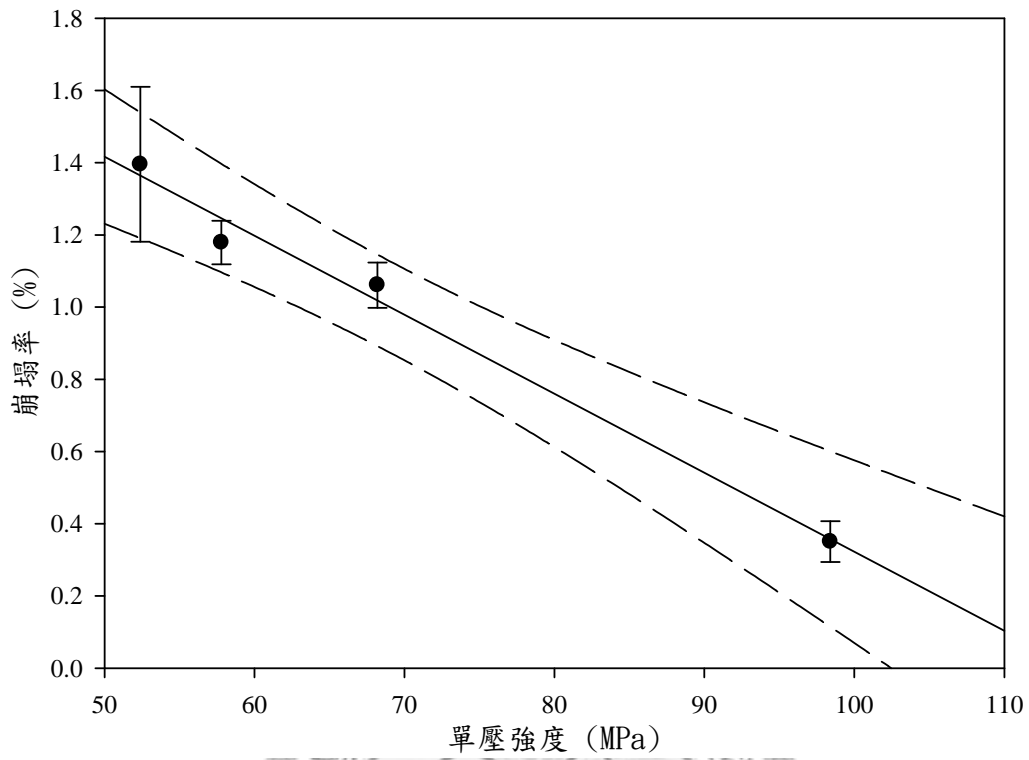


圖 5.12 崩塌率與地層單壓強度

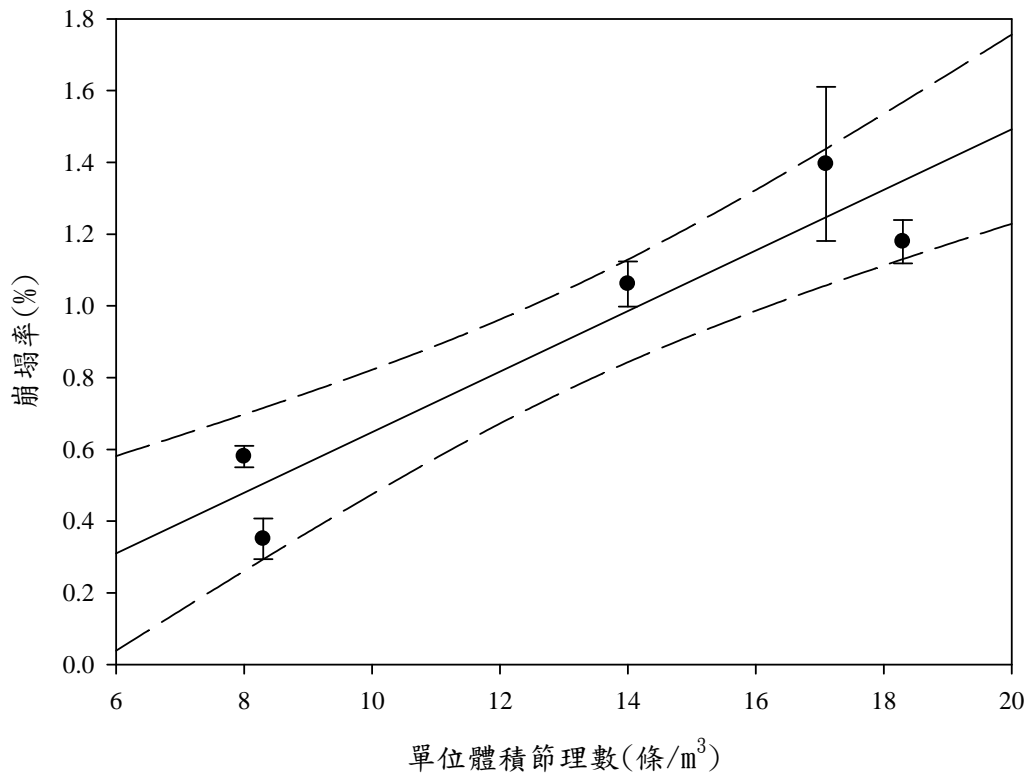


圖 5.13 崩塌率與單位體積節理數關係

將研究區內三個不同壤土分佈區域與崩塌率比較發現(表 5.15)，以砂質壤土區內之崩塌面積佔全區崩塌面積的比較，在 2005 年瑪莎颱風以及 2008 年辛樂克颱風，分別為 81.27% 以及 74.72%。其崩塌率分別為 1.14% 以及 0.98%。將塑性指數與崩塌率進行回歸發現(圖 5.14)，隨著土壤的塑性指數的增加，崩塌率有著負相關的趨勢，這表示土壤的細顆粒組成含量越高，當暴雨事件發生時，雨水較不容易滲透細顆粒組成較多的土壤，進而降低崩塌的發生(Das, 2006)。

再進一步比較兩次颱風事件中的崩塌率，以及各區崩塌面積佔全區崩塌面積的比例可以發現(圖 5.15)，砂質壤土在瑪莎颱風的崩塌率以及崩塌面積佔全區崩塌面積的比例都比辛樂克颱風來的高，而在粉砂質壤土以及黏土質壤土中，瑪莎颱風的崩塌率以及崩塌面積佔全區崩塌面積的比例都比辛樂克颱風低，這種崩塌型態的改變可能是因為瑪莎颱風的降雨總歷時僅 44 個小時，而辛樂克颱風的降雨總歷時達 89 個小時之久，隨著降雨歷時的增加，細顆粒組成較多的土壤有更多的時間可以讓雨水滲透，進而提高細顆粒組成較多的土壤的崩塌機率，使得粉砂質壤土以及黏土質壤土的崩塌率及崩塌佔總崩塌面積的比例在辛樂克颱風後反而比瑪莎颱風高。

表 5.11 颱風事件各不同性質壤土之崩塌分佈

		砂質壤土	粉砂質壤土	黏土質壤土
瑪莎颱風	崩塌面積(km ²)	6.38	0.83	0.63
	崩塌面積佔全區崩塌面積之比例 (%)	81.27	10.66	8.06
	崩塌率(%)	1.14	0.81	0.64
辛樂克颱風	崩塌面積(km ²)	5.45	1.11	0.73
	崩塌面積佔全區崩塌面積之比例 (%)	74.72	15.19	10.08
	崩塌率(%)	0.98	0.87	0.74
氣乾之抗剪角(°)		35.9	35.7	36.6
飽和之抗剪角(°)		31.72	31.09	32.75
塑性指數		6.55	11.69	14.66

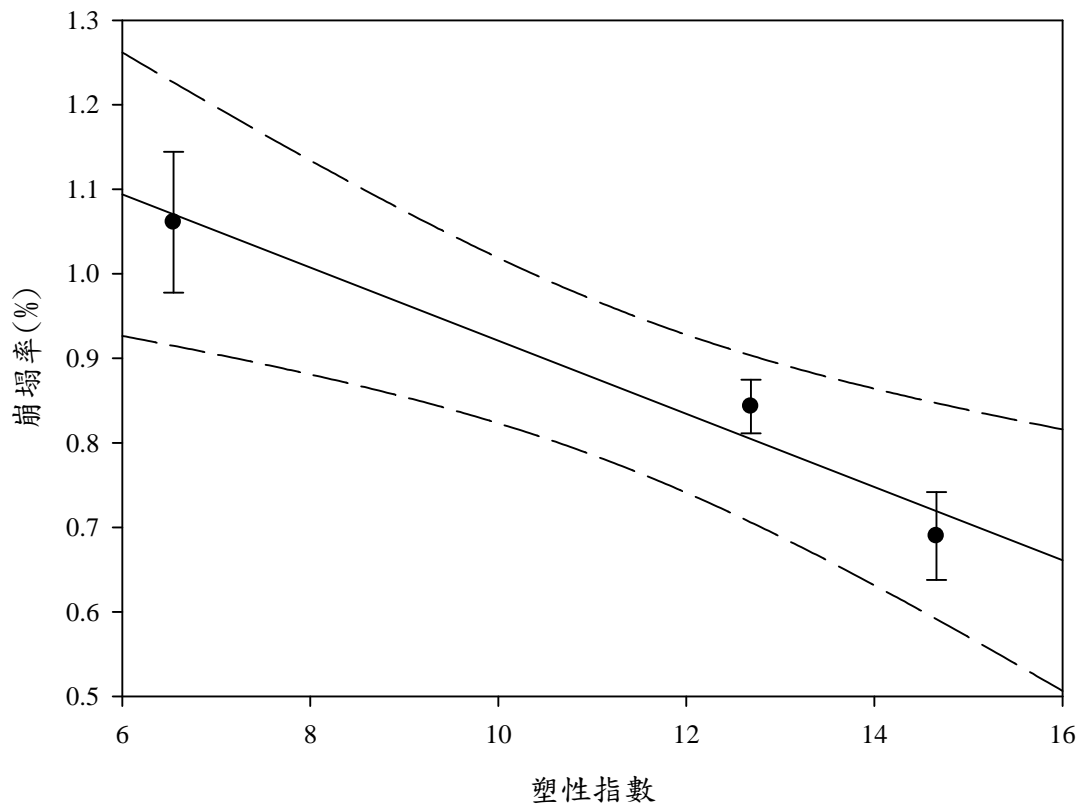


圖 5.14 崩塌率與塑性指數

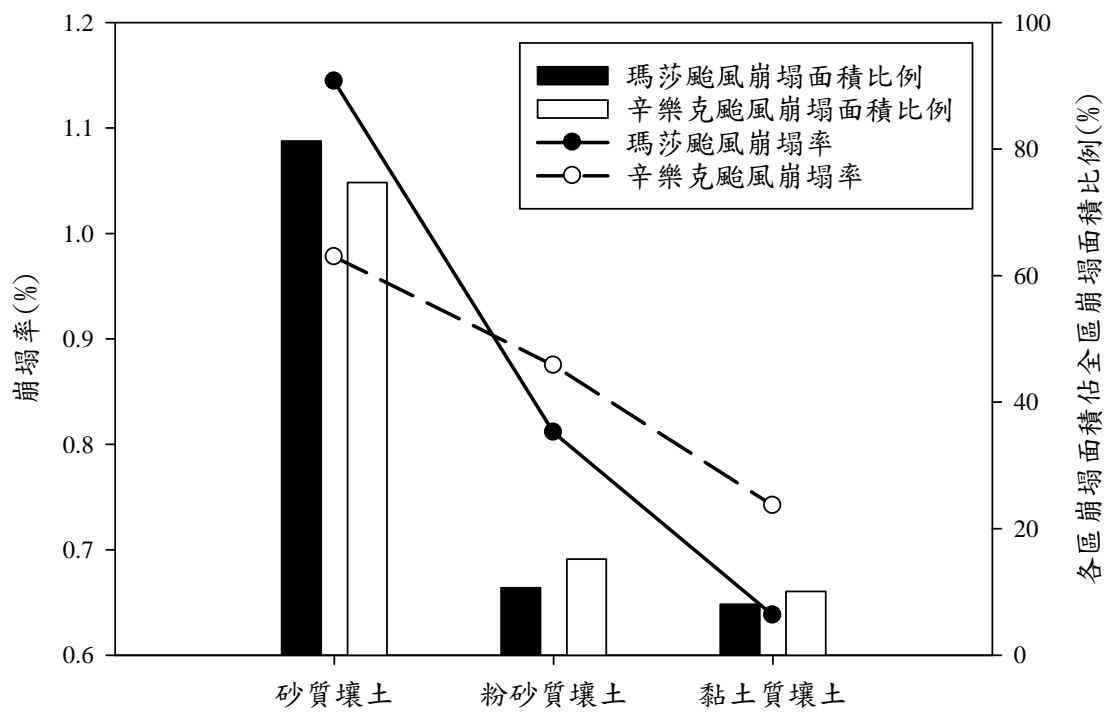


圖 5.15 土壤區域之崩塌率及崩塌面積佔全區崩塌面積的比例



5.7 颱風期間輸砂量

石門水庫在 1996 年的賀伯颱風期間的三日內降下了 700 mm 的雨量，中游的輸砂量到達 1.62 百萬噸，造成水庫淤積 867 萬 m^3 ，在 2001 年納莉颱風歷時七天，累積雨量達 906 mm，輸砂量為 1.18 百萬噸，水庫淤積 40 萬 m^3 ，而在 2004 年的艾利颱風的四天期間所降下的雨量更高達 990 mm，輸砂量更上升至 2.47 百萬噸，同時水庫淤積量增加 2780 萬 m^3 (水利署，2005)。

在 2005 年瑪莎颱風期間(表 5.12)，秀巒、玉峰以及霞雲三個測站之平均流量分別為 495 c.m.s.、1244 c.m.s.以及 1835 c.m.s，最大流量分別為 1093 c.m.s.、2793 c.m.s.以及 4220 c.m.s.，總輸砂量分別為 3.48 百萬噸、4.32 百萬噸以及 6.07 百萬噸。

在 2008 年辛樂克颱風期間，秀巒、玉峰以及霞雲三個集水區的總降雨量分別為 1031 mm、929 mm 以及 957 mm，最大 24 小時降雨量分別為 527 mm、468 mm 以及 458 mm，平均流量分別為 511 c.m.s.、1017 c.m.s.以及 1519 c.m.s.，最大流量分別為 1172 c.m.s.、2531 c.m.s.以及 3274 c.m.s.，總輸砂量分別為 2.68 百萬噸、3.13 百萬噸以及 5.56 百萬噸。

由上述估算結果顯示，在這兩次颱風事件中，三個集水區的總降雨量都以辛樂克颱風較高，這與辛樂克颱風的降雨歷時達 89 個小時有關，但是最大 24 小時降雨量、平均流量、最大流量、總輸砂量都是以瑪莎颱風較高，其中每個子集水區的總輸砂量至少比辛樂克颱風期間多 1 百萬噸以上，而平均輸砂量更高了 1 倍以上，這可能與瑪莎颱風的降雨歷時僅 44 個小時，比辛樂克颱風少了 40 多個小時，同時降雨又大多集中於 24 小時的影響有關。

表 5.12 瑪莎颱風與辛樂克颱風期間之輸砂量估算

颱風	站名及編號	秀巒 1140H041	玉峰 1140H001	霞雲 1140H054
瑪莎颱風	懸浮沉積物 (ton)	2,995,989	3,717,666	5,225,382
	河床載 (ton)	487,719	605,201	850,643
	總輸砂量 (ton)	3,483,708	4,322,868	6,076,026
	平均輸砂量 (ton/day)	1,900,204	2,357,928	3,314,196
	總雨量 / 最大 24 小時降雨量 (mm)	808 / 703	546 / 554	630 / 556
	平均流量 / 最大流量 (c.m.s.)	495 / 1093	1244 / 2793	1835 / 4220
辛樂克颱風	懸浮沉積物 (ton)	2,307,422	2,696,035	4,788,641
	河床載 (ton)	375,626	438,889	779,546
	總輸砂量 (ton)	2,683,048	3,134,925	5,568,187
	平均輸砂量 (ton/day)	723,518	845,373	1,501,533
	總雨量 / 最大 24 小時降雨量 (mm)	1031 / 527	929 / 468	957 / 458
	平均流量 / 最大流量 (c.m.s.)	511 / 1172	1016 / 2531	1519 / 3274

※瑪莎颱風資料統計：自 2005 年 08 月 04 日至 2005 年 08 月 05 日

辛樂克颱風資料統計：自 2008 年 09 月 12 日至 2008 年 09 月 15 日

第六章 降雨特性與崩塌及輸砂量之關係

6.1 降雨動能與降雨強度

根據 van Dijk et al. (2002) 整合全世界 24 個地方的降雨強度與降雨動能之關係顯示(圖 6.1)，當降雨強度超過 20 mm/hr 時，其降雨動能就會趨近於 $28.3 \text{ J/m}^2 \text{ mm}$ 的極值，這與本研究在現場安置儀器所觀測到的降雨動能最大值 $28.73 \text{ J/m}^2 \text{ mm}$ ，僅有 $0.43 \text{ J/m}^2 \text{ mm}$ 的差異。這意義顯示在降雨動能的最大值上，本研究區與世界上其他各處的觀測結果並沒有很明顯的差異。但是，降雨強度在趨近於極值的區別上，當本研究區之降雨強度高於 40 mm/hr 時，才會接近於極值。相較前人研究為 20 mm/hr，本研究區所觀測到降雨動能極限值需要再較高的降雨強度才會發生。此意義顯示，在降雨動能的估算上，若採用通用公式，會高估在低降雨強度時的降雨動能。造成兩者間之差異，可能是與本研究所探討的颱風暴雨之降雨型態，相較於世界上其他國家所探討的降雨一般型態有所不同。

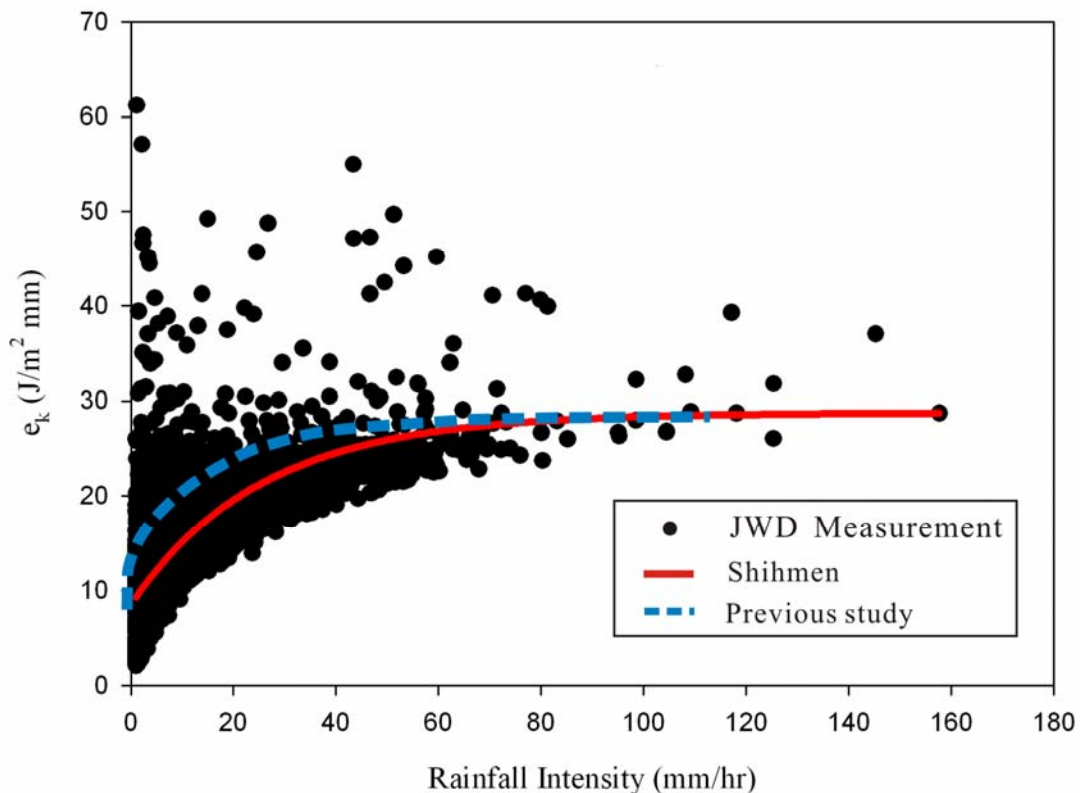


圖 6.1 降雨強度與降雨動能關係

6.2 降雨因子與崩塌率

從研究區中所細分之 20 個子集水區內統計之每 1、3、6、12 以及 24 小時之降雨量，累積之降雨量，以及降雨動能等降雨因子，與崩塌率對比結果顯示(表 6.1)，2005 年瑪莎颱風期間，各降雨因子與崩塌率間之關係係數皆大於 0.3，似乎有較高的正相關(圖 6.2)。在 2008 年辛樂克颱風期間，以降雨歷時、累積降雨量，以及降雨動能的關係係數較高，其餘的關係係數則比瑪莎颱風來的低，這個差異可能是因為瑪莎颱風的歷時僅 44 個小時，而其中最大 24 小時的降雨量幾乎佔了整個事件的 88%，反觀辛樂克颱風降雨歷時為 89 個小時，為屬於降雨歷時較長的颱風，而其中最大 24 小時的降雨量，僅佔整個事件降雨量的 50%，也因此各小時降雨量與崩塌率間之相關性並不明顯。但整體而言，降雨歷時、累積降雨量、累積降雨動能、最大 24 小時降雨量，以及降雨動能等降雨因子皆與崩塌率有良好的正相關。

表 6.1 二十個子集水區降雨因子與崩塌率之關係係數

降雨因子	瑪莎颱風	辛樂克颱風
降雨歷時	0.345	0.629
累積降雨量	0.332	0.454
最大 1 小時降雨量	0.082	-0.168
最大 3 小時降雨量	0.287	0.023
最大 6 小時降雨量	0.373	0.022
最大 12 小時降雨量	0.277	0.220
最大 24 小時降雨量	0.331	0.310
累積降雨動能	0.340	0.446
最大 1 小時降雨動能	0.087	-0.173
最大 3 小時降雨動能	0.288	0.012
最大 6 小時降雨動能	0.370	-0.035
最大 12 小時降雨動能	0.290	0.180
最大 24 小時降雨動能	0.334	0.294

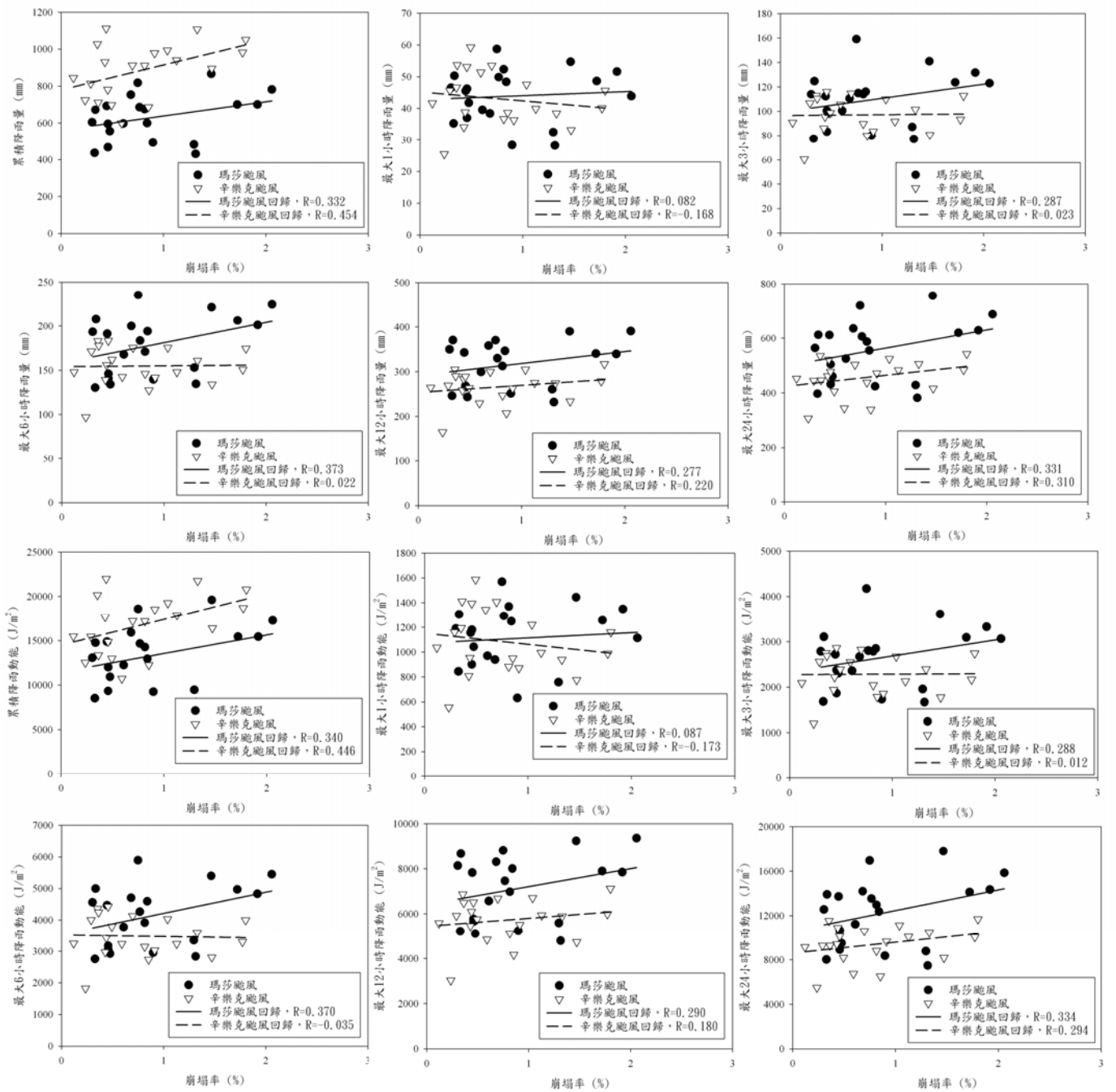


圖 6.2 二十個集水區崩塌與降雨因子回歸圖

6.3 降雨因子與崩塌及輸砂量之關係

從白石溪、泰崗溪以及大漢溪三個子集水區在兩次颱風期間的崩塌與輸砂量的分析結果表示(表 6.2)，白石溪子集水區的崩塌率分別為 1.82% 及 1.92%，為三個子集水區中分佈最高。雖然白石溪子集水區之面積僅佔全研究區域之 15.53%，但在兩次颱風中之崩塌面積，卻分別佔了本研究區總崩塌面積的 27.39% 及 30.99%，因此，白石溪子集水區的崩塌率明顯高於其他兩個子集水區。

在輸砂量的部分，白石溪子集水區在兩次颱風中之輸砂量分別為 3.48 百萬噸及 2.43 百萬噸，分別佔本研究區內總輸砂量的 57.42% 及 43.69%。此結果顯示，白石溪子集水區的面積雖為全區最小的分布，但卻是整個研究區域內輸砂量的主要來源。另外，白石溪子集水區在兩次颱風中的單位面積輸砂量分別為 29.49 kg/m² 及 22.71 kg/m²，是三者中最高，最低者則為泰崗溪子集水區。

將上述的資料做一比較可以發現(圖 6.3)，子集水區內的崩塌率與輸砂量間有一個正相關的趨勢，也就是當崩塌率增加時，有更多的崩塌材料會受到暴雨的沖刷，從坡體流入河道中(Lin et al., 2008)。從單位面積輸砂量與崩塌率的統計對比(圖 6.4)，也可以明顯的看出，彼此間有高度的相關性($R^2=0.81$)。

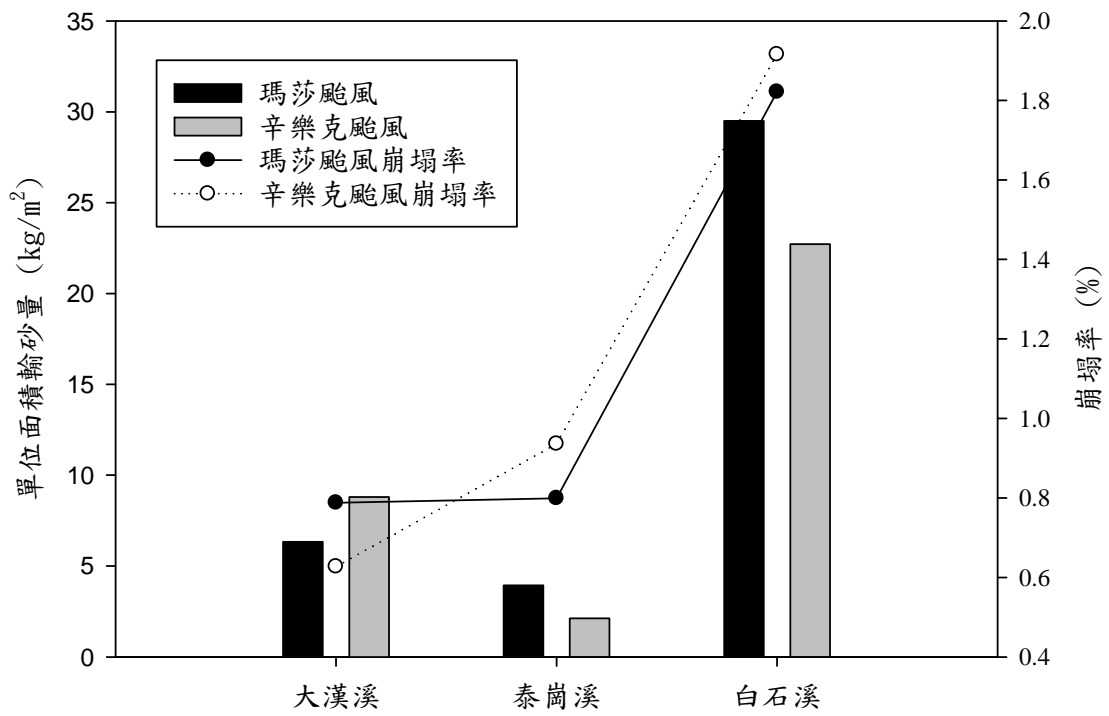


圖 6.3 各子集水區的崩塌率及輸砂量

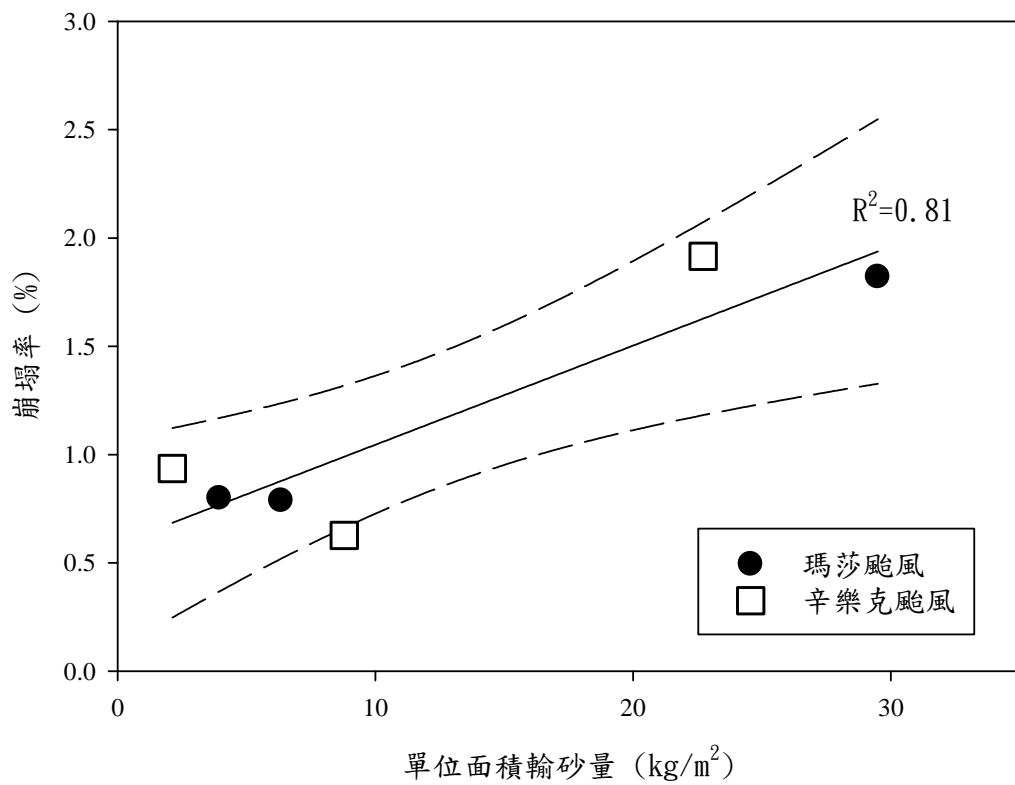


圖 6.4 單位面積輸砂量與崩塌率

若將白石溪、泰崗溪及大漢溪三個子集水區之崩塌率以及累積降雨量、累積降雨動能進行比較可以發現，不論在瑪莎或辛樂克颱風事件中，崩塌率對降雨動能之相關係數(R^2)分別為 0.89 以及 0.99(圖 6.5)，相對於降雨量之相關係數 0.83，以及 0.99 來的高(圖 6.6)。此意義顯示，降雨動能相對於崩塌率的關係較降雨量佳。

將三個子集水區的單位面積輸砂量與累積降雨量及降雨動能相對比較結果顯示，在兩次颱風事件中，單位面積輸砂量與累積降雨動能的相關係數(R^2)在兩次颱風期間分別為 0.94 以及 0.78(圖 6.7)，比單位面積輸砂量與降雨量的 0.9 以及 0.69(圖 6.8)，有更明顯的關係。此意義顯示，累積降雨動能與崩塌及輸砂量之間，不僅有一正相關，而且其關係性比其他降雨因子高。

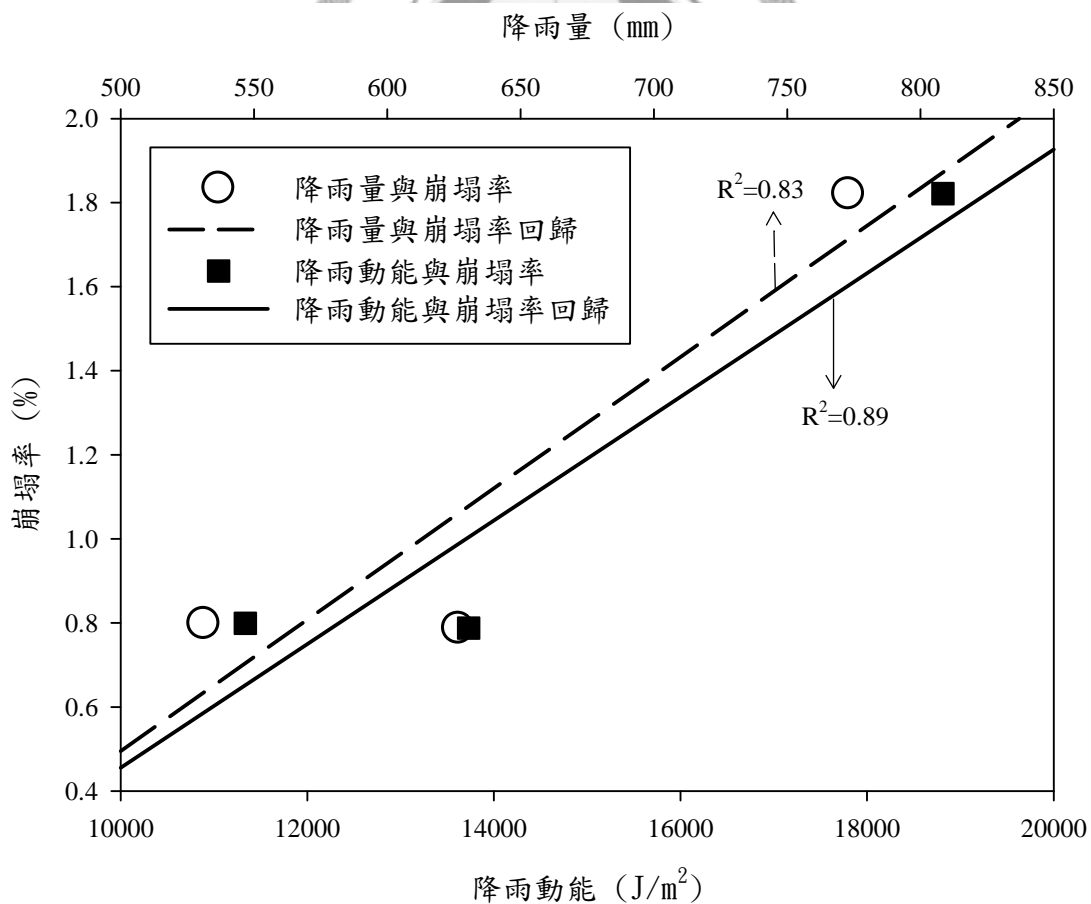


圖 6.5 瑪莎颱風降雨因子與崩塌率之關係

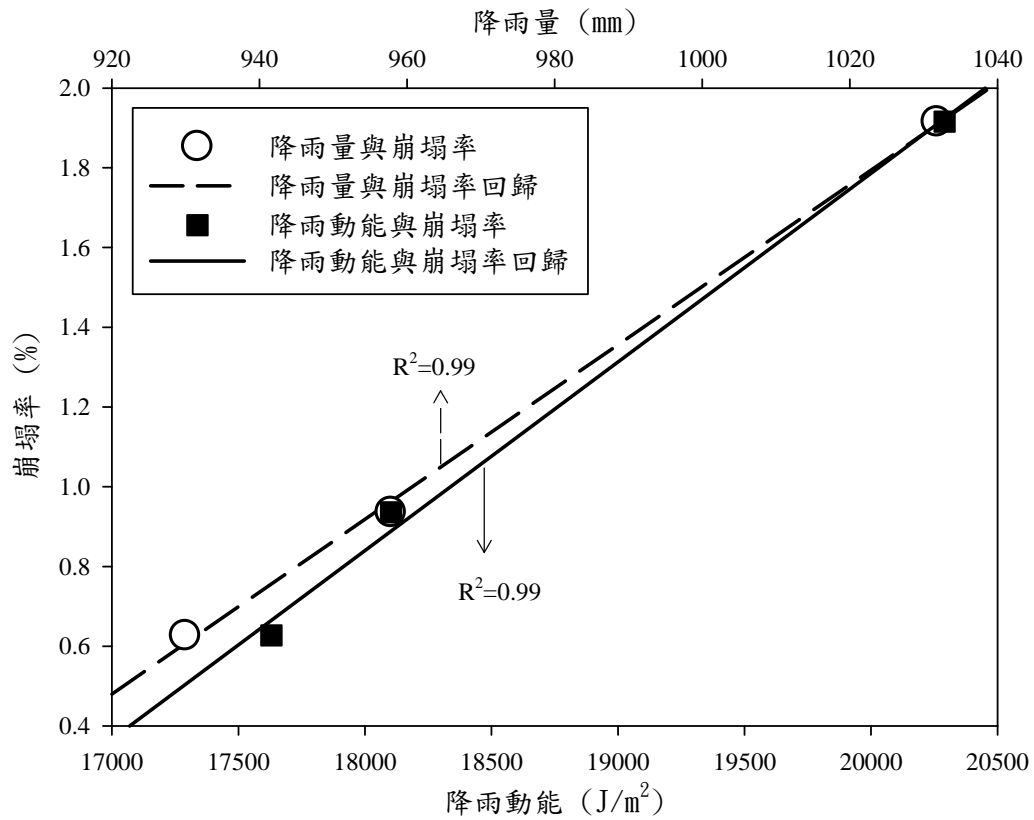


圖 6.6 辛樂克颱風降雨因子與崩塌率之關係

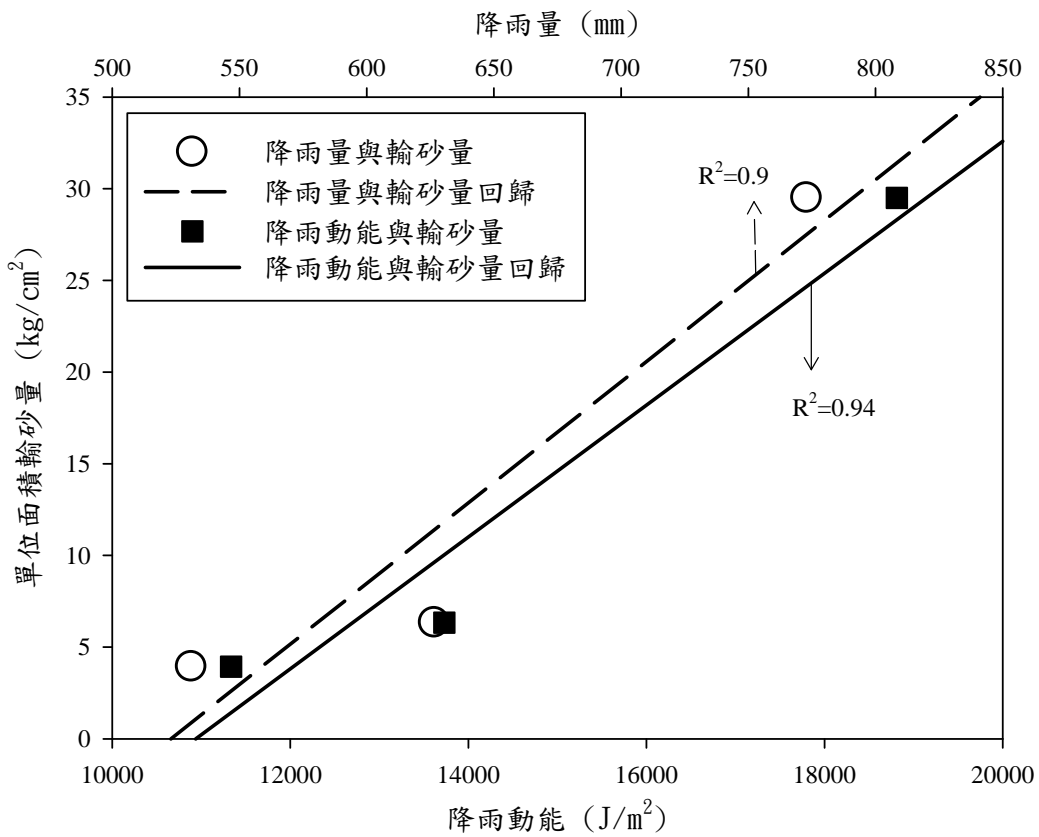


圖 6.7 瑪莎颱風事件單位面積輸砂量與降雨特性之關係

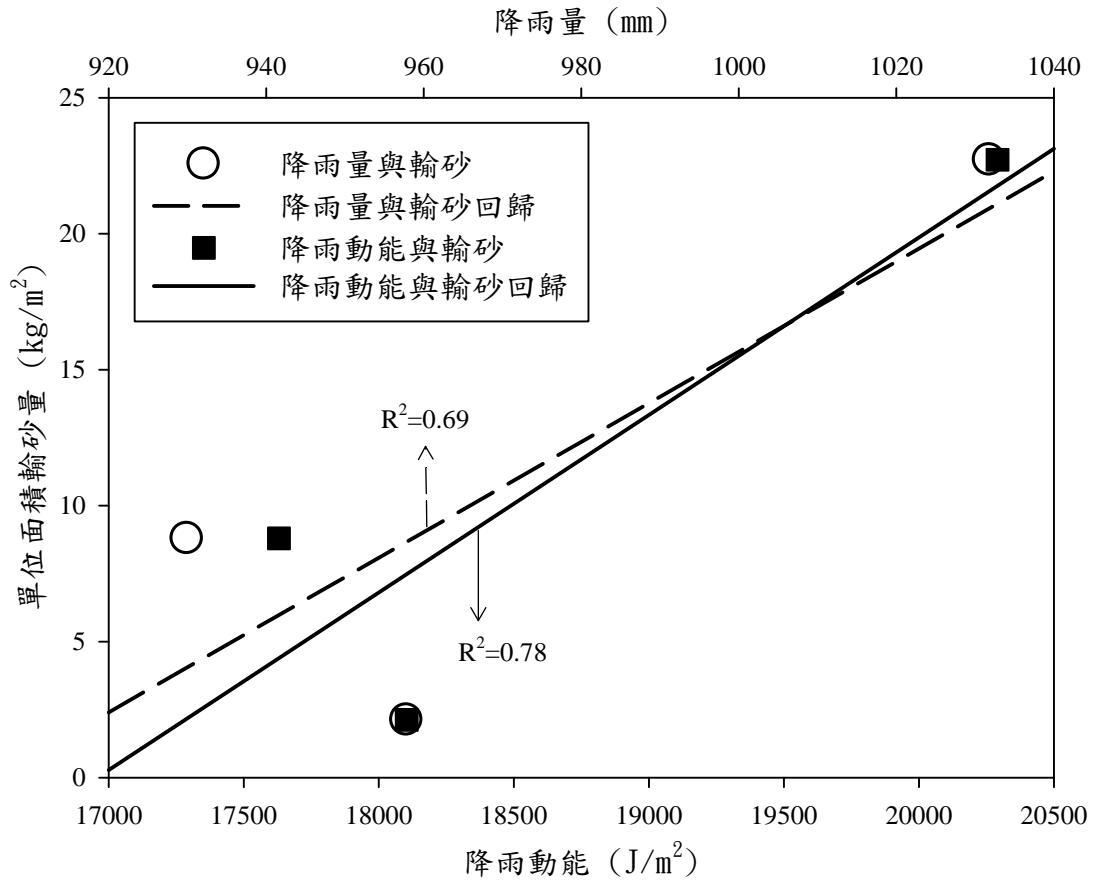


圖 6.8 辛樂克颱風事件單位面積輸砂量與降雨特性之關係



表 6.2 各子集水區在不同颱風事件中之崩塌與輸砂量統計

集水區	瑪莎颱風							辛樂克颱風						
	崩塌面積 (km ²)	崩塌率 (%)	輸砂量 (Mt)	佔總輸砂量 (%)	單位面積輸砂量 (kg/m ²)	累積降雨量 (mm)	累積降雨動能 (kJ/m ²)	崩塌面積 (km ²)	崩塌率 (%)	輸砂量 (Mt)	佔總輸砂量 (%)	單位面積輸砂量 (kg/m ²)	累積降雨量 (mm)	累積降雨動能 (kJ/m ²)
白石溪	2.15	1.82	3.48	57.42	29.49	808	17.79	2.26	1.92	2.43	43.69	22.71	1031	20.29
泰崗溪	1.70	0.79	0.83	13.69	3.94	546	10.88	1.99	0.94	0.45	8.11	2.12	957	18.10
大漢溪	2.17	0.78	1.75	28.87	6.33	630	13.61	1.73	0.63	2.68	48.18	8.79	927	17.63

6.4 降雨動能之崩塌門檻

從兩次颱風事件中的降雨量、降雨動能、流量以及輸砂量的整合資料中可以發現，當降雨發生，河水流量開始反應時，在瑪莎颱風以及辛樂克颱風中，兩者都顯示有 8 個小時的延遲，這意義告知當降雨落到地表，促使地表逕流開始匯集到河道之中，大約需要 8 個小時的時間。

在瑪莎颱風期間，當降雨動能累積到 2000 J/m^2 時，累積降雨量達到 118.7 mm，流量也上升到 138 c.m.s.，輸砂量也同時上升到每小時 229 噸，共經歷 8 小時(圖 6.9)。而在此之前的 1 小時流量雖已達到 91 c.m.s.，但是當時輸砂量每小時卻僅有 100 噸。

在辛樂克颱風期間，當降雨動能累積到 2000 J/m^2 時，累積降雨量達到 148.1 mm，流量上升到 803 c.m.s.，輸砂量也同時上升到每小時 1.2 萬噸，共經歷 19 小時(圖 6.10)。而在此之前的 1 小時流量雖已達到 777 c.m.s.，但是輸砂量每小時卻僅有 0.7 萬噸。

綜合兩次事件顯示，當降雨動能累積到 2000 J/m^2 後，集水區內的地表物質開始被觸發或產生新的崩塌地，而這些物質受到地表逕流的搬運後進入河道，進而成為河流中的輸砂量，使得集水區內的輸砂量有明顯的上升趨勢。

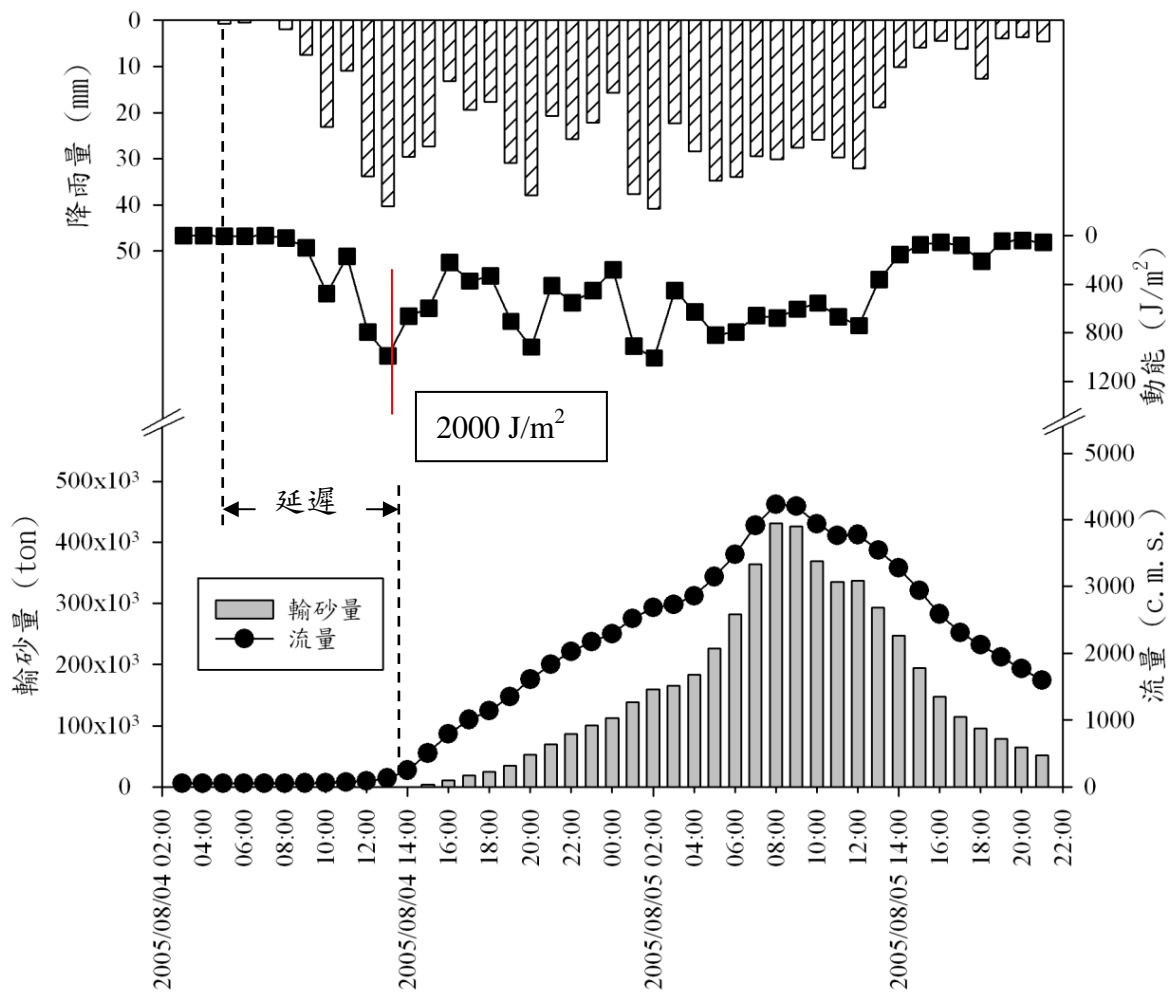


圖 6.9 瑪莎颱風降雨特性與輸砂量之關係

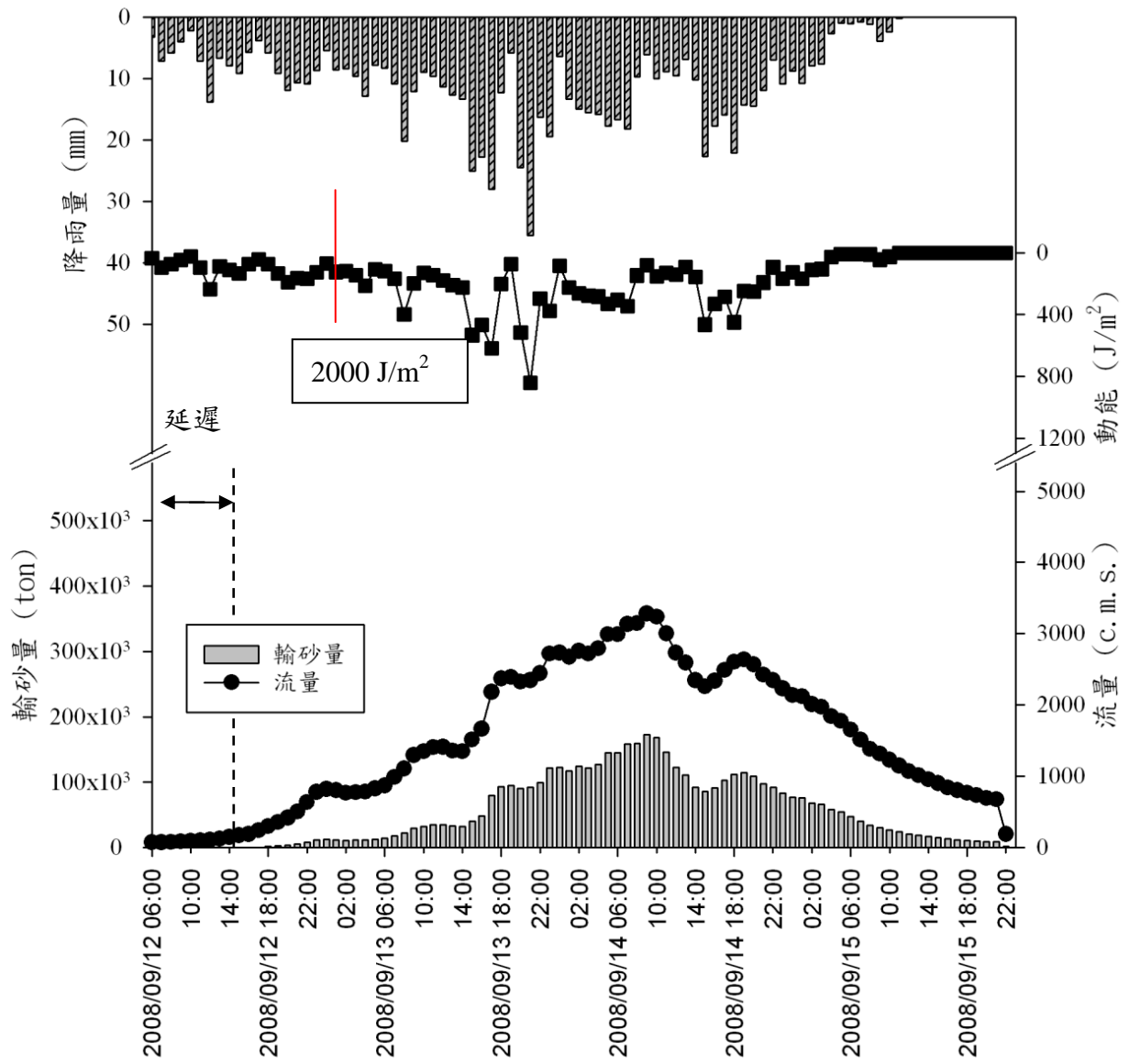


圖 6.10 辛樂克颱風降雨特性與輸砂量之關係

第七章 討論

7.1 雷達降雨估算之差異

本研究嘗試利用中央大學於2006年架設之雙偏極化都卜勒雷達(Polarmetric Doppler Radar)，來估算2008年辛樂克颱風期間的降雨量與降雨動能，雙偏極化都卜勒雷達之雨量資料的時間解析度為6分鐘，空間解析度為1 km×1 km。由於本研究區北側分水嶺會對雷達產生遮蔽效應，因此雙偏極化雷達的資料僅進行區域內匹亞溪子集水區12.6 km²之分析(圖7.1)。

整個估算的結果顯示，各項數值均小於以「劇烈天氣監測系統」(QPESUMS)之雨量資料，與撞擊式雨滴譜儀觀測資料所計算之數值。這個差別可能與雙偏極化雷達所估算出的雨滴粒徑分布參數有相關，由於雙偏極化雷達可以同時發射水平和垂直偏極化方向的電磁波(圖7.2)，因此也可以得到水平回波(Z_H)和垂直回波(Z_V)之回波強度值，以及差異反射率(Z_{DR})資料，進而可以推算出雨滴粒徑分布，以及降雨率和降雨動能。也即在雨滴粒徑的分布參數中，中值體積粒徑(D_0)與總降雨濃度(N_0) 是主要的控制因子。其中，中值體積粒徑的大小，直接決定一半體積降雨的雨滴粒徑大小，而總降雨濃度則決定降雨量的多寡。在「劇烈天氣監測系統」中所採用的雨滴粒徑在分布函數的估算上，中值體積粒徑與總降雨濃度為一定值，但是雙偏極化雷達則是進行每小時雨滴粒徑的估算。

從雙偏極化雷達接收到雨滴粒徑可以依照其方程式(Battan, 1973)，求得其反射回波(Z)。其中， λ 為電磁波波長， K 為介質因子， D 為雨滴的粒徑， D_{max} 為最大的雨滴的粒徑， D_{min} 為最小的雨滴粒徑， σ 為雨滴粒子的反射截面積(backscattering cross section)， $N(D)$ 為雨滴粒徑分布函數。若觀測目標皆為圓球體的水象粒子時，則雨滴粒子的反射截面(σ)，可由(7.2)式衍伸求得。其中，(7.1)式也可直接將反射回波(Z)修正為(7.3)式。

$$Z = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \int_{D_{min}}^{D_{max}} \sigma(D) N(D) dD \quad (7.1)$$

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad (7.2)$$

$$Z = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^6 N(D) dD \quad (7.3)$$

然而雨滴在降落過程中，因為空氣阻力的作用會產生扭曲變形呈橢圓狀，因此水平及垂直偏極化兩個方向的電磁波反射截面會有所不同，進而可以把偏極化的水平反射截面(σ_H)及垂直反射截面(σ_V)表示為：

$$\sigma_H = \frac{16\pi^7}{9\pi^4} D \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P'} \right|^2 \quad (7.4)$$

$$\sigma_V = \frac{16\pi^7}{9\pi^4} D \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P} \right|^2 \quad (7.5)$$

在(7.4)及(7.5)式中， P 及 P' 為幾何因子， m 為雨滴粒子的複數折射率。而將(7.4)及(7.5)式帶回(7.1)式中，便可得到橢圓雨滴粒子所造成的水平回波(Z_H)及垂直回波(Z_V)：

$$Z_H = \frac{16\pi^2}{9|K|^2} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P'} \right|^2 N(D) dD \quad (7.6)$$

$$Z_V = \frac{16\pi^2}{9|K|^2} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P} \right|^2 N(D) dD \quad (7.7)$$

而差異反射率(Z_{DR})便是藉由水平回波(Z_H)及垂直回波(Z_V)的推導而求得，如(7.8)所示。也因此，差異反射率與雨滴扁平程度呈正相關。

$$Z_{DR} = 10 \log \left(\frac{Z_H}{Z_V} \right) \quad (7.8)$$

另外，從雷達回波計算出Gamma分布的三個控制參數(Ulbrich & Atlas, 1984)： N_0 、 μ 、 Λ ，也應用在雙偏極化雷達中雨滴粒徑分布函數的運算，如(7.9)式所示(Zhang et al., 2001)。其中， N_0 為單位體積單位降雨量之雨滴個數($m^{-3} mm^{-1}$)， Λ 為Gamma分布之斜率， μ 為無因次之參數，而 μ 與 Λ 之關係如(7.10)所示。

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) \quad (7.9)$$

$$\Lambda = 1.935 + 0.735\mu + 0.0365\mu^2 \quad (7.10)$$

由於雙偏極化雷達可以求到水平回波和垂直回波的強度，因此透過(7.11)式可以求得 N_0 ，(7.12)式可以求得差異反射率(Z_{DR})。若將(7.10)式帶入(7.12)式中，透過差異反射率進而求得 μ 之數值，同時得到Gamma分布之斜率 Λ ，其中 ΔD 為0.01 mm， D_{min} 為0.3 mm， D_{max} 為5.4 mm。

$$Z_H = N_0 \frac{16\pi^2}{9|K|^2} \sum_{D_{min}}^{D_{max}} D^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P'} \right|^2 D^\mu e^{-\Lambda D} \Delta D \quad (7.11)$$

$$Z_{DR} = 10 \log \left(\frac{\sum_{D_{min}}^{D_{max}} D^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P'} \right|^2 D^\mu e^{-\Lambda D} \Delta D}{\sum_{D_{min}}^{D_{max}} D^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P} \right|^2 D^\mu e^{-\Lambda D} \Delta D} \right) \quad (7.12)$$

在得到雨滴的粒徑分佈函數後，便可利用(7.13)式及(7.14)式分別計算降雨強度(I , mm/hr)以及降雨動能(e_k , $J m^{-2} mm^{-1}$)，其中 D 為雨滴粒徑(mm)， $N(D)$ 為Gamma分布的雨滴粒徑函數， $V(D)$ 為雨滴的終端落速， ρ 為液態水的密度($1 g/cm^3$)。

$$I = \frac{\pi}{6} \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^3 N(D) V(D) dD \quad (7.13)$$

$$e_k = \frac{\pi\rho}{6} \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^3 N(D) V^2(D) dD \quad (7.14)$$

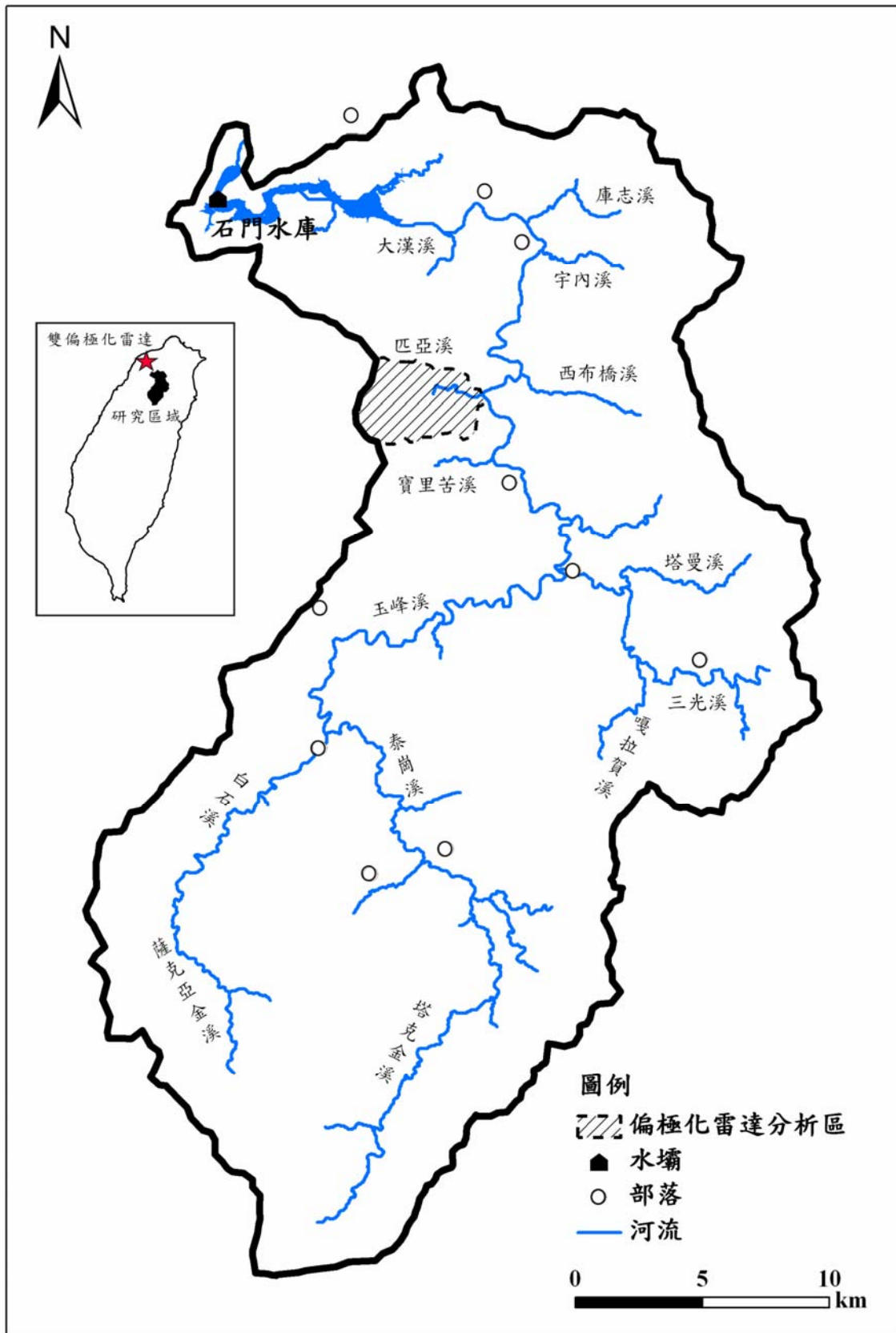


圖7.1雙偏極化雷達位置與資料分析區

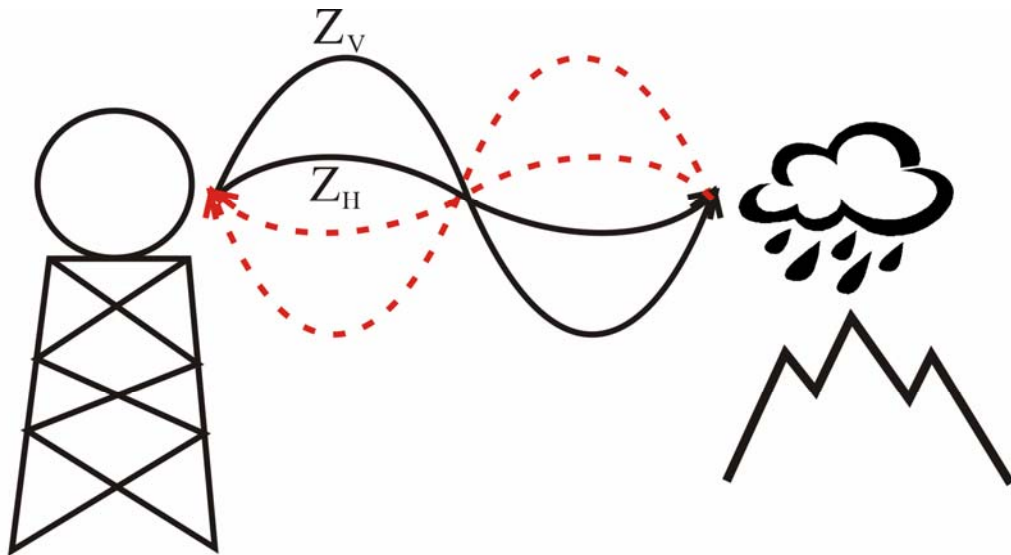


圖7.2 雙偏極化雷達示意圖

7.2 降雨估算結果比較

在辛樂克颱風期間，匹亞溪子集水區從雙偏極化都卜勒雷達及「劇烈天氣監測系統」之都卜勒雷達的降雨量資料統計結果顯示(圖 7.3)，累積雨量方面分別為 524 mm 及 849 mm，最大小時降雨量分別為 25 mm/hr 及 52 mm/hr。從小時雨量來看，在分析期間的 80 個小時中，雙偏極化都卜勒雷達所估算之小時雨量有 59 個小時都低於 10 mm/hr，佔整個事件的 73%，而由「劇烈天氣監測系統」估算低於 10 mm/hr 的小時雨量只有 39 個小時，佔整個事件的 48%。整體而言，就降雨的趨勢方面，兩者在事件其間出現最大小時降雨量的時間以及峰值波動的形態大致上相同，累積雨量線的趨勢也無明顯差異，但雙偏極化雷達在雨量的估算上，明顯的比「劇烈天氣監測系統」之都卜勒雷達所估算的數值較低。

在降雨動能方面，從兩種雷達資料所計算之降雨動能統計結果顯示(圖7.4)，最大小時動能分別為雙偏極化雷達的 145 J/m^2 ，以及「劇烈天氣監測系統」的 1365 J/m^2 ，而累積動能分別為 2907 J/m^2 及 16629 J/m^2 。整體而言，就小時動能分佈的形態上，兩種雷達資料所估算之動能發生峰值的時間以及累積動能的趨勢皆沒有明顯的差異，而在動能的數值上，以最大小時動能而言，「劇烈天氣監測系統」之數值約為雙偏極化雷達估算之值的10倍高，在累積動能方面，雙偏極化雷達之累積動能僅有「劇烈天氣監測系統」所估算之值的17%而以，明顯的比「劇烈天氣監測系統」所估算之動能低。

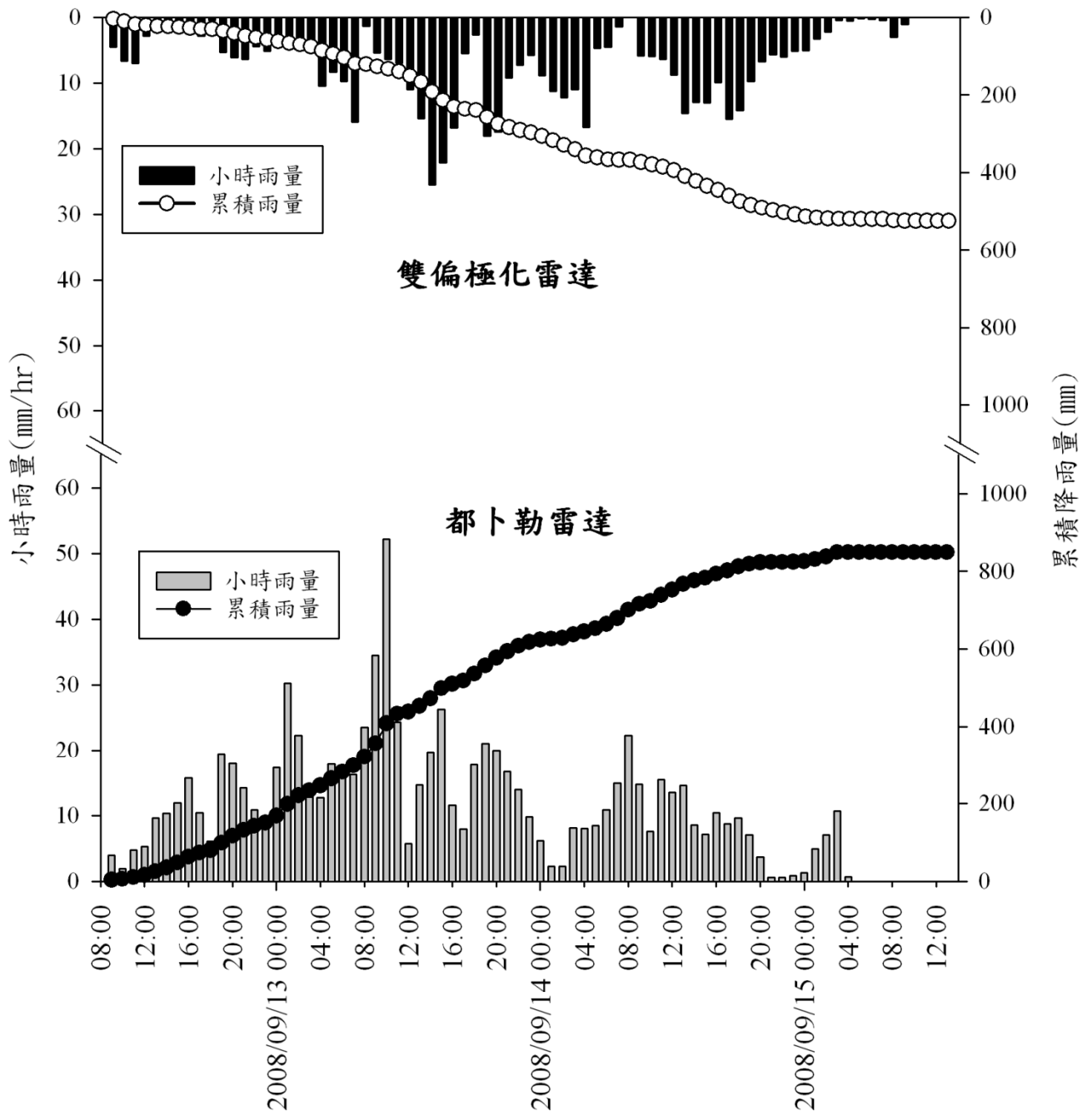


圖 7.3 雷達雨量資料比較

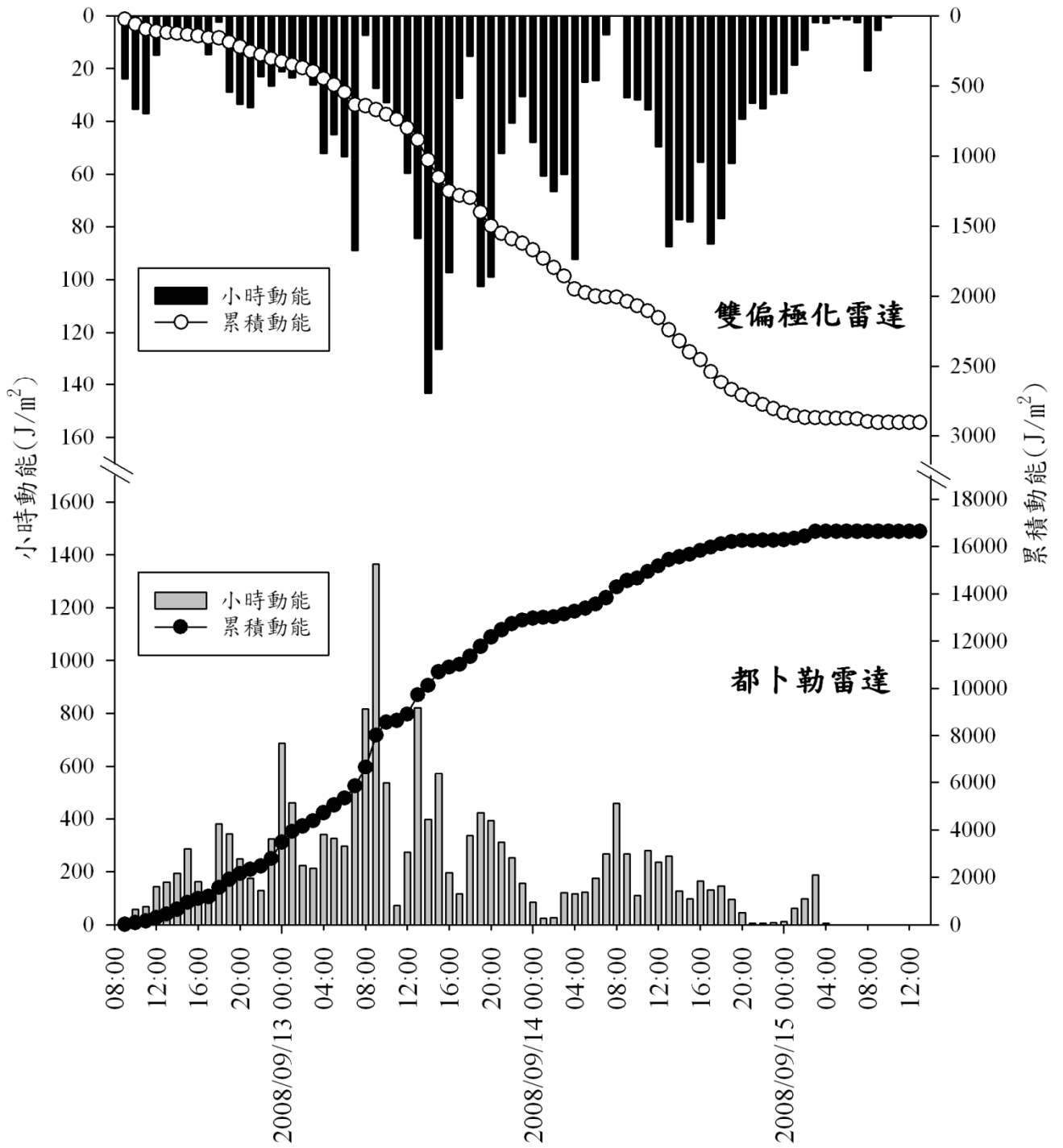


圖 7.4 降雨動能估算比較圖

7.3 雨滴譜儀參數

由於雙偏極化雷達具有即時計算雨滴粒徑分布的能力，因此每小時的中值體積粒徑(D_0)與總降雨濃度(N_0)的數值是連續變化的，同時將雨滴粒徑分布函數帶入偏極化雷達之公式，可以估算出小時降雨率及小時動能。反觀 QPESUMS 則必須結合撞擊式雨滴譜儀觀測資料，回歸出一長期的雨滴粒徑分布函數，因此中值體積粒徑(D_0)與總降雨濃度(N_0)的數值在 QPESUMS 中為一定值。

在颱風期間的中值粒徑統計結果顯示(圖 7.5)，雙偏極化都卜勒雷達所估算之中值體積粒徑大約在 1.5 mm 至 1 mm 之間波動，整個事件平均的中值體積粒徑為 1.29 mm，而相較撞擊式雨滴譜儀(JWD)長期觀測回歸之中值體積粒徑 0.82 mm，於本研究利用雙偏極化都卜勒雷達所估算之中值體積粒徑較大。

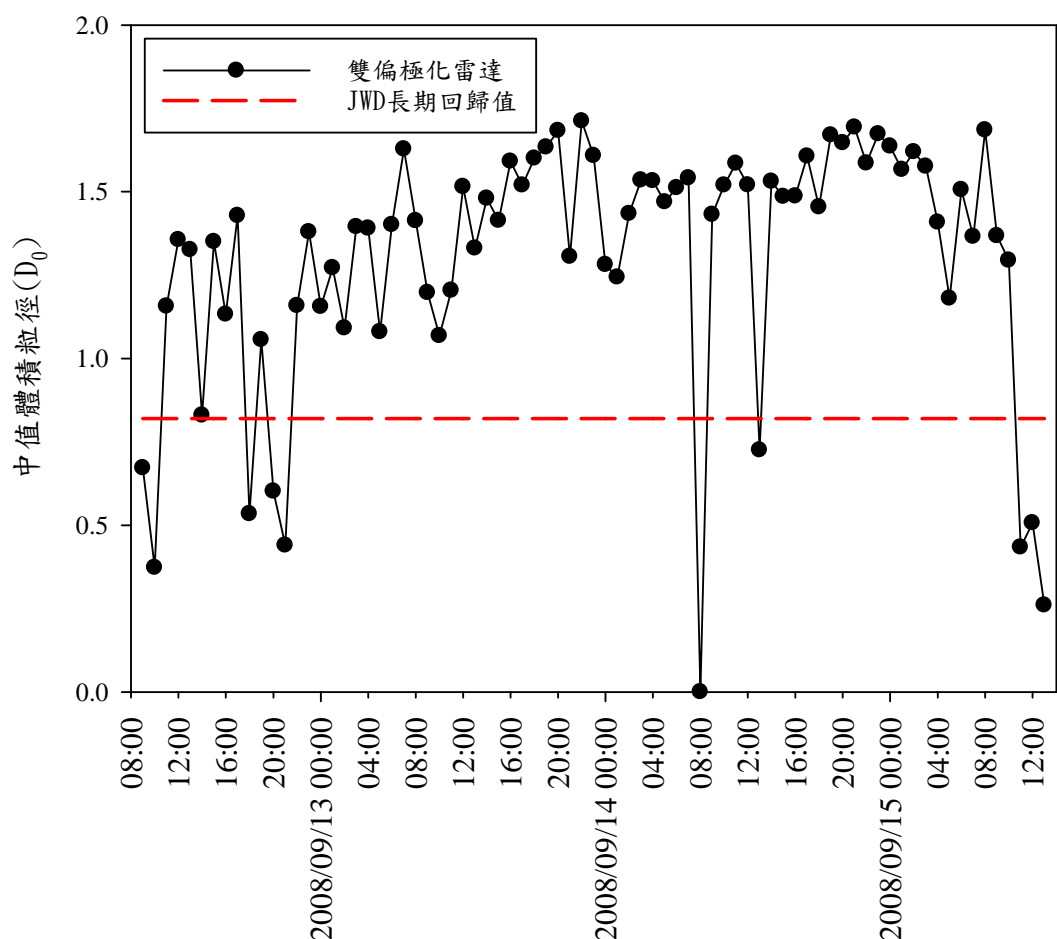


圖 7.5 中值體積粒徑分布圖

在颱風期間的總降雨濃度統計結果顯示(圖 7.6)，由雙偏極化都卜勒雷達所估算之總降雨濃度之分佈範圍從 $0 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 至 $16000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 之間，平均總降雨濃度為 $4012 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ ，相較於撞擊式雨滴譜儀長期回歸的總降雨濃度，其值為 $7050 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 的定值，更能描述實際降雨時，總降雨濃度是會隨著時間而改變的。整體而言，雖然雙偏極化雷達所估算之總降雨濃度最大值遠大於撞擊式雨滴譜儀之定值 2 倍，但以觀測期間雙偏極化雷達所估算之平均總降雨濃度，其值卻僅為撞擊式雨滴譜儀的 56%，此意義顯示，於颱風期間，一個區域的總降雨濃度會隨著時間改變而有消長。

整體來說，在颱風事件期間，雙偏極化都卜勒雷達所估算的中值體積粒徑比撞擊式雨滴譜儀之長期觀測值高，但在總降雨濃度方面，平均來說雙偏極化都卜勒雷達所求得的測值比撞擊式雨滴譜儀之長期觀測值低了近一半。因此，雙偏極化雷達所估算的降雨量及降雨動能，可能受到總降雨濃度的影響，比劇烈天氣系統所估算的值低。

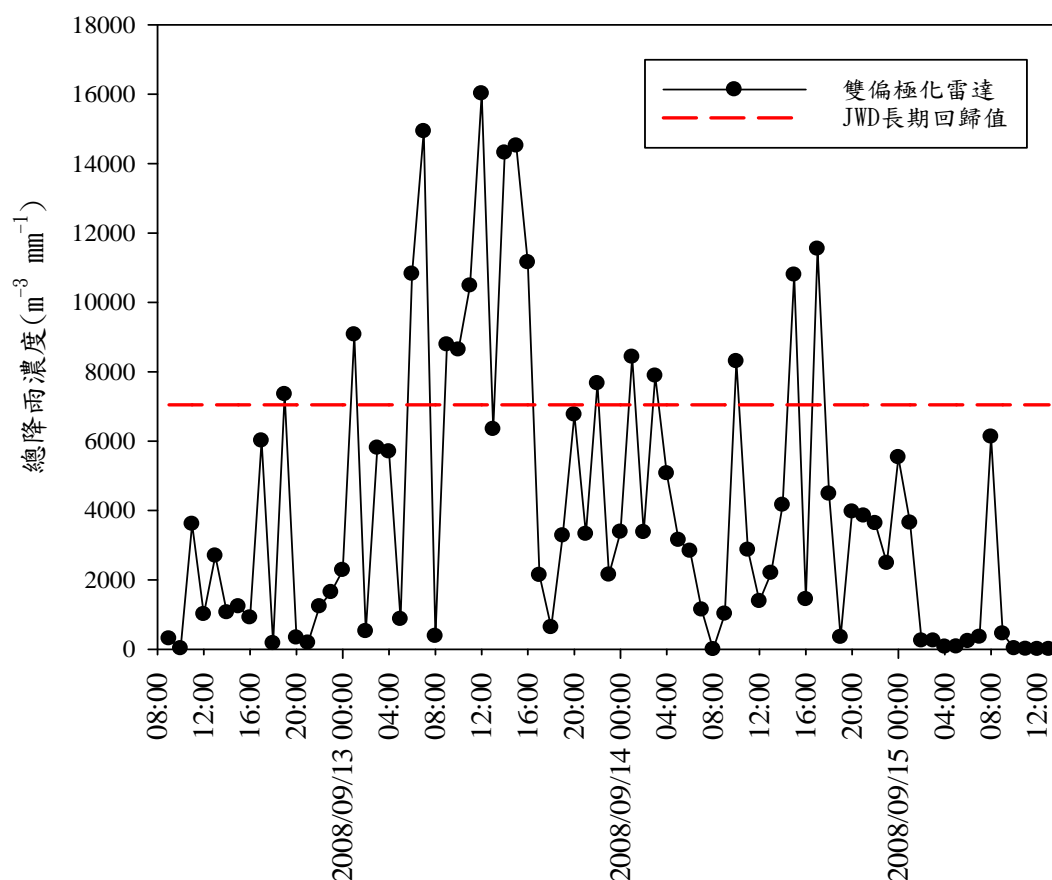


圖 7.6 總降雨濃度趨勢圖

第八章 結論

1. 本研究區在 2005 年瑪莎颱風後，及 2008 年辛樂克颱風後之崩塌率分別為 1.03 及 0.96，並具有高新生率及低重現率的崩塌型態，崩塌地的面積大致上是以小於 2000 m² 的小型崩塌為主，崩塌坡度多集中於 30°~50° 度之間，崩塌之高程集中於 1000~2000 m 之間。
2. 在岩層內之崩塌，本研究區主要發生於乾溝層、大桶山層及澳底層，此與這三種地層之較低的岩石單壓強度以及較高的單位體積解理數有關。
3. 研究結果顯示，降雨歷時、累積降雨量、累積降雨動能、最大 24 小時降雨量，以及降雨動能都與崩塌率有明顯的正相關，而單位面積輸砂量則與累積降雨量及降雨動能有明顯的正相關。其中，降雨動能比降雨量之關係性高。
4. 白石溪子集水區為本研究區最重要的輸砂量來源，此與白石溪子集水區在兩次颱風事件中，有最高的累積降雨動能以及累積降雨量有明顯的正相關。
5. 當降雨動能超過 2000 J/m² 時，河水中的輸砂量會有明顯上升的趨勢。這可能是因為當降雨動能累積到此門檻值時，舊有的崩塌地開始再活動，或是新的崩塌地開始發生，使得這些崩塌材料被大量地表逕流沖刷至河道中。
6. 從雙偏極化雷達資料所估算之降雨量與降雨動能，都比「劇烈天氣監測系統」與現地撞擊式雨滴譜儀觀測資料所估算之數值小，但其高空間解析度之雨滴粒徑分布估算能力，有助於了解降雨量及降雨動能的分布，以及對未來崩塌及輸砂量分析的研究。

參考文獻

中文部分

- 水利署 (2009) 台灣水文年報總冊，經濟部水利署。
- 北區水資源局 (2005) 經濟部水利署北區水資源局九十四年年報，共 307 頁。
- 北區水資源局 (2008) 經濟部水利署北區水資源局九十七年年報，共 314 頁。
- 北區水資源局 (2009) 經濟部水利署北區水資源局九十八年年報，共 305 頁。
- 何春蓀 (1986) 台灣地質概論—台灣地質圖說明書，經濟部中央地質調查所，共 163 頁。
- 吳舜華 (2006) 利用雨滴譜儀分析不同醬水系統之微物理特性研究，國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，共 100 頁。
- 呂銘翔、陳宏宇 (2009) 新武呂溪流的山崩與輸砂量在地震與颱風事件中的相對應關係，工程環境會刊，第 22 期，21-54。
- 林雨我、徐晉準 (1988) 侵襲台灣颱風之分析研究，氣象學報，34，4，196-215。
- 林冠璋、莊善傑、袁承偉、陳宜徽、陳宏宇 (2007) 台灣中北部地區河流集水區之山崩與輸砂量之關係，工程環境會刊，第 19 期，81-96。
- 林業試驗所 (2007) 97 年台灣土壤資源資訊建置報告書，共 182 頁。
- 胡剛、毛爾威 (1986) 台灣地質圖說明書—圖幅第 8 號，桃園，經濟部中樣地質調查所。
- 國家災害防救科技中心 (2005) 石門水庫土砂災害問題分析，共 45 頁。
- 陳培元 (2008) 台灣地質，台灣省應用地質技師公會，共 500 頁。
- 塗明寬、陳文政 (1991) 台灣地質圖說明書—圖幅第 13 號，竹東，經濟部中樣地質調查所。
- 楊政潭 (2002) 雷達回波應用於颱風降雨空間分佈與總量之研究—以納莉颱風為例，國立中央大學水文科學研究所碩士論文，共 93 頁。

鳳雷 (1992) 雷達回波垂直結構與降水定量估計—楊希颱風，國立台灣大學大氣
科學研究所碩士論文，共 69 頁。



外文部分

- Agassi, M., Morin, J. and Shainberg, I. (1985) Effect of Raindrop Impact Energy and Water Salinity on Infiltration Rates of Sodic Soils. *Soil Science Society of America Journal*, Vol. 49, pp. 186-190.
- Aleotti, P. (2004) A warning system for rainfall-induced shallow failures. *Engineering Geology*, Vol. 73, pp. 247-265.
- ASTM (2006) Annual books of ASTM standards.
- Atlas, D. and Ulbrich, C. W. (1977) Path- and area integrated rainfall measurement by microwave attenuation in the 1-3 cm band. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 16, pp. 1322-1331.
- Battan, L. J. (1973) *Radar Observations of the Atmosphere*. University of Chicago Press, pp. 324.
- Beard, K. V. (1976) Terminal velocity and shape of cloud and precipitation drops aloft. *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 33, pp. 851-864.
- Bent, A. E. (1943) Radar echoes from atmospheric phenomena. MIT radiation laboratory Rep., No. 173, pp. 10.
- Brandes, E. A., Zhang, G. and Vivekanandan, J. (2003) An evaluation of a drop distribution based rainfall estimator. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 42, pp. 652-660.
- Caine, N. (1980) The rainfall intensity – duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, Vol. 62, No. 1/2, pp.23-27.
- Chang, K. T., Chiang, S. H. and Lei, F. (2008) Analysing the Relationship Between Typhoon-Triggered Landslides and Critical Rainfall Conditions. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 33, pp. 1261-1271.
- Chen, C. S., Chen, W. C., Chen, Y. L., Lin, P. L. and Lai, H. C. (2005) Investigation of

- orographic effects on two heavy rainfall events over southwestern Taiwan during the Mei-yu season. *Atmospheric Research*, Vol. 25, pp. 101-130.
- Chuang, S. J., Chen, H., Lin, G. W., Lin, C. W. and Chang, C. P. (2009) Increase in basin sediment yield from landslides in storms following major seismic disturbance. *Engineering Geology*, Vol. 103, pp. 59-65.
- Dadson, S. J. (2004) *Erosion of an Active Mountain Belt*. Ph. D. Thesis, Department of Earth Sciences, University of Cambridge.
- Dahal, R. K., and Hasegawa, S. (2009) Representative rainfall thresholds for landslides in the Nepal Himalaya. *Geomorphology*, Vol. 100, pp. 498-510.
- Das, B. M. (2006) *Principles of Geotechnical Engineering*. 6th edition.
- Diskin, M. H. and Nazimov, N. (1996) Ponding time and infiltration capacity variation during steady rainfall. *Journal of Hydrology*, Vol. 178, pp. 369-380.
- Ellison, W. D. (1944) Studies of raindrop erosion. *Agricultural Engineering*, Vol. 25, pp. 131-136 see also pp. 181-182.
- Hall, M. J. (1970) Use of the stain method in determining the drop size distribution of coarse liquid sprays. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, Vol. 13, pp. 33-37 see also pp. 41.
- Head, K. H. (1994) *Manual of soil laboratory testing*. 2nd edition.
- Hovious, N., Stark, C. P., and Allen, P. A. (1997) Sediment flux from an active mountain belt derived by landslide mapping. *Geology*, Vol. 25, pp. 231-234.
- Hovious, N., Stark, C. P., Chu, H., and Lin, J. (2000) Supply and removal of sediment in a landslide-dominated mountain belt: Central Range, Taiwan. *Journal of Geology*, Vol. 108, pp. 73-89.
- ISRM (1981) *Rock characterization testing & monitoring: ISRM suggested methods*. Pergamon, pp. 1-121.
- Iverson, R. M. (2000) Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources*

- Research, Vol. 36, No. 7, pp. 1897-1910.
- Johnson and Wichern, D. W. (1982) Applied Multivariate Statistical Analysis. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Joss, J., Schram, and Waldvogel, A. (1967) Ein Spectrograph für Nieder-slagströfpe mit automatischer Auswertung. Pure and Applied Geophysics, Vol. 68, pp. 240-246.
- Joss, J., Schram, Thomas, J. C. and Waldvogel, A. (1968) On the quantitative determination of precipitation by radar. Scientific Communication, No. 63, Department of the Federal Commission on the study of Hail Formation and Hail Suppression, Ticinese Observatory of the Swiss Central Meteorological Institute, Federal Institute of Technology, Zurich, pp. 38.
- Kinnell, P. I. A. (1980) Rainfall intensity-kinetic energy relationships for soil loss prediction. Soil Science Society of America Proceedings, Vol. 45, pp. 153-155.
- Law, J. O. (1941) Measurements of fall-velocity of water-drops and raindrops. Transactions of the American Geophysical Union, Vol. 24, pp. 452.
- Law, J. O. and Parsons, D. A. (1943) The relation of raindrop size to intensity. Transactions of the American Geophysical Union, Vol. 26, pp. 452-460.
- Lin, G. W., Chen, H., Chen, Y. H. and Horng, M. J. (2008) Influence of typhoons and earthquakes on rainfall-induced landslides and suspended sediments discharge, Engineering Geology. Vol. 97, pp. 32-41.
- Lin, G. W., Chen, H., Hovius, N., Horng, M. J., Dadson, S., Meunier, P. and Lines, M. (2008) Effects of earthquake and cyclone sequencing on landsliding and fluvial sediment transfer in a mountain catchmen. Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 33, pp. 1354-1373
- Marshall, J. S. and Palmer, W. Mc K. (1948) The distribution of raindrops with size. Journal of Meteorology, Vol. 5, pp. 165-166.

- Marshall, J. S., Langille, R. C. and Palmer, W. Mc K. (1947) Measurement of rainfall by radar. *Journal of Meteorology*, Vol. 4, pp. 186-192.
- Mihara, Y. (1951) Raindrops and soil erosion. *Bulletin of the National Institute of Agricultural Science, Series A1*, Japan, pp. 48-51
- Rayleigh, L. (1871) On the scattering of light by small particles. *Philosophical Magazine*, Vol. 41, pp. 447-452.
- Sidle, R. C., Swanston, D. N. (1982) Analysis of small debris flow in coastal Alaska. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 19, pp. 167-174.
- van Dijk, A.I.J.M, Bruijnzeel, L. A., and Rosewell, C. J. (2002) Rainfall intensity-kinetic energy relationships: a critical literature appraisal. *Journal of Hydrology*, Vol. 261, pp. 1-23.
- Walling, D. E. (1977) Assessing the accuracy of suspended sediment rating curves for a small basin. *Water Resources Research*, Vol. 13, pp. 531-538.
- Wiesner, J. (1895) Beiträge zur Kenntniss der Grösze de tropischen Regens, *Akademie der Wissenschaften. Mathematika-Naturwissenschaften Klasse*, Vol. 104, Sitz Berlin Verlag, pp. 1397-1434.
- Wilson, J. W. (1970) Integration of radar and raingauge data for improved rainfall measurement. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 9, pp. 489-497.
- Wischmeier, W. H. and Simth, D. D. (1958) Rainfall energy and its relation to soil loss. *Transactions of the American Geophysical Union*, Vol. 39, pp. 285-291.
- Wischmeier, W. H., and Smith, D. D. (1978) Prediction Rainfall Erosion Losses. *USDA Agricultural Handbook No. 537*.
- Xin, L., Recuter, G. and Larochelle, B. (1997) Reflectivity-rain rate relationship for convective rainshowers in Edmonton. *Atmosphere Ocean*, Vol. 35, pp. 513-521.
- Zhang, G., Vivekanandan, J. and Brandes, E. A. (2001) A method for estimating

rainrate and drop size distribution from polarimetric radar measurements. IEEE Transactions on Geosciences and Remote sensing, Vol. 39, No.4, pp. 830-841.

Zhang, J., Howard, K. and Gourley, J. J. (2005) Constructing three-dimensional multiple radar reflectivity mosaics: examples of convective storms and stratiform rain echoes. Journal of Atmosphere and Ocean Technology, Vol. 22, pp. 30-42.

Zhang, J., Howard, K., Chang, P. L., Chiu, T. K., Chen, C. R., Langston, C., Xia, W., Kaney, B. and Lin, P. F. (2009) High-Resolution QPE System for Taiwan. Data Assimilation for Atmospheric, Oceanic and Hydrologic Applications, pp. 147-162.



附錄一 年度雨量表

年份	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	合計
1988	0	84	203	313	0	30	136	188	80	1	70	27	1132
1989	76	20	29	320	488	101	362	181	592	8	42	125	2344
1990	145	142	149	777	27	42	13	1348	421	21	156	11	3252
1991	122	64	118	62	216	310	174	226	32	78	88	99	1589
1992	83	422	271	314	197	37	102	600	311	14	13	113	2477
1993	127	28	235	237	210	263	251	155	63	52	82	26	1729
1994	105	344	124	95	298	257	209	1183	127	693	1	40	3476
1995	88	234	198	183	294	232	499	228	134	48	35	38	2211
1996	28	148	90	377	382	115	992	297	330	68	15	21	2863
1997	75	263	216	80	237	577	180	1041	213	29	8	60	2979
1998	246	563	262	137	328	238	58	272	325	735	23	127	3314
1999	148	10	137	87	393	214	146	357	211	60	15	124	1902
2000	71	380	149	409	106	249	207	717	124	111	136	138	2797
2001	244	12	174	295	220	240	233	158	985	152	32	30	2775
2002	64	44	22	21	123	156	1023	138	391	90	58	143	2273
2003	64	36	190	312	86	374	200	119	680	128	16	2	2207
2004	87	192	158	138	136	13	425	2113	346	146	1	51	3806
2005	50	316	353	50	358	226	478	1717	212	193	23	39	4015
2006	63	84	197	388	349	558	179	96	331	1	145	0	2391
2007	117	46	141	216	236	442	90	483	555	586	77	22	3011
2008	75	94	129	88	172	210	356	65	1349	36	95	58	2727
平均	99	168	169	233	231	233	301	556	372	155	54	62	2632
單位：mm													

※資料來源為經濟部水利署水文水資源管理系統(1988~2008)

附錄二 年度降雨天數統計表

年份	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	合計
1988	0	8	18	18	0	7	10	19	10	1	7	3	101
1989	8	5	3	13	14	11	14	13	10	2	4	7	104
1990	12	9	12	19	9	6	2	13	11	3	7	3	106
1991	14	8	9	5	11	13	11	10	8	10	7	7	113
1992	15	17	13	15	14	7	6	21	10	4	4	8	134
1993	9	7	14	13	11	13	16	13	9	8	6	8	127
1994	13	15	14	7	15	14	9	17	9	6	1	6	126
1995	9	20	17	7	14	9	19	21	8	4	6	4	138
1996	2	9	12	13	19	11	15	14	13	10	7	9	134
1997	12	18	13	9	12	23	16	16	13	4	2	11	149
1998	8	18	9	14	23	17	11	21	14	14	10	10	169
1999	11	4	14	9	16	13	16	17	11	8	3	8	130
2000	6	18	13	18	8	15	14	15	12	9	12	9	149
2001	9	5	13	18	21	20	15	10	20	7	5	9	152
2002	7	7	7	3	7	12	18	11	15	9	8	9	113
2003	6	5	11	10	6	16	8	12	9	6	3	1	93
2004	13	8	12	7	10	5	15	13	16	5	1	3	108
2005	10	14	16	10	18	16	9	17	8	6	3	5	132
2006	8	5	14	14	16	21	11	8	12	1	11	0	121
2007	9	8	12	13	11	22	10	21	17	4	10	2	139
2008	9	15	8	12	16	13	11	5	15	5	6	6	121
平均	9	11	12	12	13	14	12	15	12	6	6	6	127

單位：天

※資料來源為經濟部水利署水文水資源管理系統(1988~2008)

附錄三 野外露頭調查結果

露頭編號	節理組數	單位體積節理數	施密特錘反彈數	地層	
1	1	8	32	澳底層	
2	1	16	14		
3	1	19	36		
4	2	22	20		
5	2	24	29		
6	1	22	33		
7	2	9	16		
10	2	15	35		
11	1	15	24		
12	1	13	28		
13	1	16	20		
21	2	16	29		
32	1	20	14		
53	2	21	36		
54	2	20	35		
24	2	28	26		乾溝層
25	1	5	50		
27	2	7	23		
28	1	13	51		
30	1	6	53		
34	1	12	32		
44	1	10	36		
47	2	27	45		
48	2	20	42		
49	1	12	22		
50	2	6	40	四稜砂岩	
51	2	11	36		
52	2	8	23		
55	2	6	36		
56	2	11	55		
57	2	8	40		
14	2	10	50		大桶山層
15	1	15	55		
16	2	6	58		

露頭編號	節理組數	單位體積節理數	施密特錘反彈數	地層	
17	2	20	45	大桶山層	
18	2	13	22		
19	2	9	36		
20	2	25	47		
22	3	22	51		
23	1	15	34		
35	2	18	50		
36	2	19	50		
37	1	17	50		
38	2	33	23		
39	1	11	25		
40	2	30	24		
41	2	23	30		
42	2	22	25		
45	3	22	51		
58	2	8	33		中新世地層
59	2	10	44		
60	2	6	33		
61	2	8	45		
62	2	9	48		
63	2	7	41		

附錄四 岩石部分之試驗方法

1. 單位體積節理數估算

將野外露頭量測的節理數，依照 ISRM(1981)的規範，進行單位體積節理數的估算，計算的公式如下：

$$J_v = \frac{N_1}{L_1} + \frac{N_2}{L_2} + \frac{N_3}{L_3} + \dots + \frac{N_n}{L_n}$$

J_v ：單位體積節理數。

L_n ：垂直地層走向之第 n 組節理面的調查長度，介於 5m 至 10m 間。

N_n ：第 n 組節理面在調查長度 L_n 中的條數。

2. 含水量(Water content)

含水量為待測試體中所含的水份重量，相對於試體乾重之比值，通常以百分比來表示。參照 ISRM(1981)的建議試驗規範，試驗方法如下：

- (1)準備非侵蝕性的乾淨容器並予以秤重，紀錄其重量值 W_1 。
- (2)選取具代表性的岩石樣品至少 50 g 以上，並且其體積需大於其最大顆粒粒徑的 10 倍以上。
- (3)將選取的樣品放入上述已經秤重過的容器，再次予以秤重，紀錄其重量值 W_2 。
- (4)將岩石樣品連同容器一同放入烤箱中，以 105°C 持續熱烘乾 24 小時。
- (5)將烘乾後過的岩石樣品連同容器從烤箱取出，至入乾燥箱中冷卻 30 分鐘後，在一起秤重，紀錄其重量值 W_3 。
- (6)利用下列公式計算岩石樣品的含水量：

$$\text{含水量 } \omega (\%) = \frac{\text{孔隙水重}}{\text{乾燥樣品重}} \times 100 = \frac{W_2 - W_3}{W_3 - W_1} \times 100$$

3. 乾單位重(Dry unit weight)

乾單位重為單位體積內的試體總重與總體積之比值。試驗方法是將野外採回的樣品先烘乾再秤重，然後利用阿基米得原理求得試體的體積；將烘乾的樣品重除以試體體積，即可得到試體乾單位重。其計算公式如下所示：

$$\gamma_d = \frac{W_d}{V}$$

其中 γ_d 為乾單位重， W_d 為樣品烘乾後的重量， V 為樣品體積。

4. 孔隙率(Porosity)

孔隙率為試體中之空隙體積與試體總體積的比值，通常以百分比來表示，試驗方法參照 ISRM(1981)所提出利用飽和度的觀念來量測不規則試體的孔隙率，試驗方法如下：

- (1)準備非侵蝕性的乾淨容器並予以秤重，紀錄其重量值 W_1 。
- (2)選取代表性的岩石樣品至少 50 g 以上，並且其體積需大於最大顆粒粒徑的 10 倍以上，並用水將表面的灰塵清除乾淨。
- (3)將選取的樣品浸泡於水中至少 1 小時以上，並且不斷攪拌以去除岩石樣品中的空氣。
- (4)將泡水後的樣品取出，並用濕布擦乾試體表面多餘的水份，然後將其放入上述已經秤重過的容器中，再次予以秤重，紀錄其重量值 W_2 。
- (5)將岩石樣品連同容器一同放入烤箱中，以 105°C 持續熱烘乾 24 小時。
- (6)將烘乾後過的岩石樣品連同容器從烤箱取出，至入乾燥箱中冷卻 30 分鐘後，在一起秤重，紀錄其重量值 W_3 。
- (7)利用下列公式計算岩石樣品的孔隙率：

$$\text{孔隙體積 } V_v = \frac{[(W_2 - W_1) - (W_3 - W_1)]}{\rho_w}$$

$$\text{孔隙率}(\%) = \frac{\text{孔隙體積}V_v}{\text{樣品體積}V}$$

其中 ρ_w 為水的密度，樣品體積的試驗方法同上述 2. 乾單位重。

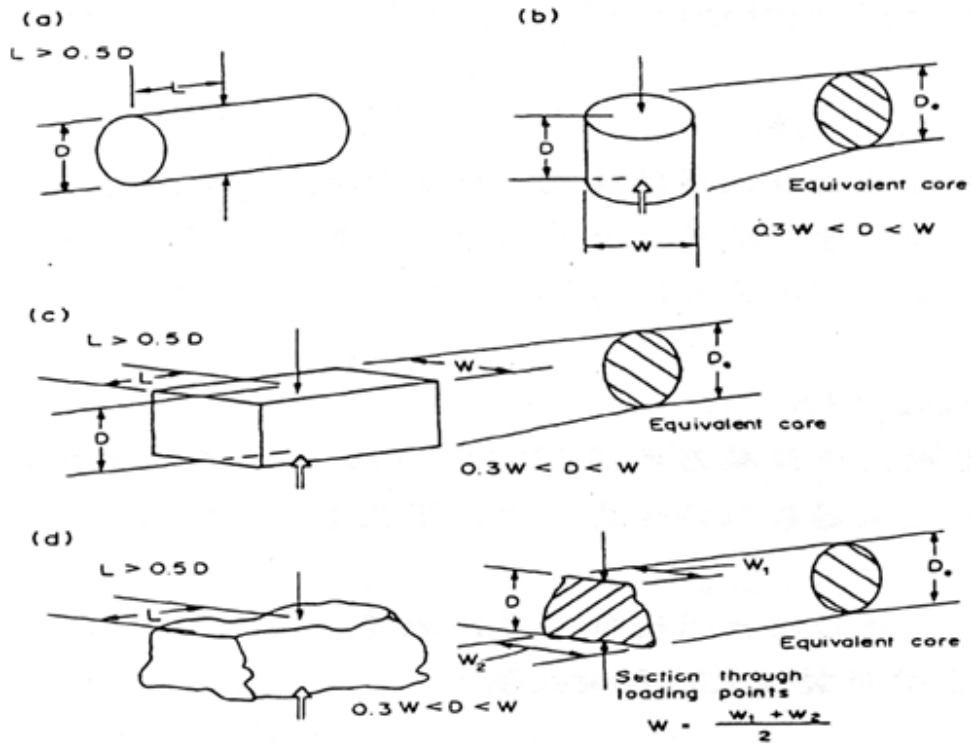
5. 點荷重試驗

本研究之點荷重試驗參照 ISRM(1985)建議規範進行，試體皆為現地採集的不規則岩石塊體，試驗方法與換算公式如下所示：

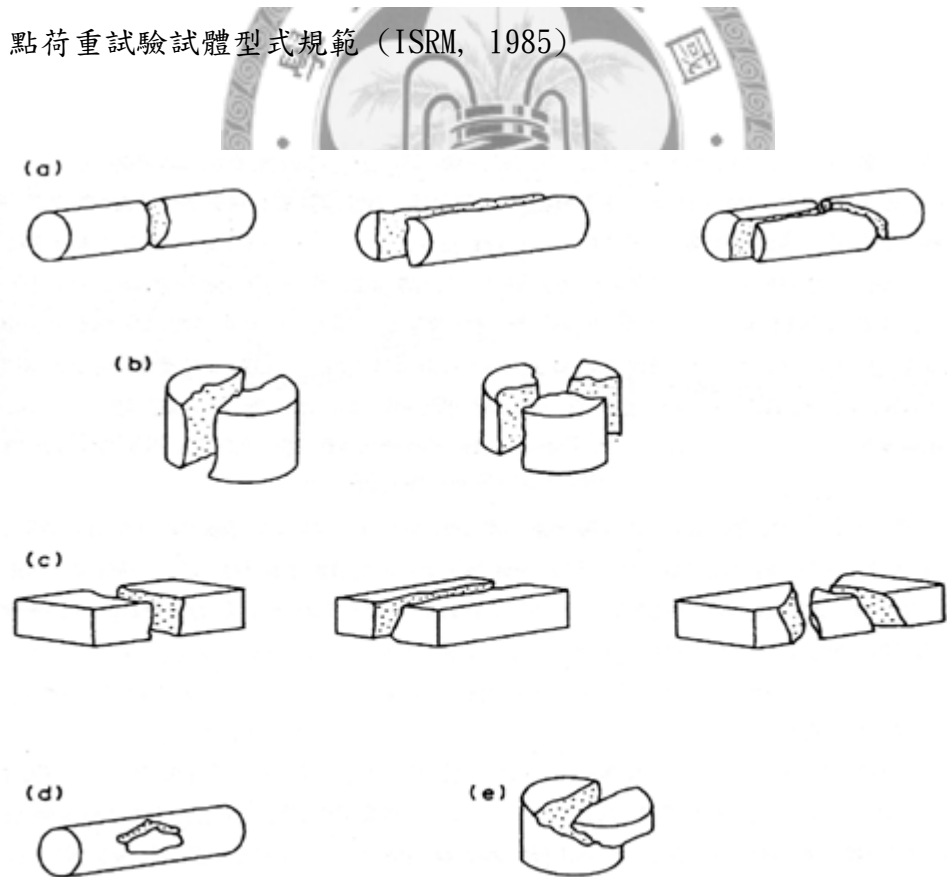
- (1)量測並紀錄岩塊試體的寬度 W 。
- (2)量測岩塊試體的厚度 D ，然後將試體置於點荷重試驗儀器的中心軸線位置。
- (3)開始穩定加壓，使試體在 10 至 60 秒內破壞，並且確定試體符合建議規範的破壞型式後，紀錄其發生破壞時的壓力值 P 。
- (4)將 P 值帶入 $IS=P/De^2$ ，其中 De 為試體相對之圓柱型直徑長度，可以由下列公式換算求得：

$$\begin{aligned} De^2 &= D^2 \quad (\text{適用於徑向試驗}) \\ &= 4A / \pi \quad (\text{適用於軸向、塊體、不規則塊體試驗}), A=W \times D \end{aligned}$$

- (5)最後利用尺寸修正的方式，將 Is 值加以修正後就得到點荷重強度指數 $Is(50)=F \times Is$ ，本研究採用尺寸修正因子 $F=(De/50)^{0.45}$ 。



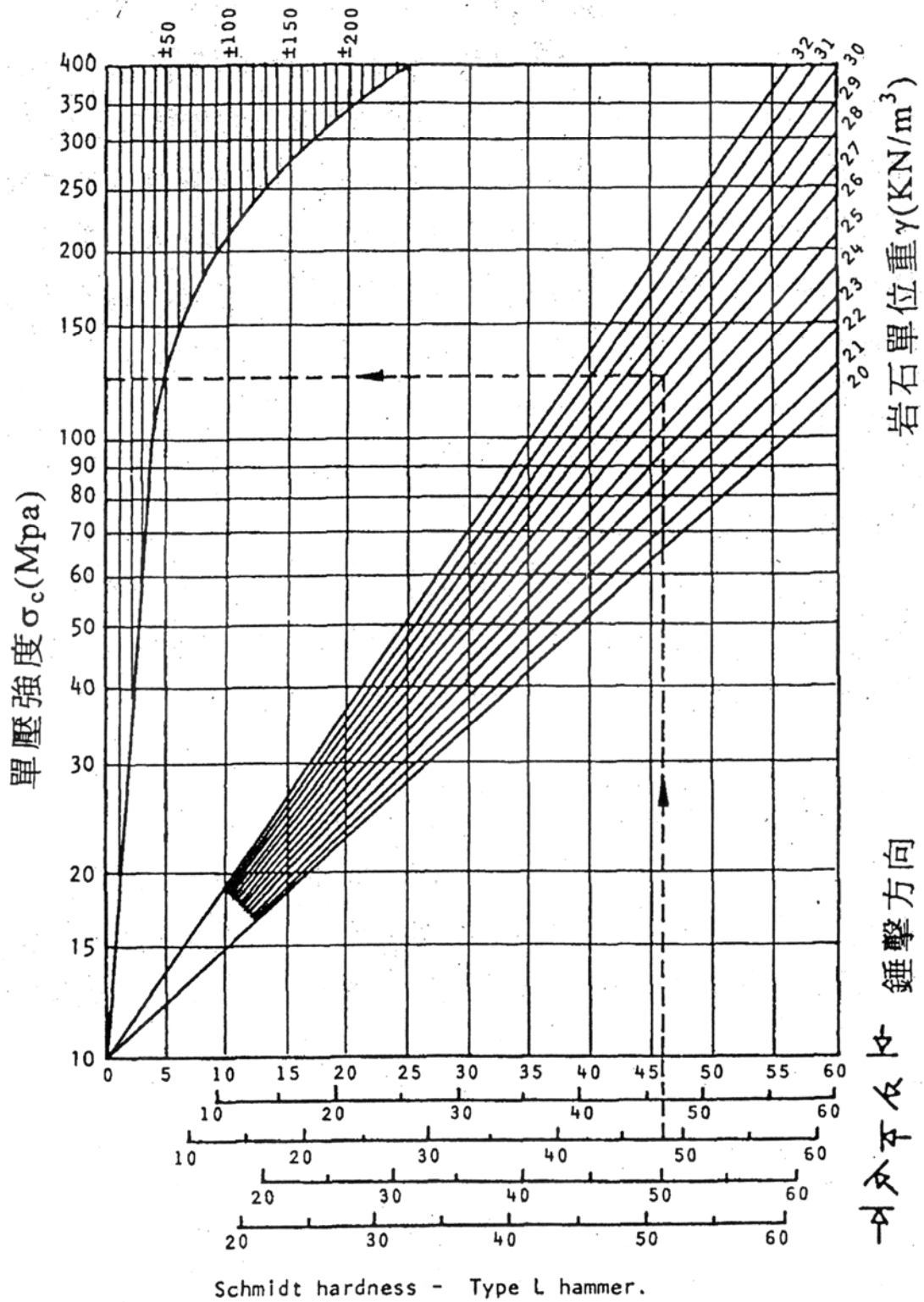
點荷重試驗試體型式規範 (ISRM, 1985)



點荷重試驗試體破壞示意圖，(a)~(c)為正確的破壞型式，(d)和(e)為不正確的破壞型式 (ISRM, 1985)

6. 施密特錘換算單壓強度表(摘錄自 Barton, 1976)

大部份岩石強度之離散程度(Mpa)



附錄五 土壤自然物理性質試驗方法

1. 含水量

含水量為待測試體中所含的水份重量，相對於試體乾重之比值，通常以百分比來表示。參照 ASTM(2006)的建議試驗規範，試驗方法如下：

- (1)準備非侵蝕性的乾淨容器並予以秤重，紀錄其重量值 W1。
- (2)將現場取回之濕土樣品取約 30 克，放入容器後，再次予以秤重，紀錄其重量值 W2。
- (3)將樣品連同容器一同放入烤箱中，以 105°C 持續熱烘乾 24 小時。
- (4)將烘乾後過的岩石樣品連同容器從烤箱取出，至入乾燥箱中冷卻 30 分鐘後，在一起秤重，紀錄其重量值 W3。
- (5)利用下列公式計算岩石樣品的含水量：

$$\begin{aligned}\text{含水量}\omega(\%) &= \frac{\text{孔隙水重}}{\text{乾燥樣品重}} \times 100 \\ &= \frac{W_2 - W_3}{W_3 - W_1} \times 100\end{aligned}$$

2. 阿太堡限度試驗

阿太堡限度試驗分為液性限度及塑性限度的求取，其單位以百分比表示，並可進一步計算出塑性指數。其實驗步驟如下：

(A) 液性限度

- (1) 取通過 40 號篩的氣乾土至少 50 克
- (2) 將土放置於平光玻璃板上加蒸餾水，並以藥刀調勻至少 10 分鐘。
- (3) 取部分土樣至於液限皿中，以藥刀抹平後，利用刮刀在土片中央劃開一槽，在搖動橫柄，使液限皿作每秒 2 次，上下 1 公分落距之敲擊。
- (4) 待槽底兩邊的土漸漸閉合長達 1.25 公分後，紀錄其打擊數 N ，並以藥刀挖取約 10 克左右的濕土，至於蒸發皿中求其含水量。
- (5) 重複 2-4 的步驟，同時打擊數均勻分佈於 10 至 40 之間。
- (6) 將結果回歸統計，求得打擊數 $N=25$ 之含水量，即為液性限度。

(B) 塑性限度

- (1) 取通過 40 號篩之氣乾土約 20 克
- (2) 將土至於平光玻璃板上，加蒸餾水以藥刀調勻後柔成土球。
- (3) 將土樣用手掌碾成直徑 3 mm 的土條，同時正好斷裂成數段。
- (4) 將斷裂的土放入蒸發皿，至少 5 克以上，求其含水量。
- (5) 將 3-4 之步驟重複 3 次以上，求其含水量之平均值，即為塑性限度。

3. 比重試驗

土粒比重為土力單位重與 4°C 水的單位重之比。其實驗步驟如下：

- (1) 取氣乾土約 50 克，拖過 10 號篩後均勻混合之。
- (2) 自乾燥器中取出 3 個比重瓶，稱其質量 m_F 。
- (3) 於每瓶中裝入約 15 克的土樣稱其質量和。並將質量和減去空瓶質量求得乾土重 m_S 。
- (4) 加入蒸餾水，使其充份淹沒土樣。
- (5) 將比重瓶移至加熱板上加熱至沸騰後約 15 分鐘，其間，經常搖動使其充分混合，並趕出所有氣泡。
- (6) 將其冷卻至室溫後，加滿蒸餾水並上塞，使其多餘之水由塞中小管流出。
- (7) 擦乾瓶外的水，稱(瓶+土+水)的質量和為 m_{FSW} 。
- (8) 將瓶中的土清出後清洗乾淨，並裝滿蒸餾水後上塞稱重，得(瓶+滿水)質量和為 m_{FS} 。
- (9) 利用下式計算出比重 G_S 。

$$G_S = \frac{m_S}{m_S - m_{FW} - m_{FSW}}$$

4. 單位重

單位重為單位樣品單位體積的重量。將直徑 6 公分，厚度 2 公分之取土環所取得之樣品稱重，剪去土環重量可得樣品重量，並除以土環之體積，求得樣品之單位重。而將樣品烘乾，稱得乾樣品重後，除以樣品體積，可得乾單位重。

5. 顆粒分析

顆粒分析是以定量性之方式，在土樣中計算不同粒徑的顆粒所佔之重量百分比。本試驗分為篩分析及比重計分析兩部分。篩分析試驗所採用篩網之包括各級尺度，並以濕篩法進行，為確保土樣之粗細粒徹底分離，所有土樣於過篩前皆浸泡於水中並搖晃攪動，過篩完畢後，再收集留於各篩上之土樣，烘乾後稱重，而通過 74 微米之細顆粒土樣部分，則進行比重計分析試驗，由比重計分析所得知結果經換算，合併篩分析之結果，即求得完整的顆粒分佈曲線。



附錄六 土壤直接剪力試驗方法

由土壤的直接剪力試驗可以得到土壤的抗剪角以及凝聚力等力學參數。在試驗前的試體準備部份，將由野外取得之樣品先放入烘箱，用 105°C 的溫度烘乾 24 小時，在依 ASTM(2006)及 Head(1994)的試驗規範及建議步驟進行如下：

- (1)將土壤從取土環頂出並修整樣品後，依序放入底板、下透水石、濾紙、樣品、濾紙、上透水石及上蓋於直剪盒中。
- (2)將直剪盒放入儀器中，掛上加壓架同時使其平衡，並依序加荷重 10 kg、20 kg 及 40 kg。如飽和試體則於荷重掛載後灌水並浸泡 24 小時後再進行下列步驟。
- (3)當 10 分鐘之沉陷量小於 0.05mm 時，視為初始壓密完成。將剪動速度調整為 0.15 mm/min 後開始剪動。
- (4)當破壞發生時，將其剪應力紀錄下來。並重複 1 至 4 步驟至少三組。
- (5)將正應力－剪應力做圖回歸一直線，其斜率即為抗剪角，在剪應力軸上之截距即為凝聚力。



附錄七 山崩判釋之衛星影像列表

Formosa II 衛星

事件	影像編號	接收時間
2005 瑪莎颱風前	16BA15(左)	2005/07/10
	163C7B(中)	2005/07/01
	12D883(右)	2005/04/30
2005 瑪莎颱風後	1FDC1E(左)	2005/12/24
	1E9A0C(中)	2005/12/01
	19763E(右)	2005/08/29
2008 辛樂克颱風前	476609(左)	2007/12/17
	479E02 (中)	2007/12/21
	48003B(右)	2007/12/28
2008 辛樂克颱風後	5B161E(左)	2008/12/11
	5B164F(中)	2008/12/11
	5AA659(右)	2008/12/03

附錄八 崩塌率計算公式

$$\text{崩塌率(\%)} = \frac{\text{研究區內總崩塌面積}}{\text{研究區總面積}} \times 100\%$$

$$\text{重現率(\%)} = \frac{\text{事件後再活動的崩塌面積}}{\text{事件前的崩塌總面積}} \times 100\%$$

$$\text{新生率(\%)} = \frac{\text{事件後新發生的崩塌面積}}{\text{事件後的崩塌總面積}} \times 100\%$$

$$= \left(1 - \frac{\text{事件後再活動的崩塌面積}}{\text{事件後的崩塌總面積}} \right) \times 100\%$$



附錄九 岩體性質對照表

單位體積節理數對應岩石破碎程度

節理數 (條/m ³)	對應的岩塊大小
<1	岩塊很大
1-3	岩塊大
3-10	岩塊中等
10-30	岩塊小
>30	岩塊很小
>60	粉碎狀岩塊

國際岩石力學學會單壓強度分級表

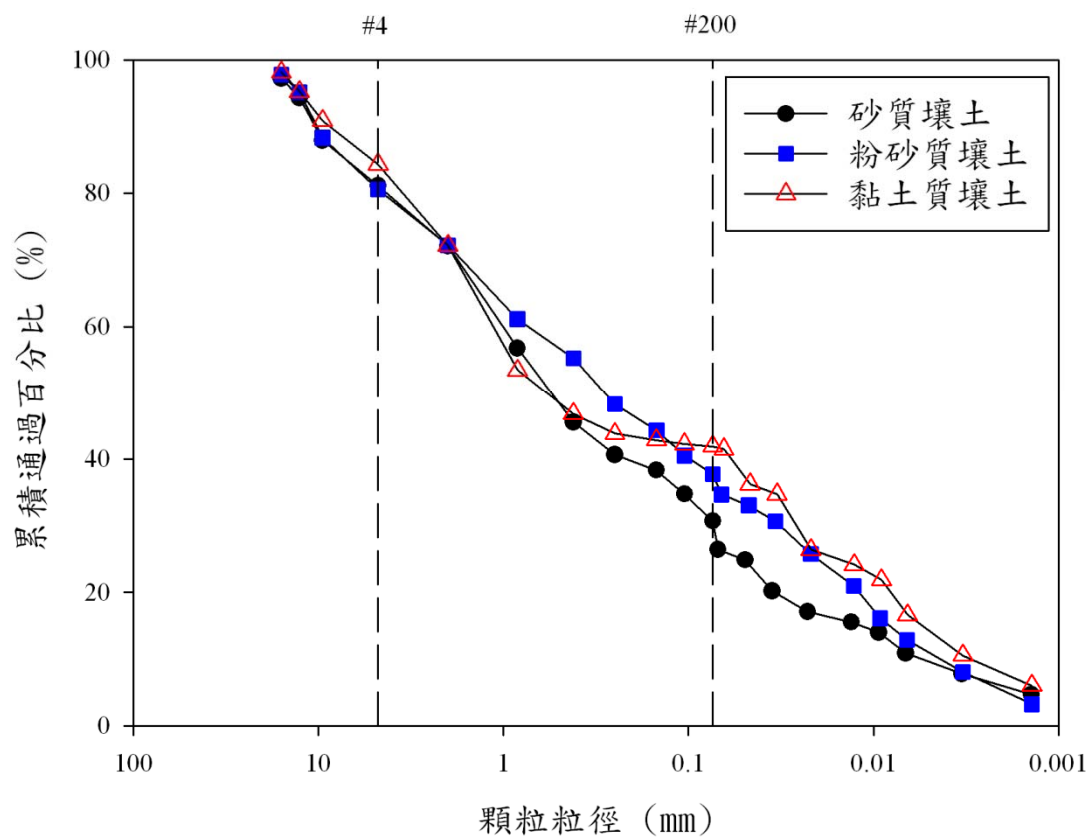
強度分級	編號	單壓強度(MPa)	強度分級	編號	單壓強度(MPa)
極弱岩	R0	0.25-1	強岩	R4	50-100
甚弱岩	R1	1-5	甚強岩	R5	100-250
弱岩	R2	5-25	極強岩	R6	>250
中強岩	R3	25-50			

附錄十 土壤自然物理性質試驗結果

土壤質地 自然物理性質	砂質壤土	粉砂質壤土	黏土質壤土
通過#10 號百分比(%)	72.09	72.19	72.14
有效粒徑 D10(mm)	0.005	0.004	0.002
中間粒徑 D50(mm)	0.588	0.292	0.704
D30(mm)	0.073	0.032	0.026
D60(mm)	1.088	0.759	1.247
均勻係數 Cu	217.6	189.55	623.5
曲率係數 Cd	97.959	0.337	0.271
礫石平均比重	2.57	2.46	2.59
#10 篩以下土壤比重	2.61	2.61	2.64
加權平均比重	2.59	2.56	2.62

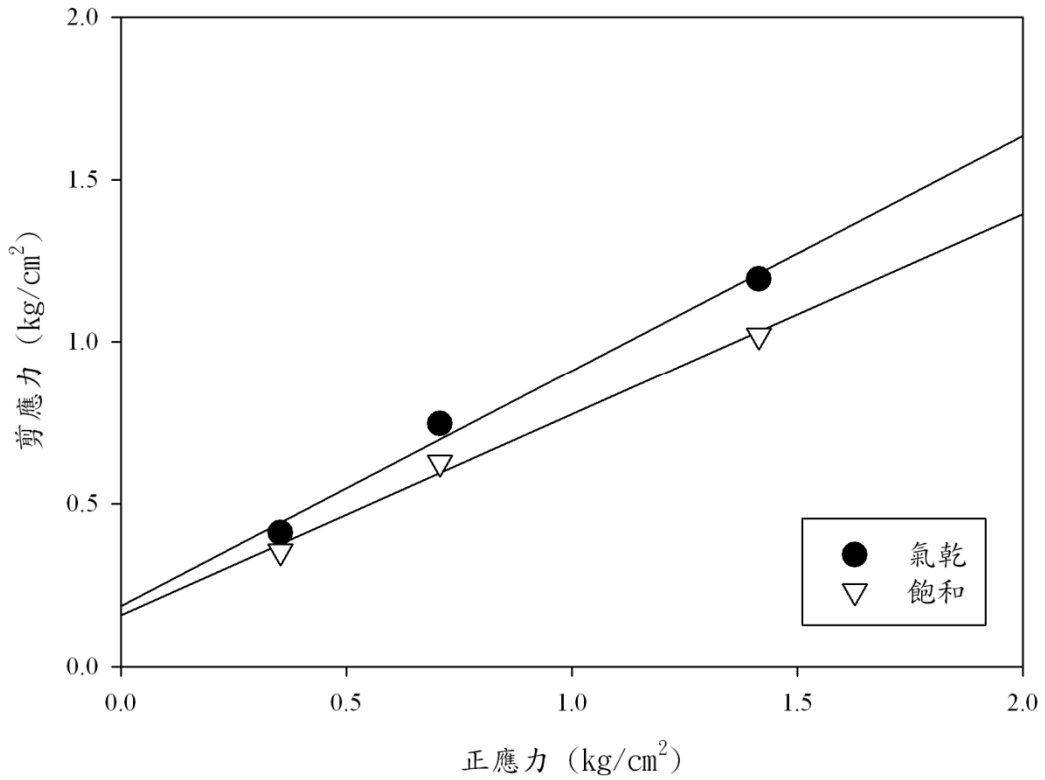
附錄十 續

美國標準篩號

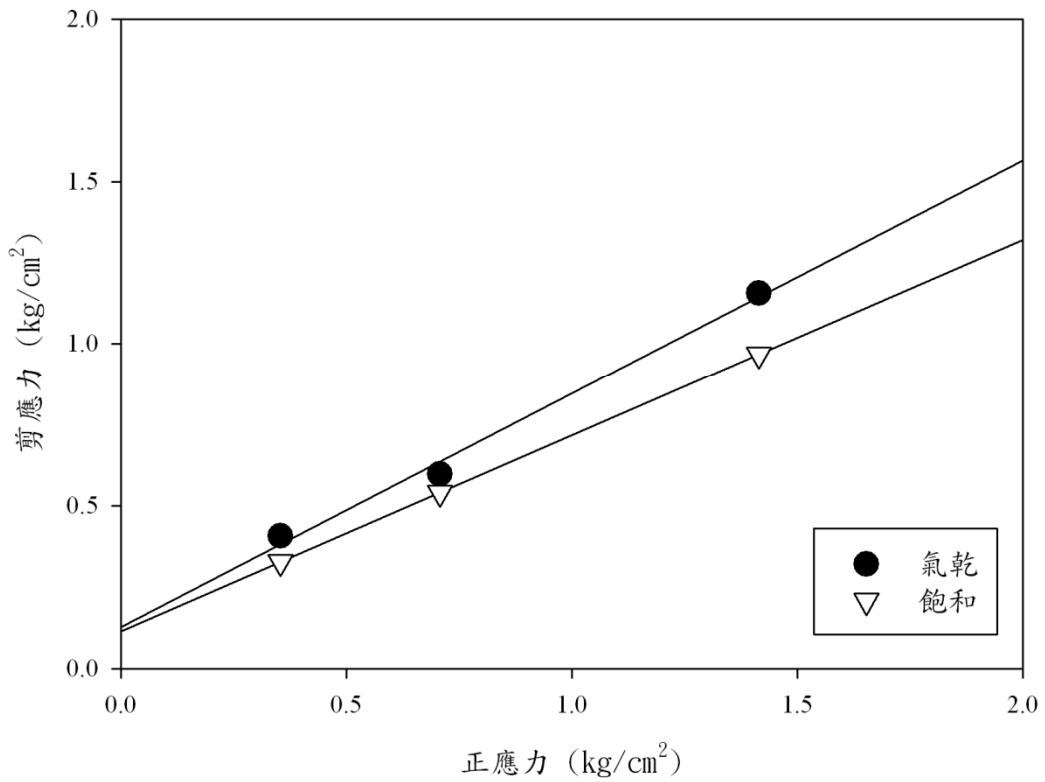


各土壤之粒徑分布曲線圖

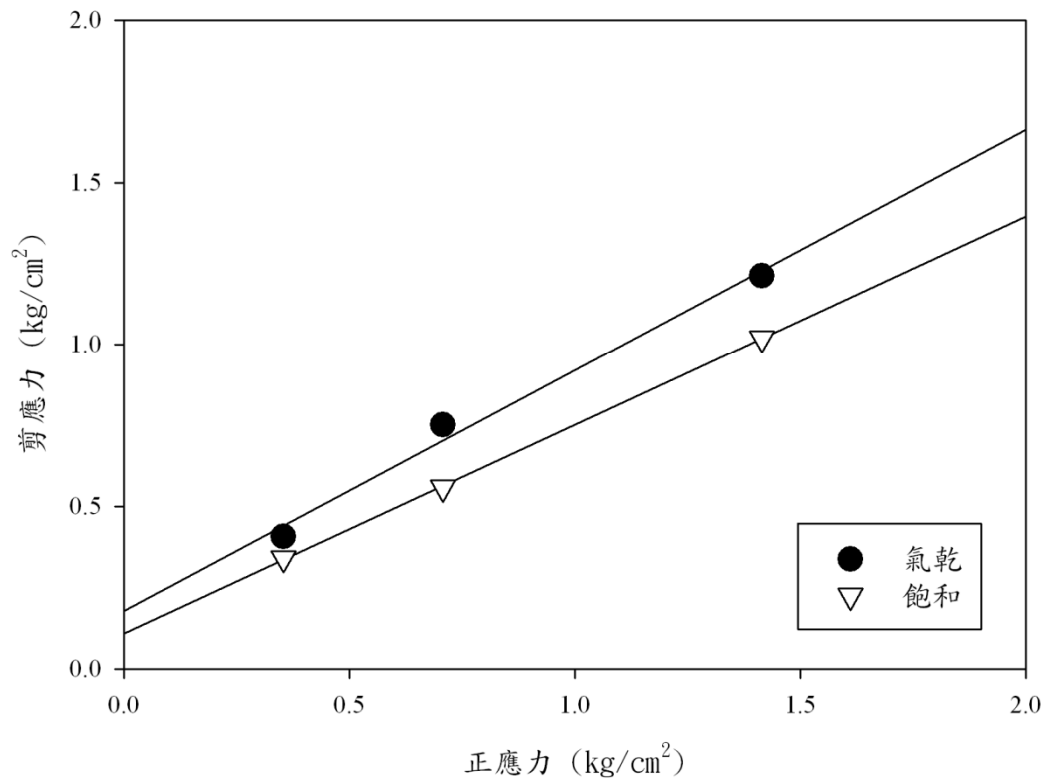
附錄十一 土壤力學試驗結果



砂質壤土區之土壤破壞包絡線



粉砂質壤土區之土壤破壞包絡線



正應力 (kg/cm²)

黏土質壤土區之土壤破壞包絡線



附錄十二 雨滴譜儀觀測統計

分級	雨滴直徑(mm)	個數(10^3)	比例(%)
1	0.359	179.21	2.58
2	0.455	567.48	8.17
3	0.551	761.48	10.97
4	0.656	964.21	13.89
5	0.771	683.03	9.84
6	0.913	902.40	13
7	1.116	1087.67	15.67
8	1.331	637.17	9.18
9	1.506	345.93	4.98
10	1.665	272.11	3.92
11	1.912	319.98	4.61
12	2.259	142.35	2.05
13	2.584	43.81	0.63
14	2.869	17.88	0.25
15	3.198	8.97	0.12
16	3.544	2.78	0.04
17	3.916	1.28	0.01
18	4.35	0.54	0.007
19	4.859	0.14	0.002
20	5.373	0.08	0.001

附錄十三 颱風事件崩塌統計表

颱風事件中崩塌之坡度分布狀況

颱風事件	坡度 (°)	個數	崩塌面積(m ²)	崩塌率(%)	崩塌比例(%)
瑪莎颱風	0~10	15	53680	0.16	0.82
	10~20	124	521833	0.57	7.93
	20~30	221	1347206	0.63	20.48
	30~40	369	2918630	0.99	44.37
	40~50	218	1451390	1.23	22.06
	50~60	54	280828	2.26	4.27
	60~70	1	4965	0.53	0.08
	70~80	0	0	0	0
辛樂克颱風	0~10	32	141930	0.43	2.10
	10~20	153	1684716	1.87	24.92
	20~30	256	1701578	0.79	25.17
	30~40	305	1860551	0.63	27.52
	40~50	156	1136330	0.96	16.81
	50~60	32	234840	1.86	3.42
	60~70	1	331	0.35	0.05
	70~80	0	0	0	0

颱風事件中崩塌之高程分布狀況

颱風事件	高程(m)	個數	崩塌面積(m ²)	崩塌率(%)	崩塌比例(%)
瑪莎颱風	0~500	118	496851	0.62	7.55
	500~1000	287	1551945	1.07	23.59
	1000~1500	337	2093429	1.00	31.82
	1500~2000	163	1664860	0.89	25.30
	200~2500	52	507996	0.51	7.72
	2500~3000	29	213721	0.58	3.24
	3000~3500	16	49727	0.68	0.75
	3500~4000	0	0	0	0
辛樂克颱風	0~500	112	563996	0.70	8.34
	500~1000	208	1088267	0.75	16.09
	1000~1500	296	1814205	0.87	26.83
	1500~2000	132	1074776	0.58	15.89
	200~2500	63	522877	0.52	7.73
	2500~3000	72	1492668	4.09	22.08
	3000~3500	52	203173	2.78	3.00
	3500~4000	0	0	0	0