

2010

森林集水區經營研討會論文集

Proceedings of Symposium on
2010 Forest Watershed Management



主辦機關：行政院農業委員會林業試驗所

協辦機關：國立中興大學

國立台灣大學

國立師範大學

國立屏東科技大學

明道大學

2010

森林集水區經營研討會論文集

Proceedings of Symposium on
2010 Forest Watershed Management



時間：99年5月25日(星期二)

地點：台北市南海路53號

主辦機關：林業試驗所

協辦機關：國立中興大學、國立台灣大學
國立師範大學、國立屏東科技大學
明道大學

行政院農業委員會林業試驗所編印
九十九年五月

「2010 森林集水區經營研討會」議程表

時 間	議 程	
08:50- 09:20	報 到	
09:20- 09:30	開 幕 致 詞 (林試所 黃裕星所長)	
時 間	講 題	主 持 人
09:30- 09:55	天然闊葉林穿落雨空間分佈特性 (盧惠生、林介龍)	臺灣大學 森林環境暨 資源學系教授 陳明杰
09:55-10:20	多元化育林作業與水土資源保育 (劉一新、黃瓊瓏)	
10:20-10:45	茶敘 / 交流	
10:45-11: 10	坪林試驗集水區逕流歷線特性分析 (沈亮伶、陳明杰、張文慧)	林試所集水區 經營組研究員 黃瓊瓏
11:10-11:35	高山森林集水區水文特性研究 (林壯沛、盧惠生、黃良鑫)	
11:35-12:00	哈盆溪濱水帶大氣、溪流及表層土壤溫度關係之探討 (陸象豫、黃良鑫、傅鶴翹)	
12:00-13:10	午 餐	
13:10-13:35	結合植生指標與 DEM 萃取集水區崩塌深度之空間變化 (林昭遠、莊智瑋)	屏東科技大學 水保系教授 許中立
13:35-14:00	應用無線感測網路建立地滑地監測系統 (洪耀明)	
14:00-14:25	鳳崗崩場地特性和滑動機制調查 (黃瓊瓏、謝漢欽、林壯沛、林照松、周富三)	
14:25-14:50	蓮華池集水區崩塌潛勢動態變化之研究 (莊永忠、廖學誠、黃正良)	
14:50-15:10	茶敘 / 交流	
15:10-15:35	藤枝林道之災損與復建策略探討 (許中立、戴欣怡、吳重君)	中興大學 水保系教授 林昭遠
15:35-16:00	飛砂移動機制之風洞試驗 (黃隆明、盧力瑋、陳財輝)	
16:00-16:20	綜合座談及討論	
		林試所集水區 經營組研究員 盧惠生

2010 森林集水區經營研討會 開幕致詞

農委會林業試驗所所長 黃裕星

各位貴賓、各位學者專家、各位林業與水保界同仁，大家早安！

非常歡迎各位再次光臨林業試驗所，參加本年度的森林集水區經營研討會。希望藉著一年一度的盛會，集森林及水保界的菁英於一堂，共同分享過去一年的試驗成果與研究心得，激發出知識與技術交流的火花，提供具體的改善建議，讓森林集水區經營業務更趨完善。

台灣位處東亞地區熱帶與亞熱帶氣候交界，由於全境有將近三分之二的面積是山地，最高海拔達 3,952 公尺，故氣候多變，天然災害時有所聞，山區森林成爲平原地區之守護神。自 1970 年代以來，多數國人認爲森林是以水土保持及生態保育爲主要任務，人類不應再開發森林或經營林業，但是並無法提出可信的科學依據。台灣人口眾多，連帶的對天然資源之需求也隨之增多，但包括能源及木材卻絕大部分都仰賴進口。森林是陸域最重要的可再生資源，也是民生基本物資之重要來源，除了木材生產外，森林尚具有多樣化的資源，運用永續經營手法、訂定永續經營之準則與指標是當前亟待進行的林業施政，而研究與試驗正是林業施政最重要的基礎。

近年來，氣候變遷的議題成爲國際間的顯學。台灣自從 921 大地震之後，每年颱風季節所帶來的豪大雨，都造成或多或少的土石災害，尤以去年莫拉克颱風及其後續的 88 水災，導致了南台灣空前災難，山林崩塌甚至多達 34,757 公頃，許多批評的聲浪指向政府機關對山坡地及森林集水區的經營不善，值得吾人深思。

本次舉辦「2010 森林集水區經營研討會」，單元主題包括集水區的暴雨及颱風雨逕流特性、水土流失控制、崩塌機制及林道維護等。在集水區

逕流特性方面有：多元化育林作業與水土資源保育、天然闊葉林穿落雨空間分佈特性、坪林試驗集水區逕流歷線特性分析、高山森林集水區水文特性研究、哈盆溪濱水帶大氣與溪流及表層土壤溫度關係之探討。崩塌機制方面有：結合植生指標與 DEM 萃取集水區崩塌深度之空間變化、應用無線感測網路建立地滑地監測系統、鳳崗崩場地特性和滑動機制調查、蓮華池集水區崩塌潛勢動態變化之研究。林道維護及水土流失控制方面有：藤枝林道之災損與復建策略探討、飛砂移動機制之風洞試驗。今天的議題非常多元化，希望藉著這些研究課題拋磚引玉，引起大家對森林集水區經營更多元的研究與討論。

再次感謝各位的共襄盛舉！也預祝會議圓滿成功！與會貴賓心想事成，平安快樂。謝謝！

目 錄

議程表	i
2010 森林集水區經營研討會-開幕致詞..... (農委會林業試驗所所長 黃裕星)	iii
講 題	
天然闊葉林穿落雨空間分佈特性	1
SPATIAL DISTRIBUTION CHARACTERISTICS OF THROUGHFALL IN A NATURAL HARDWOOD FOREST (盧惠生 Hui-sheng Lu、林介龍 Chieh-lung Lin)	
多元化育林作業與水土資源保育	17
MULTIPLE SILVICULTURE SYSTEM AND SOIL/WATER CONSERVATION (劉一新 I-Hsin Liu、黃瓊璵 Chiung-Piau Huang)	
坪林試驗集水區逕流特性分析	27
ANALYSIS THE CHARACTERISTICS OF RUNOFF OF PINGLIN EXPERIMENTAL WATERSHED (沈亮伶 Liang-ling Shen、陳明杰 Ming-chieh Chen、張文慧 Wen-hui Chang)	
高山森林集水區水文特性研究	45
The study on hydrologic characteristics of mountain forest watersheds (林壯沛 Jaung-pey Lin、盧惠生 Hui-sheng Lu、黃良鑫 Liang-shin Hwang)	
哈盆溪濱水帶大氣、溪流及表層土壤溫度關係之探討	61
Investigation on temperature regimes for air, streamflow and top soil layers in riparian area of the Harpen creek (陸象豫 Shiang-Yue Lu、黃良鑫 Liang-Shin Hwang、傅鶴翹 Ho-Chiao Fu)	
結合植生指標與 DEM 萃取集水區崩塌深度之空間變化	75
Spatial distribution of collapse depth for a grid-based landslide delineated from changes of vegetation index and DEM. (林昭遠 Chao-Yuan Lin、莊智瑋 Chin-Wei Chuang)	
應用無線感測網路建立地滑地即時監測系統	99
Using Wireless Sensor Network on the establishment of real-time monitoring system for landslide (洪耀明 Yao-Ming Hong)	

鳳崗崩塌地特性和滑動機制調查	113
Investigations on the characteristics and sliding mechanism of Fungang landslide (黃瓊璵 Huang Chiung-Piau、林照松 Lin Chao-Song、謝漢欽 Hsieh Han-Ching、 林壯沛 Lin Juang-Pey、周富三 Chou Fu-Shan)	
集水區崩塌潛勢動態變化之研究—以蓮華池為例	129
Dynamic Change of Landslide Susceptibility in the Lien-Hua-Chih Watersheds (莊永忠 Yung-Chung Chuang、廖學誠 Shyue-Cherng Liaw、 黃正良 Jeen-Liang Hwong)	
藤枝林道之災損與復建策略探討	151
THE INVESTIGATION AND RECONSTRUCTION POLICY OF TENGJHIIH FOREST ROAD DISASTER (許中立 Chung-li Hsu、戴欣怡 Shin-yi Dai、吳重君 Chon-gin Wu)	
飛砂移動機制之風洞試驗	165
THE WIND TUNNEL EXPERIMENT OF AEOLIAN SAND MOVEMENT MECHANISM (黃隆明 Long-Ming Huang、盧力瑋 Lee-Wei Lu、陳財輝 Tsai-Huei Chen)	

天然闊葉林穿落雨空間分佈特性

盧惠生¹ 林介龍²

【摘要】穿落雨空間分佈的變異特性，影響逕流過程與流徑，造成樹冠內穿落雨量測、計算及地表逕流推估的誤差。本研究於南投縣魚池鄉蓮華池研究中心的天然闊葉林及空曠地建立試區，每個試區設置 81 個簡易雨量筒，量測穿落雨空間分佈特性。顯示承雨口徑 20 cm 時，穿落雨的空間分佈平均變異係數，天然闊葉林(0.24)甚大，空曠地(0.017)極小。20 cm 承雨口徑量測穿落雨空間分佈，天然闊葉林穿落雨空間分佈頗為零亂而不均，其與樹冠密度的關係並不明顯，空曠地降雨空間分佈甚為均勻。天然闊葉林穿落雨的標準偏差具有比例效應。顯示以直徑 20 cm 承雨口量筒量測穿落雨時，天然闊葉林量測穿落雨允許最大誤差率 10% 時，只需 5 個量筒即可，允許最大誤差率 5% 時，必須 33 個量筒才可。當天然闊葉林量筒數目減少時，穿落雨空間分佈的細微變化逐漸無法顯示。空曠地僅一個雨量筒量測降雨，亦不影響量測的可靠性。以直徑 20 cm 承雨口量筒量測穿落雨時，降雨量小於 100 mm 時，天然闊葉林的穿落雨約 81.5%。天然闊葉林穿落雨空間分佈均值，可由空曠地降雨推算。

【關鍵詞】穿落雨、空間分佈、天然闊葉林。

SPATIAL DISTRIBUTION CHARACTERISTICS OF THROUGHFALL IN A NATURAL HARDWOOD FOREST

Hui-sheng Lu¹ Chieh-lung Lin²

【Abstract】 Spatial distribution and variation of throughfall affected runoff processes and paths. Meantime, measuring and calculating errors of throughfall and estimating bias of surface runoff were also caused by spatial variation of throughfall. Throughfall

1.農業委員會林業試驗所集水區經營組研究員兼組長，通訊作者

Senior Scientist & Head, Division of Watershed Management, Taiwan Forestry Research Institute, Council of Agriculture (Corresponding Author), E-mail: lusteve@tfri.gov.tw

2.農業委員會林業試驗所集水區經營組助理研究員

Assistant Scientist, Division of Watershed Management, Taiwan Forestry Research Institute, Council of Agriculture.

plots in a natural hardwood forest, and open area were established in Lienhuachi research station, Nantou, Taiwan. Each plot contained 81 simple throughfall gages to measure the spatial distribution of throughfall. The average coefficients of variation of throughfall in the natural hardwood forest, and open area were 0.24, and 0.017, respectively, for gages with an orifice diameter of 20 cm. For the natural hardwood forest, the spatial distributions of throughfall were rather uneven. There were no clear relationships between the spatial distribution of throughfall and canopy density of trees for the natural hardwood forest. The spatial distribution of rainfall of the open area was rather even. Standard errors of throughfall in the natural hardwood forest showed proportional effects with their means. When permitting maximum error percentages of measured throughfall at natural hardwood forest are 10% and 5 %, 5 and 33 throughfall gages need to be satisfied, respectively. Decreasing number of gages for measured throughfall at natural hardwood forest cannot detect spatial variation in detail. Due to even spatial distribution of rainfall of open area, measured rainfall at open area needs only one gage. Based on calculation of throughfall gages with orifice in diameter 20 cm, throughfall amounts in natural hardwood forest for rainfall less than 100 mm are 81.5%. The means of spatial distribution of throughfall in the natural hardwood forest could be estimated from rainfall in the open area using regression equations.

【Key words】 Throughfall, Spatial distribution, Natural hardwood forest.

I、前言

林木與果樹的穿落雨受到樹冠的影響，空間分佈極為不均，而穿落雨至地表後，經過土壤入滲、土壤涵蓄及地表滯留等過程，才以不同的逕流型態流出。樹冠內穿落雨空間分佈的變異，不但影響逕流過程與流徑，亦造成樹冠內穿落雨量測與計算及坡地逕流推估的誤差。

穿落雨量測起步甚早，Rothacher(1963)於美國西北部進行花旗松穿落雨觀測，林分密度甚高的老齡林花旗松，穿落雨約為降雨量的 75% - 92% 間，降雨量愈大，穿落雨佔降雨量的比率愈大，當降雨量超過 200 mm 以上時，穿落雨可達降雨量的 96%。Helvey and Patric(1965)於美國東部進行的穿落雨觀測，獲悉天然闊葉林的穿

落雨約為降雨量的 90%。Collings(1966)調查林地夏季雷雨的穿落雨特性，得悉穿落雨的分佈與距離樹幹的遠近與方向有關，樹葉寬闊的樹種其穿落雨量比樹葉細窄的樹種為少。Eschner(1966)觀測孤立樹穿落雨分佈特性，發現樹冠中心的穿落雨比樹冠邊緣為少。Rogerson and Byrnes(1968)觀測天然闊葉林與紅松人工林穿落雨量的差異，發現兩者的穿落雨約為降雨量的 90%，差異不顯著。然而 Rogerson(1968)另外於 loblolly 松人工林探討疏伐對穿落雨量之影響，發現疏伐增加穿落雨量。Orr(1972)進行黃松穿落雨觀測，獲知黃松的穿落雨量約為降雨量的 85% -90% 間。Mahendrappa and Kingston(1982)於不同針葉林與闊葉林設置穿落雨試區，採用標準雨量筒與較小口徑雨量筒量測穿落雨，得悉採用較小口徑雨量筒量測穿落雨，亦能可靠的量測穿落雨，且簡單直線迴歸式足夠有效的由降雨量推估穿落雨量。Schmid et al. (1991)調查松林受到甲蟲為害後對穿落雨量的影響，發現受到甲蟲為害的松林與健康的松林其穿落雨量差異不顯著。

有關降雨空間分佈的探討起步稍微較晚，直到 Huff(1970)探討不同降雨強度的空間分佈。而 Molnau et al.(1980)從事山區雨量站空間分佈的疏密特性與面積雨量計算的可靠性探討。Roth and Chang(1981)探討林分穿落雨量測方法。Bastin et al. (1984)獲悉計算面積雨量時，降雨空間分佈的影響極為重要。Lloyd and Magues(1988)認為線形隨機置換穿落雨量測空間分佈樣點，可增加穿落雨量測的可靠性。近年來以地域統計方法分析降雨的空間變異亦已逐漸成熟(Dingman et al. , 1988； Isaaks and Srivastava, 1989；鄭克聲，1993)。Lin et al. (1997)於台灣東北部福山亞熱帶雨林的穿落雨試區，得悉穿落雨空間變異甚大，每場降雨事件穿落雨量測誤差小於 10%時，約需 20 個取樣值。Rodrigo and Avila(2001)量測橡木林穿落雨，認知穿落雨量測誤差小於 10%時，約需 9-11 個取樣值，誤差小於 5%時，約需 22-23 個取樣值。Gomez et al. (2002) 得悉暴雨量大時橄欖樹的穿落雨空間分佈型式較為一致，暴雨量小時其穿落雨空間分佈零亂不一。

穿落雨的觀測方法、佔降雨量的比率及空間分佈特性已有不少研究，且獲得不少成果，本研究乃於南投縣魚池鄉蓮華池研究中心天然闊葉林及空曠地，設置穿落雨空間分佈試區，量測並探討穿落雨空間分佈特性，及量筒密度與天然闊葉林穿落雨量測可靠性之關係，同時建立以降雨量推估天然闊葉林穿落雨的推估式。

II、材料與方法

(I)蓮華池試驗地概況

蓮華池試驗地位於南投縣魚池鄉，依據歷年來蓮華池分所氣象站觀測資料分析，全年平均降雨量 2181.3 mm，3 月至 9 月的月平均降雨量超過 100 mm，佔全年降雨量的 89.3%，10 月至翌年 2 月的月平均降雨量少於 100 mm，佔全年降雨量的 10.7%，6 小時最大降雨量 405 mm，12 小時最大降雨量 631 mm，1 日最大降雨量 713 mm，3 日最大降雨量 808 mm，年平均氣溫 20.8℃，年平均蒸發量 1032.9 mm，年平均相對濕度 85.6% (陸象豫，1997；盧惠生，1999)。地質為新生代北部第三紀砂岩與頁岩構成，土壤為趨紅化作用的黃壤，植生型態為天然闊葉林夾雜不同針闊葉樹種人工造林地，天然闊葉林以樟科與殼斗科為主(葛錦昭等，1978)。

(II)穿落雨試區量測設計

於蓮華池天然闊葉林及空曠地各設置穿落雨量測試區，試區形狀為 16×16 m² 正方形，面積 324m²，其相關位置，天然闊葉林穿落雨試區在空曠地試區北向距離 150 m。每個試區內均勻設置 81 個雨量筒，承雨口為圓形漏斗型，漏斗底端插入儲水塑膠筒的開孔甚小，使蒸發損失儘可能減少到極小，雨量筒的儲水體積為 4 公升的圓筒狀白色塑膠筒，採用直徑 20 cm 的圓形漏斗為承雨口，量測穿落雨量。雨量筒的行列距間隔 2 m，形成 9×9 正方形矩陣排列。

(III)穿落雨試區植生概況

天然闊葉林穿落雨試區植生種類計有厚殼桂(*Cryptocarya chinensis* Hemsl.)、江某(*Schefflera octophylla* (Lour.) Harms)、南投黃肉楠(*Actinodaphne nantoensis* Hay.)、變葉新木薑子(*Neolitsea variabilissima* (Hay.) Kaneh. & Sasaki)、香桂(*Cinnamomum randaiense* Hay.)、糊欖(*Ilex formosana* Maxim.)、山紅柿(*Diospyros morrisiana* Hance)、短尾葉石櫟(*Pasania brevicaudata* (Skan) Schottky)、川上氏槲(*Castanopsis kawakamii* Hay.)、紅皮(*Styrax suberifolia* Hook.)、杜英(*Elaeocarpus sylvestris* (Lour.) Poiret.)等為主。這些植生大小差異甚大，參差分佈於試區內。以胸高直徑論，51 株(72%)小於 10 cm，11 株(15%)在 10-20 cm 間，5 株(7%)在 20-30 cm 間，4 株(6%)大於 30 cm。以樹冠而言，植生樹冠相互重疊且鬱閉，唯樹種間冠幅差異甚大。

(IV) 穿落雨量測資料分析

每日上午視降雨是否停止，以具有刻劃的不同大小量筒，視各穿落雨量器的儲水塑膠筒內水量多寡，使用適當大小的具有刻劃量筒，量測各試區雨量筒的穿落雨量，由於全部雨量筒必須花費整日時間量測，如果量測中途再降雨，所有雨量筒未能量完，或量測時發現部分雨量筒遭受不明原因破壞，則該次穿落雨資料不用，因此僅能獲得有限的可靠量測資料。又量測值為體積，再將穿落雨量測體積值，除以穿落雨量筒的承雨口面積，換算為深度，以 SURFER 軟體繪製各試區每次量測的穿落雨等高線分佈，計算穿落雨平均值、標準偏差與變異係數值（標準偏差/平均值），探討各試區穿落雨的空間變化特性與推估式，及量筒密度與天然闊葉林穿落雨量測可靠性之關係。

III、結果與討論

(I) 穿落雨空間分佈變異係數

承雨口直徑 20 cm 雨量筒量測穿落雨，其蓄水筒體積有限，僅能量測雨量小於 100 mm 的穿落雨。茲將 20 cm 口徑雨量筒量測穿穿落雨分佈變異係數列表如 1.

表 1 天然闊葉林穿落雨分佈變異係數

Table 1. Coefficients (range) of variation in throughfall for natural hardwood forest

承雨口直徑與雨量	變異係數 (範圍)	
	天然闊葉林	空曠地
20 cm, 3.3-97.5 mm	0.24(0.20-0.41)	0.017(0.003-0.043)

依據表 1 承雨口直徑 20 cm 雨量筒量測的 12 場穿落雨，降雨量範圍在 3.3-97.5 mm。天然闊葉林的變異係數範圍在 0.20-0.41 間，其平均變異係數為 0.24；空曠地的變異係數範圍在 0.003-0.043 間，其平均變異係數為 0.017。天然闊葉林穿落雨的空間分佈變異甚大，空間分佈甚為不均，量測天然闊葉林穿落雨時，需相當數量的雨量筒，由於空曠地的平均變異係數極小，僅設置 1 個雨量筒應可準確的量測雨量。

(II) 穿落雨空間分佈特性

由圖 1 的天然闊葉林承雨口 20 cm 的穿落雨空間分佈資料，平均穿落雨 86.8 mm，設定橫軸為 X 軸 (m)，縱軸為 Y 軸 (m)，其空間位置(X, Y)表示，在位置

(2,10)、(4,4)、(8,8)、(10,8)、(14,2)、(14,8)、(14,10)等處，穿落雨較多。是否天然闊葉林穿落雨空間分佈與樹冠密度有關？乃於 81 個穿落雨量筒位置垂直向上調查樹冠重疊密度，由於不易精細區分重疊密度，故僅粗略分為 3 級，樹冠密度較大的位置其密度標號為 2，樹冠密度較小的位置其密度標號為 1，無樹冠即透光的位置其密度標號為 0。由圖 2 的天然闊葉林樹冠密度空間分佈資料，部份天然闊葉林樹冠密度較大的位置，穿落雨較小，符合樹葉阻隔降雨減少穿落雨，但亦有部份樹冠密度較大的位置，穿落雨並未減少，未能符合樹葉阻隔而減少穿落雨，由降雨時的現場觀察，可能因天然闊葉林的樹冠相互重疊參差不齊，穿落雨於重疊葉片內彈跳，導致部份樹冠密度未能與穿落雨分佈有顯著關聯性。

由圖 3 的空曠地承雨口 20 cm 降雨空間分佈資料，平均降雨 97.5 mm，降雨等高線極為稀疏。顯然空曠地降雨空間分佈甚為均勻，即使僅一個雨量筒量測空曠地降雨，亦不影響量測的可靠性。

故承雨口 20 cm 穿落雨空間分佈，天然闊葉林穿落雨空間分佈頗為零亂，其與樹冠密度的關係並不明顯，然空曠地降雨空間分佈甚為均勻。

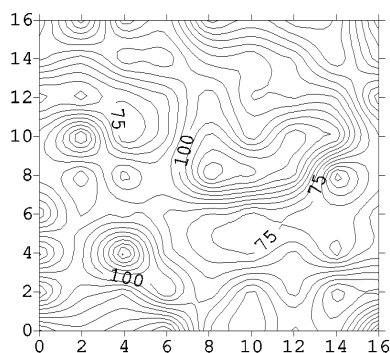


圖 1 天然闊葉林承雨口 20 cm 穿落雨空間分佈

Fig.1 Spatial distribution of throughfall with orifice of gages in diameter of 20 cm in natural hardwood forest (1997, 6, 5.)

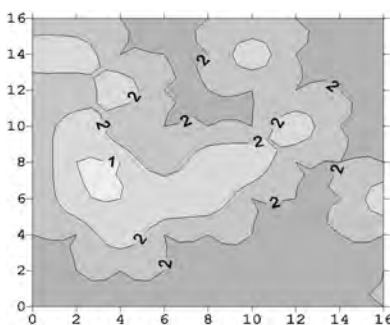


圖 2 天然闊葉林樹冠密度空間分佈

Fig.2 Spatial distribution of canopy density in natural hardwood forest.

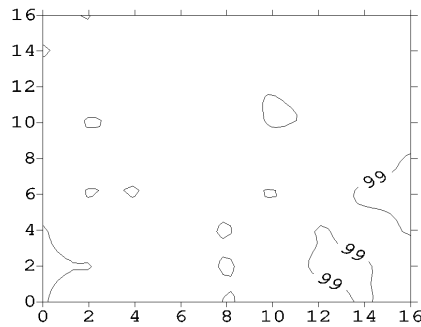


圖 3 空曠地承雨口 20 cm 穿落雨空間分佈

Fig.3 Spatial distribution of rainfall with orifice of gages in diameter 20 cm in open area (1997, 6, 5).

(III)穿落雨空間分佈的標準偏差與均值間的關係

承雨口徑 20 cm 雨量筒，量測天然闊葉林穿落雨及空曠地降雨空間分佈標準偏差與其均值間的關係如下式。

天然闊葉林 降雨量 3.3-97.5 mm

$$SE_{nh} = 0.225P_{nh} + 0.417, \quad r^2 = 0.97, \quad n = 12 \quad (1)$$

空曠地 降雨量 3.3-97.5 mm

$$SE_{oa} = 0.01P_{oa} + 0.23, \quad r^2 = 0.36, \quad n = 12 \quad (2)$$

式(1)-(2)中 P_{nh} 與 SE_{nh} 為天然闊葉林穿落雨空間分佈的均值(mm)與標準偏差(mm)， P_{oa} 與 SE_{oa} 為空曠地降雨空間分佈的均值(mm)與標準偏差(mm)，式(1)的 r^2 相關係數為 0.97，顯示天然闊葉林穿落雨空間分佈的標準偏差具有比例效應 (proportional effect)，標準偏差隨均值增加而增加，比例效應愈大，量測可靠性將減小。式(2)的 r^2 相關係數僅 0.36，相關性極差，甚至完全無相關性，顯示空曠地降雨空間分佈的標準偏差不具有比例效應。

(IV)雨量筒密度與穿落雨量測關係

由於天然闊葉林樹冠密度分佈頗為不均，導致穿落雨的空間分佈不均，欲準確的推算穿落雨的平均值，增加穿落雨量筒數量，不失為可行的途徑之一，然穿落雨量筒數量需要多少才能滿足精確度，亟待解決。本文以 81 個直徑 20 cm 的圓形漏斗型承雨口量筒，量測穿落雨量，雨量筒的行列距間隔 2 m，形成 9 × 9 正方形矩陣排列，獲得 12 場穿落雨量測值，降雨量範圍在 3.3 mm-97.5 mm，同時假設穿落雨量筒由 81 個量筒逐步均勻的減少為 45、41、33、17、13、9、5、1 個量筒

如圖 4，計算此八種不同量筒數量的穿落雨平均值與 81 個量筒穿落雨平均值之誤差率，如圖 5-6。

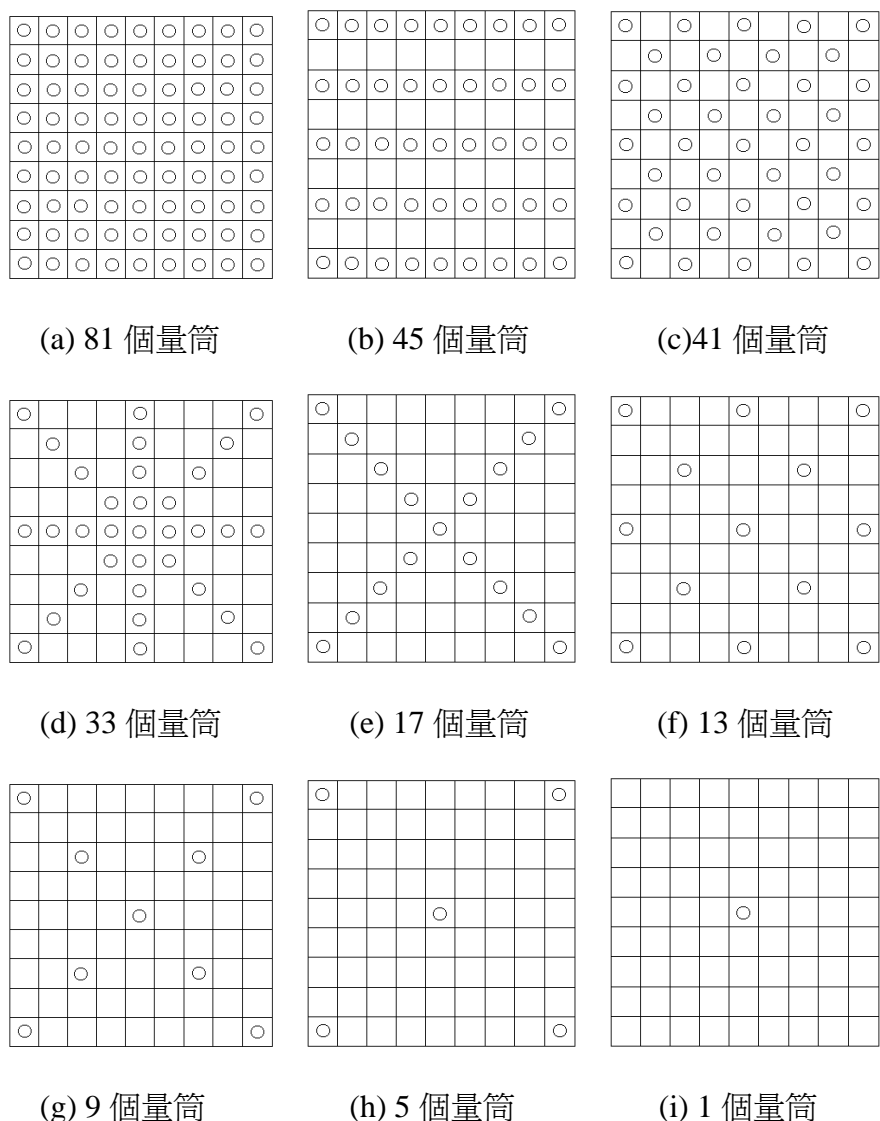


圖 4 不同數量穿落雨量筒排列設計

Fig.4 Location design for different number gages in space to measure throughfall.

由圖 5 不同數量量筒計算天然闊葉林穿落雨的誤差率，此 12 場穿落雨的不同數量量筒穿落雨的誤差率，互有差異；1 個量筒時誤差率最小為 18.70%，最大為 53.55%；5 個量筒時誤差率最小為-0.03%，最大為-10.83%；9 個量筒時誤差率最小為-0.37%，最大為 12.46%；13 個量筒時誤差率最小為-0.38%，最大為-11.36%；17 量筒時誤差率最小為-0.14%，最大為-10.81%；33 個量筒時誤差率最小為 0.58%，

最大為 5.86%；41 個量筒時誤差率最小為-0.046%，最大為-3.68%；45 個量筒時誤差率最小為-0.62%，最大為-6.33%。顯示天然闊葉林穿落雨量筒數量增加時，穿落雨量測平均值的誤差率成起伏式減小。

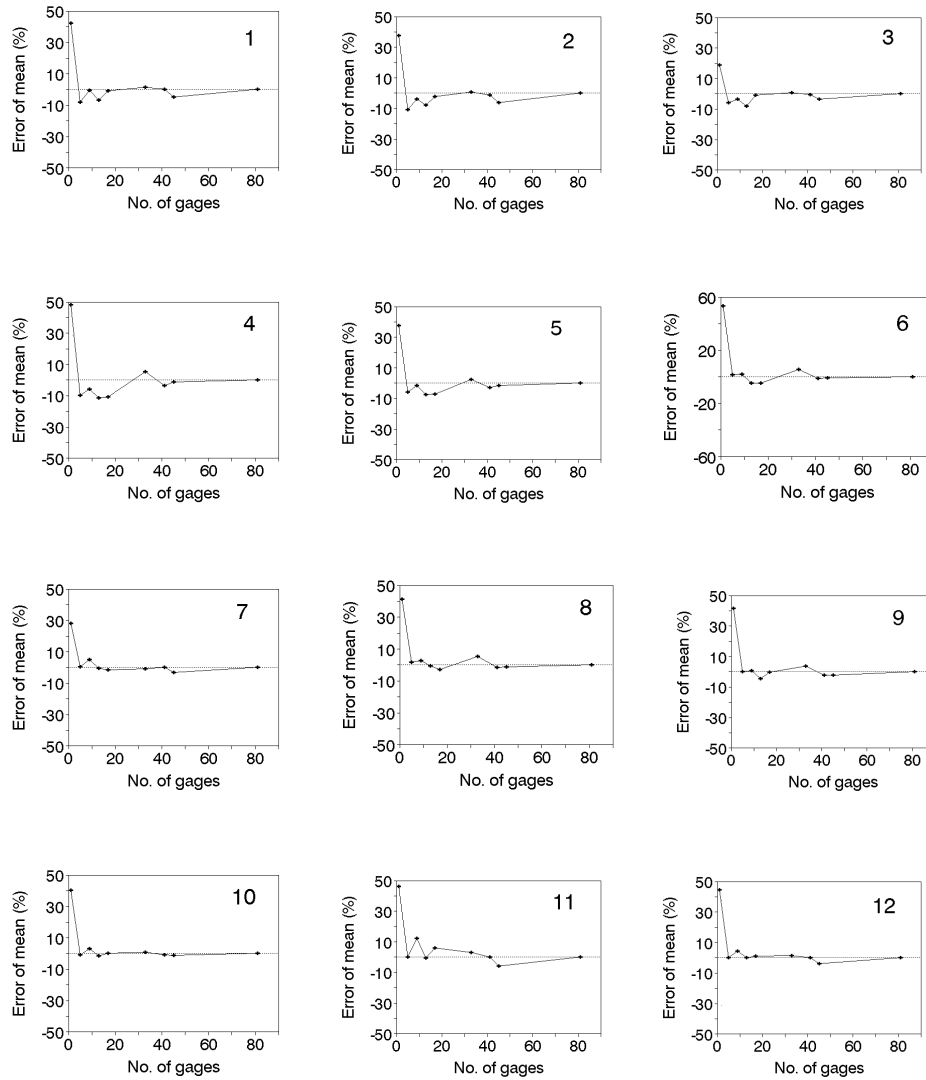


圖 5 天然闊葉林不同數量量筒(20 cm 直徑承雨口)計算 12 場穿落雨平均值之誤差率

Fig.5 Error of mean of measured throughfall from different number gages (20 cm in diameter) for 12 events at natural hardwood forest.

由圖 6 不同數量量筒計算空曠地降雨的誤差率，此 12 場穿落雨的不同數量量筒降雨的誤差率，亦互有差異，但差異不大；1 個量筒時誤差率最小為 0.063%，最大為-6.078%；5 個量筒時誤差率最小為 0.010%，最大為 5.581%；9 個量筒時誤

差率最小為 0.039%，最大為 2.775%；13 個量筒時誤差率最小為-0.005%，最大為 2.601%；17 量筒時誤差率最小為-0.013%，最大為-1.126%；33 個量筒時誤差率最小為-0.036%，最大為 0.812%；41 個量筒時誤差率最小為 0.010%，最大為 0.934%；45 個量筒時誤差率最小為-0.012%，最大為-0.536%。顯示空曠地降雨量筒數量增加時，降雨量測平均值的誤差率亦成起伏式減小，但即使 1 個量筒量測空曠地降雨，其最大誤差率僅 6.1%。

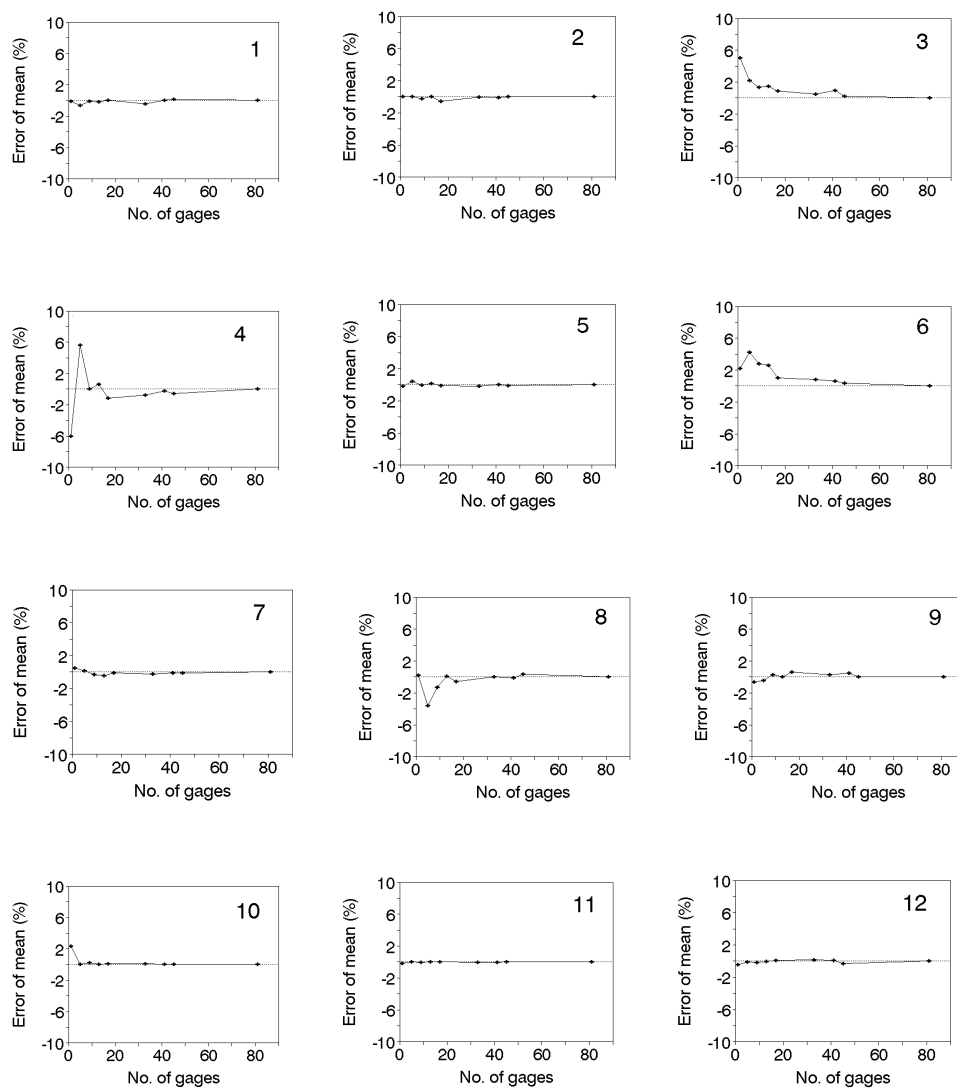


圖 6 空曠地不同數量量筒(20 cm 直徑承雨口)計算 12 場降雨平均值之誤差率

Fig.6 Error of mean of measured rainfall from different number gages (20 cm in diameter) for 12 events at open area.

至於多少個量筒才能到達所需的精確度問題，本文將天然闊葉林及空曠地 12 場不同數量量筒穿落雨的最大誤差率顯示如圖 7-8。由圖 7 之天然闊葉林不同數量

量筒穿落雨的最大誤差率，天然闊葉林量筒數量由 81 個量筒減少到 33 個量筒時，最大誤差率約 5%，減少到 5 個量筒時，最大誤差率約 10%。由圖 8 之空曠地不同數量量筒降雨的最大誤差率，空曠地量筒數量由 81 個量筒減少到 1 個量筒時，最大誤差率約 5%。由此可見天然闊葉林量測穿落雨時如果允許最大誤差率約 10% 時，只需 5 個量筒即可，如果允許最大誤差率約 5% 時，必須 33 個量筒才可；空曠地只需 1 個量筒即不會超過 5% 的最大誤差率。

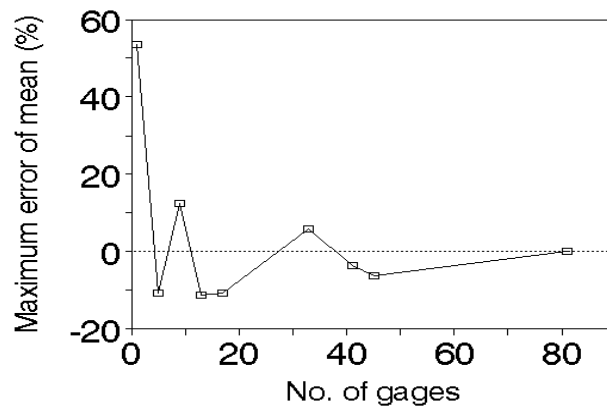


圖 7 天然闊葉林 12 場不同數量量筒穿落雨的最大誤差率

Fig.7 Maximum error of mean of measured throughfall in natural hardwood forest under different number gages for 12 events.

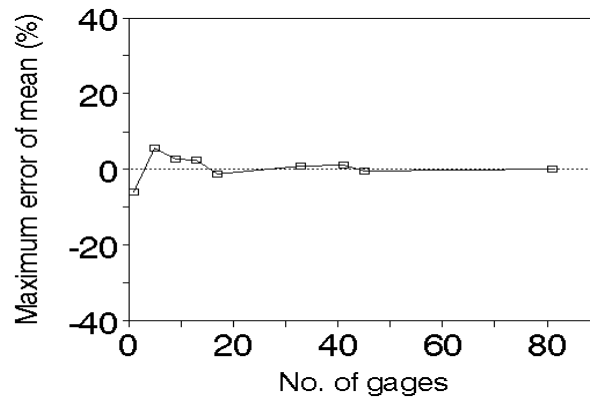


圖 8 空曠地 12 場不同數量量筒降雨的最大誤差率

Fig.8 Maximum error of mean of measured rainfall in open area under different number gages for 12 events.

(V)不同數量量筒量測穿落雨空間分佈特性

由圖 9 的天然闊葉林 81、33、5 個直徑 20 cm 承雨口量筒，量測穿落雨空間分佈數據，平均穿落雨 86.8 mm，設定橫軸為 X 軸，縱軸為 Y 軸，其空間位置(X,

Y)表示；其中 81 個量筒在位置(2,10)、(4,4)、(8,8)、(10,8)、(14,2)、(14,8)、(14,10)等處等高線密集，穿落雨較多；而 33 個量筒在位置(4,4)、(8,8)、(10,8)、(14,2)、(14,8)等處等高線密集，穿落雨較多；至於 5 個量筒在位置(6,8)、(8,6)、(8,8)、(8,10)、(10,8) 為穿落雨較多的中心範圍。基本上而言，量筒數目減少，量測的穿落雨最大處不變，但量筒數目逐漸減少時，穿落雨空間分佈的細微變化逐漸無法顯示。

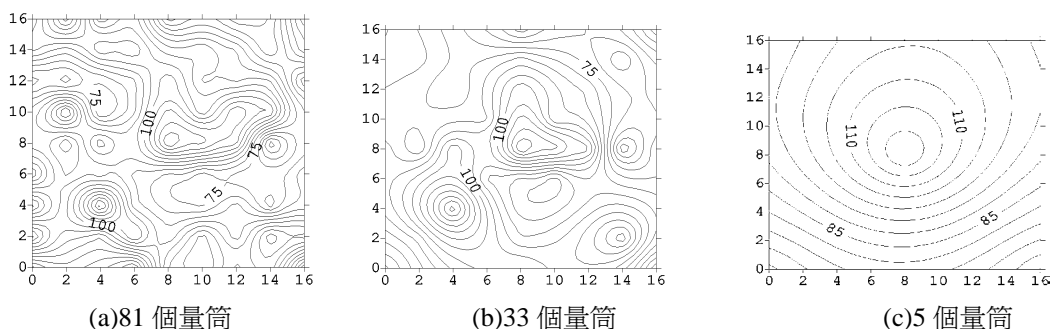


圖 9 天然闊葉林不同數量量筒 ((a)81 個量筒(b)33 個量筒(c)5 個量筒) 量測穿落雨的空間分佈特性(20 cm 直徑承雨口，穿落雨 86.8 mm，1997,6,5)

Fig.9 Spatial distribution of throughfall for different number gauges ((a)81, (b)33, (c)5) in natural hardwood forest and 86.8 mm of its mean with orifice of gauges in diameter 20 cm (1997, 6, 5).

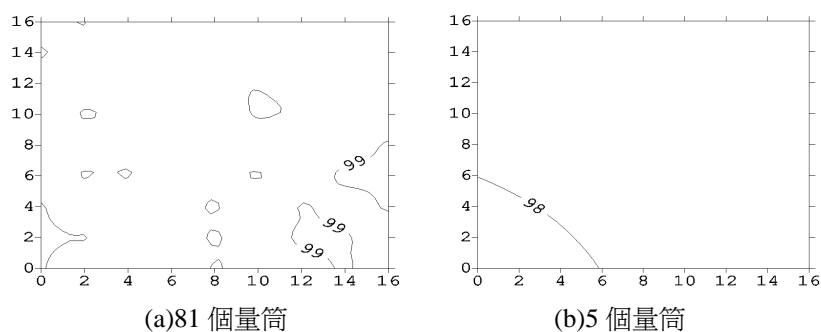


圖 10 空曠地不同數量量筒 ((a)81 個量筒(b)5 個量筒) 量測降雨的空間分佈特性(20 cm 直徑承雨口，穿落雨 97.5 mm，1997,6,5)

Fig.10 Spatial distribution of rainfall for different number gauges ((a) 81, (b) 5) in open area and 97.5 mm of its mean with orifice of gauges in diameter 20 cm (1997, 6, 5).

由圖 10 的空曠地 81 及 5 個直徑 20 cm 承雨口量筒，量測降雨空間分佈資料，平均降雨 97.5 mm，其等高線極為稀疏。顯然空曠地降雨空間分佈甚為均勻，即使僅一個雨量筒量測空曠地降雨，亦不影響量測的可靠性。

(VI)穿落雨的推估

至於天然闊葉林穿落雨佔降雨量的百分比，可由天然闊葉林穿落雨的總平均值與空曠地降雨的總平均值關係獲得如表 2。以 20 cm 直徑承雨口的標準雨量筒，量測穿落雨，由於穿落雨量器的儲水塑膠筒最大容量的限制，只能量測小於 100 mm 的雨量時，天然闊葉林穿落雨為降雨量的 81.5%。如與 Helvey and Patric(1965)及 Rogerson and Byrnes(1968)天然闊葉林穿落雨約為降雨量的 90%、潘家聲(1966)天然闊葉林穿落雨約為降雨量的 86%、Lin et al.(1997) 亞熱帶雨林穿落雨為降雨量的 79.7-100%相比，本文天然闊葉林穿落雨量佔降雨量的比率應屬合理。

表 2 天然闊葉林穿落雨

Table 2. Throughfall of a natural hardwood forest

穿落雨試區	穿落雨均值	
	mm	佔空曠地%
天然闊葉林	24.36	81.5%
空曠地	29.88	

由前節結果可知天然闊葉林量測穿落雨時最大誤差率約 10%時，只需 5 個量筒即可，最大誤差率約 5%時，必須 33 個量筒才可；空曠地只需 1 個量筒即不會超過 5%的最大誤差率。

因此將不同數量量筒量測天然闊葉林穿落雨空間分佈均值為因變數，空曠地降雨空間分佈均值為自變數，進行迴歸分析，結果如表 3。

表 3 天然闊葉林穿落雨與空曠地降雨間的迴歸關係式

Table 3. Regression equations for throughfall means of a natural hardwood forest on the open area

穿落雨試區	降雨量範圍(mm)	迴歸式(mm)	r ²	n
天然闊葉林	3.3-97.5	3. $P_{nh81} = 0.90P_{oa81} - 2.59$	0.99	12
		$P_{nh81} = 0.90P_{oa1} - 2.62$	0.99	12
		4. $P_{nh33} = 0.91P_{oa33} - 2.54$	0.99	12
		$P_{nh33} = 0.91P_{oa1} - 2.60$	0.99	12
		5. $P_{nh5} = 0.89P_{oa5} - 2.89$	0.98	12
		$P_{nh5} = 0.88P_{oa1} - 2.89$	0.98	12
空曠地	3.3-97.5	6. $P_{oa81} = 0.995P_{oa1} - 0.066$	0.995	12
		7. $P_{oa33} = 0.997P_{oa1} - 0.1$	0.999	12
		8. $P_{oa5} = 0.998P_{oa1} - 0.03$	0.998	12

式(3)-(8)中的 P_{nh81} 、 P_{nh33} 、 P_{nh5} ，分別為天然闊葉林 81、33、5 個量筒穿落雨空間分佈均值(mm)； P_{oa81} 、 P_{oa33} 、 P_{oa5} 、 P_{oa1} ，分別為空曠地 81、33、5、1 個量筒

降雨空間分佈均值(mm)。r²相關係數均達 0.98 以上，顯示以不同數量筒量測的天然闊葉林穿落雨空間分佈均值，均可由空曠地不同數量筒量測降雨空間分佈均值或空曠地單一量筒量測降雨推算。天然闊葉林量測穿落雨，可由式(3)以空曠地降雨量推估；若最大誤差率約 5%時，需 33 個量筒才可，但可由式(4)以空曠地降雨量推估；若最大誤差率約 10%時，必須 5 個量筒才可，但可由式(5)以空曠地降雨量推估。式(6)至(8)為空曠地不同數量量筒與單一量筒量測降雨的關係，由迴歸式的係數幾乎接近 1，而常數項值亦趨近於 0，可知僅一個雨量筒即可精確的量測空曠地降雨。

IV、結論

- 一、穿落雨的空間分佈平均變異係數：承雨口直徑 20 cm 時，天然闊葉林為 0.24，空曠地極小僅 0.017。
- 二、承雨口直徑 20 cm 量測穿落雨空間分佈，天然闊葉林穿落雨空間分佈頗為零亂，其與樹冠密度的關係並不明顯，空曠地降雨空間分佈甚為均勻。
- 三、天然闊葉林穿落雨空間分佈的標準偏差甚大，具有比例效應，標準偏差隨均值增加而增加。空曠地降雨空間分佈的標準偏差極小，不具有比例效應。
- 四、以直徑 20 cm 承雨口量筒，量測穿落雨時，天然闊葉林量測穿落雨允許最大誤差率 10%時，只需 5 個量筒即可，允許最大誤差率 5%時，必須 33 個量筒才可；空曠地只需 1 個量筒，即不會超過 5%的最大誤差率。
- 五、天然闊葉林穿落雨空間分佈頗為零亂，當天然闊葉林量筒數目減少，量測的穿落雨最大處雖尚不失真，但穿落雨空間分佈的細微變化無法顯示。空曠地穿落雨空間分佈甚為均勻，僅一個雨量筒量測降雨，亦不影響量測的可靠性。
- 六、以直徑 20 cm 承雨口量筒，量測穿落雨時，降雨量小於 100 mm 時，天然闊葉林的穿落雨約 81.5%。
- 七、天然闊葉林穿落雨空間分佈均值，可由空曠地降雨推算。

V、謝誌

本研究承行政院農業委員會 99 農科-8.5.1-森-G2 計畫經費提供，傅鶴翹、王德華、邱之偉、黃長楨先生協助，謹此致謝。

VI、參考文獻

- 陸象豫 (1997) 林業試驗所蓮華池分所氣象資料 1961-1996。林業試驗所林業叢刊第 76 號，449 頁。
- 葛錦昭、楊炳炎、林淵霖、楊楚淇、漆陞忠 (1978) 臺灣森林集水區經營試驗初步報告。林業試驗所試驗報告第 304 號，50 頁。
- 潘家聲 (1966) 天然闊葉樹林樹冠對於降雨截留量之關係試驗。台灣省林業試驗所報告，131 號，20 頁。
- 鄭克聲 (1993) 區域統計與地理資訊系統應用於雨量站網評估與設計之研究。行政院國家科學委員會專題研究計畫成果報告 NSC82-0410-E-002-227，國立台灣大學農業工程研究所刊印，141 頁。
- 盧惠生 (1999) 蓮華池地區降雨-延時-頻率關係及不同降雨延時之設計雨型歷線。台灣林業科學 14(1):63-76。
- Bastin G., B. Lorent, C. Dugue and M. Gevers (1984) Optimal estimation of the average area rainfall and optimal selection of rain gage locations. *Water Resour. Res.* 20(4):463-470.
- Collings M. R. (1966) Throughfall for summer thunderstorm in a juniper and pinyon woodland Cibecue Ridge, Arizona. Geological Survey Professional Paper 485-B, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 13p.
- Dingman S. L., D. N. Seely-Reynolds and R. C. Reynolds (1988) Application of kriging to estimating mean annual precipitation in a region of orographic influence. *Water Resour. Bulletin* 24(2):329-339.
- Eschner A. R. (1966) Interception and soil moisture distribution. International Symposium on Forest Hydrology, Proceedings of a National Foundation Advanced Science Seminar, Aug. 29-Sept. 10, Pennsylvania State University, Pennsylvania. p.191-200.
- Gomez J. A., K. Vanderlinden, J. V.Giraldez, and E. Fereres (2002) Rainfall concentration under olive trees. *Agriculture Water Management* 55:53-70.
- Helvey J.D. and J. H. Patric (1965) Canopy and litter interception of rainfall by hardwood forests of eastern United States. *Water Resour. Res.* 1(2):193-206.
- Huff F. A. (1970) Spatial distribution of rainfall rates. *Water Resour. Res.* 6(1):254-259.

- Isaaks E. H. and R. M. Srivastava (1989) *Applied geostatistics*. Qxford University Press, Inc., New York, 561p.
- Lin T. C., S. P. Hamburg, H. B. King, and Y. J. Hsia (1997) Spatial variability of throughfall in subtropical rain forest in Taiwan. *Journal Environmental Quality* 26:172-180.
- Lloyd C.R. and A. O. Margues (1988) Spatial variability of throughfall and stemflow measurements in Amazonian rainforest. *Agric. For. Meteorol.*, 42:63~73.
- Mahendrappa M. K. and D. G. O. Kingston (1982) Prediction of throughfall quantities under different forest stands. *Canadian Journal of Forest Research* 12:474-481.
- Molnau M., W. J. Rawls, D. L. Curtis and C. C. Warnick (1980) Gage density and location for estimating mean annual precipitation in mountainous areas. *Water Resour. Bulletin* 16(3):428-432.
- Orr H. K. (1972) Throughfall and stemflow relationships in second growth Ponderosa pine in the Black Hills. USDA For. Serv. Res. Note RM-210, Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station, Fort Collins, Colorado, 7p.
- Rodrigo A, and A. Avila (2001) Influence of sampling size in the estimation of mean throughfall in two Mediterranean Holm oak forests. *Journal of Hydrology* 243:216-227.
- Rogerson T.L. (1968) Thinning increases throughfall in loblolly pine plantations. *Journal of Soil and Water Conservation* 23(4):141-142.
- Rogerson T. L. and W. R. Byrnes (1968) Net rainfall under hardwoods and red pine in central Pennsylvania. *Water Resour. Res.* 4(1):55-57.
- Roth F. A. and M. Chang (1981) Throughfall in planted stands of four southern pine species in east Texas. *Water Resour. Bulletin* 17(5):880~885.
- Rothacher J. (1963) Net precipitation under a Douglas-fir forest. *Forest Science* 9(4):424-429.
- Schmid J. M., S. A. Mata, M. H. Martinez and C. A. Troendle (1991) Net precipitation within small group infestation of the mountain pine beetle. USDA For. Rerv. Res. Note RM-508, 4p.

多元化育林作業與水土資源保育

劉一新¹ 黃瓊彪²

【摘要】本研究於林業試驗所太麻里研究中心之台灣杉造林地進行，除針對台灣杉造林木之生長現況及林下天然更新闊葉樹種進行調查外，並監測造林地穿落雨及土壤沖蝕的狀況，發現台灣杉上木之生長及林冠的鬱閉情形對下層闊葉樹之天然更新產生影響，亦發現林地土壤之沖蝕和累積與天然更新闊葉樹所形成的複層結構有關，顯示人工林撫育作業，可誘發林內闊葉樹之天然更新，並增加林分之複層結構，而有利於生物多樣性及水土資源的保育，此點在規畫後續經營策略方面應有其參考價值。

【關鍵詞】 多元化育林作業、天然更新、水土資源保育。

MULTIPLE SILVICULTURE SYSTEM AND SOIL/WATER CONSERVATION

I-Hsin Liu¹ Chiung-Piau Huang²

【Abstract】 This study was conducted at the Taiwan fir plantations established in 1980s at Taimalii research centre, TFRI. Focus on the relationships between plantations condition and soil/water conservation, growth parameters of Taiwan fir and natural regeneration trends of under-growth hardwood were investigated. Meanwhile, the dynamics of penetrating precipitation and soil erosion/accumulation of different sites were monitored simultaneously, the results of the study showed that the growth and canopy condition of plantations will affect the natural regeneration of under-growth

1.行政院農業委員會林業試驗所集水區經營組副研究員，通訊作者。

Assistant Scientist, Division of Watershed Management, Taiwan Forestry Research Institute, Council of Agriculture.
Corresponding Author.

2.行政院農業委員會林業試驗所集水區經營組研究員。

Senior Scientist, Division of Watershed Management, Taiwan Forestry Research Institute, Council of Agriculture.

hardwood and the relationships between soil erosion/accumulation dynamics and multiple layer structure of natural regenerated hardwood actually exists, these results implicating that silviculture practice including thinning and pruning can stimulate the natural regeneration of under-growth hardwood to create a multiple layer structure of the plantations and furthermore enhance the biodiversity and soil/water conservation.

【Key words】 Multiple silviculture , Natural regeneration, Soil and water conservation.

I、前言

傳統人工造林地之期中撫育作業，多將其重點置於於造林木之生長促進與形質改善方面，直到最近，方擴及疏伐與修枝作業對生物多樣性與水土保持之影響，以及林下天然更新闊葉樹的研究及經營策略等層面。

依據現場作業經驗，台灣杉人工造林地進入期中撫育階段(15~20 年生，平均 DBH 約 20cm)時，林下經常已有闊葉樹天然更新幼樹之出現。其中除先驅樹種及小灌木類外，亦不乏樟科、殼斗科，以及烏心石、江某、木荷、杜英等演替後期且極具經濟與生態價值之大喬木類。這些珍貴的原生闊葉樹種，正是森林生態系經營計畫中的重要復育對象(劉一新 1999b、劉一新 1999c)，如能配合恰當的撫育作業，理應成為台灣杉人工造林地後續經營之重要資產，而對前生樹萌蘖與種子庫萌發幼樹等生物性遺產的重視，也正是多元化育林體系與單一化育林體系間最大的差別。以地景生態學的觀點視之，造林地區塊(patch)與森林生態系本體(matrix)之間的界限，終將因這些天然更新幼樹的發育與演替而逐漸模糊，其對比性亦終將降低(劉一新 1999d)，唯我們對此一趨勢的速率及途徑，所知仍甚少，換言之，如能瞭解此一機制，我們將可預測外圍天然林侵入人工造林地的趨勢，甚且可製造有利途徑，引導或加速此一過程的發生，如此將使人為介入的方式，發生本質上的改變。

其次，這些天然更新的闊葉樹種的出現，除可增加造林地的生物多樣性之外，也增加了林分的複層結構，從而有助於土壤與水資源的保育，因此在評估森林永續經營之準則與指標中，暫有極為重要的地位(劉一新 2000b)。

綜合上述，太麻里研究中心台灣杉人工造林地經營策略之研擬，乃一方面基於生物多樣性之保育之考量，透過林下天然更新幼樹之誘發及釋放(release)，調整

林分結構與組成，以提昇其多樣性。其次，乃基於森林生態系的復舊與水土資源保育的考量，改善林分結構與組成，以提昇生態系的健全性。同時，為評估此一作業的正確性及效益為何，亦針對已經進行作業的造林地，進行監測與評估，此一工作的進行亦為一必要的回饋功能。換言之，效益監測可視為持續進行的林況分類工作，其監測項目與林況分類之準則與指標是相同的(劉一新 2000b)，而其結果亦可用於逐步修正育林之策略及其它組成單元。

太麻里研究中心之台灣杉人工林，集中建造於 1980 年代初期，目前林齡約 25~30 年生，地點則集中於第二林區之 14、15、16、17、18 號造林地，面積合計為 110.78 公頃。五號造林地中，第 14、15、16 號造林地生長尚可，17、18 號造林地則成活率極低，已接近造林失敗地等級。經 1996 年現場踏勘發現，各造林地因成活率與生長狀況不一，致林相異質性甚高，且呈不同區塊的鑲嵌性結構。若欲進行大面積的期中撫育工作，實非傳統作業模式所能為功。研究中心乃針對這五筆造林地內不同的區塊特性，以多元化育林(multiple silviculture)策略 (劉一新、高毓斌 2002)，研提試驗林經營管理造林預定案，並於 1997 年開始，以複合式合約進行發包，全案執行步驟如次：

1. 推通舊有林道，使人員得以順利到達現場。
2. 配合航空照片判釋，進行樁點安放及林況調查。
3. 針對不同類型之造林地，設置小面積試作區進行先驅作業。
4. 依據先驅作業之執行成果，研擬複合式合約藍本及工作流程並發包執行。
5. 於不同作業區內設置監測樣區進行效益監測(劉一新 2000a)。

依據實地調查結果發現，這五筆造林地的現況略可分為以下四類：

第一類：造林木成活率高，目前已成鬱閉之桿材級林分。

第二類：部分造林木因颱風、乾旱、病蟲害或松鼠為害而枯死，致成疏開幼樹—小桿材級林分。

第三類：造林木成活率不足，且形、質不良，林內已出現大型孔隙地，唯天然更新闊葉樹生長良好。

第四類：因五節芒的凌壓，致造林失敗，已成密布水麻與五節芒之灌叢—草生地。

因此，該造林合約中，乃針對這四類林況，施以不同的後續作業，分項查價並計算作業面積後併案發包：

第一類：進行修枝、疏伐等中後期撫育作業，以期提昇林分的品質。

第二類：進行除伐，伐除枯立木及病株後，於林下栽植烏心石、牛樟等原生闊葉樹種，進行二階段造林。

第三類：針對天然更新闊葉樹進行撫育 (hardwood release) (劉一新 1999c)，作業的項目包括除草、除蔓、除灌叢等，以解除其凌壓。

第四類：配合機械整地與除草劑的施用，徹底解除來自五節芒的凌壓，再進行原生闊葉樹種的復舊造林，選擇烏心石、光臘樹、牛樟、小西氏賽楠、木荷等為造林樹種，以期營造一組成與天然林接近的人工林。

以上這些作業，工作重點雖各有差異，唯其目的則均在建造一造林木與天然更新樹種相混合的造林地，並希望在林分發育的過程中，調整林分組成與結構並誘導其發育的方向，使其形、質逐步的接近天然林，並兼顧經濟上的價值，而成為一半天然化的人工林(semi-natural plantations)，故總稱此一策略為半天然化人工林之營造(劉一新 1999b)。

本項作業結束後，計畫透過科技計畫之研提與執行，於四類型作業區內設置調查樣區並進行監測，本研究乃第一類型作業區之初步監測結果，期能做為後續經營之參據。

II、材料與方法

(I)台灣杉造林木及天然更新幼樹調查

1. 試驗地設置

(1) 擇定太麻里研究中心第二林區第 14 號造林地之台灣杉第一類型作業區內，依留存株數之不同，畫定三處 50×50 m²之大樣區進行調查。

(2) 作業樣區選定後，進行台灣杉及天然更新闊葉樹之標號及每木調查。

2. 調查及分析

調查台灣杉之胸徑、樹高，以及林下更新幼樹之樹種、胸(基)徑、樹高，以分析比對各樣區之台灣杉造林木株數、平均 dbh、平均樹高、胸高斷面積，以及天然更新幼樹之種類數目、平均 dbh、平均樹高、胸高斷面積等植群介量。

(II)降雨及穿落雨之監測及地表沖蝕量監測

1. 降雨及穿落雨之監測

參考盧惠生等(2003)之研究方法，進行降雨及穿落雨之監測：

- (1) 依標準作業規範，於空曠地設置一標準雨量筒及自計雨量計；平時狀況每二星期量測一次，特殊狀況隨時量測。
- (2) 於每一 50x50m² 之試區，縱橫各以 10m 的間格距離分為 25 個小區，在每一小區中央設一簡易雨量筒，用以收集林內穿落雨的資料。
- (3) 簡易雨量筒的製作，乃是由一個 11.8cm 直徑之圓形漏斗承雨口和其下方約 5 公升之儲水瓶緊密連接而成；簡易雨量筒預定放置位置決定後，先將表層土壤夯實，必要時填土加高、底部鋪平。然後將雨量筒水平放置，四角以鋼筋或木樁穩固，確定能承受颱風暴雨之侵襲。該位置半徑一公尺範圍之灌木叢需經常修剪，以不影響穿落雨進入雨量筒為原則。定期以量筒量測儲水瓶中之水量並記錄之；平時狀況每二星期量測一次，特殊狀況隨時量測。

2. 地表沖蝕量調查

參考林文賜(2002)及黃俊德等(1994)之研究方法，進行地表沖蝕量調查：

- (1) 沖蝕樁是直徑 10mm、長 50cm 的鋼筋，並在 20cm 處塗上一圈白漆為記，另在 15—20cm 之間，每公分處以黃漆標示之。
- (2) 在試區由坡上邊界，每距離 10 公尺朝坡下之方向規劃四條沖蝕調查線，沖蝕樁沿調查線佈設，每根間隔 2m，每條線共 26 根。沖蝕樁垂直打入地表 30cm，地面留 20cm，與白漆標線平齊。
- (3) 定期以鐵尺量測沖蝕或堆積高度，平時狀況每二星期量測一次，特殊狀況隨時量測；沖蝕量 (-) 和堆積量 (+) 均以累積值紀錄之。

III、結果與討論

本研究於2007年完成三處試驗地之設置、立木標牌、造林木及天然更新闊葉樹之每木調查及植被分析工作，於2008年完成自計雨量筒及沖蝕樁之設置及測試工作，並開始收集降雨、穿落雨及土壤沖蝕資料，茲將二項工作之結果分述如次：

(I)人工林經營及天然更新調查

完成三處試驗地之設置、立木標牌、造林木及天然更新闊葉樹之每木調查及植被分析工作，結果如次：

1. 於 A 區紀錄台灣杉 110 株，B 區 146 株，C 區 72 株，其平均胸徑等基本資料如

表 1。

表1 三樣區台灣杉基本資料

Table 1. Basic data of Taiwan fir at three study sites

樣區	株數	平均dbh(cm)	平均樹高(m)	總胸高斷面積(cm ²)
A	110	31.1	18.9	95,957
B	146	28.7	18.7	101,674
C	72	23.9	17.6	50,837

2. 於 A 區紀錄到瓊楠、九芎、江某、長尾尖櫛、長果木薑子、厚殼桂、紅楠、假赤楊、山杏仁、猴歡喜、楊桐、狗骨仔、薯豆、灰木等十九種林下闊葉樹種，總株數計38株。

3. 於 B 區紀錄到木荷、杜英、香桂、假赤楊、楊桐、蓮草、山龍眼、鼠刺等十五種林下闊葉樹種，總株數計41株。

4. 於 C 區紀錄到楊桐、鼠刺、山羊耳、山红柿、山龍眼、牛奶榕、狗骨仔、青楓、咬人狗、桫欏木、山杏仁、木荷、江某、杜英、長尾尖櫛、長果木薑子、長葉木薑子、厚殼桂、紅楠、假赤楊、黃杞、薯豆、三斗石櫟等28種林下闊葉樹種，總株數計94株。

5. 三區林下闊葉樹種之基本資料整理如表2。

表2 三樣區天然更新闊葉樹基本資料

Table 2. Basic data of natural regenerated hardwood of three sites

樣區	樹種	株數	平均dbh(cm)	平均樹高(m)	總胸高斷面積(cm ²)
A	19	38	13.1	8.9	8,929
B	15	41	8.9	5.5	6,187
C	28	94	7.3	5.6	9,406

6. 三樣區台灣杉之相對優勢度以B區為高(0.94)，A區次之(0.92)，C區又次之(0.88)，而闊葉樹之相對優勢度則以C區為高(0.12)，A區次之(0.08)，B區最次(0.06)。

(II)降雨及穿落雨之監測與地表沖蝕量監測

本項工作自97年2月起開始進行資料收集，原則上每月分上旬及下旬二次進行

穿落雨及沖蝕量之紀錄，總計已累積五季的觀測資料。其中穿落雨部分，整理如表3，沖蝕量部分整理如表4。

表3 三樣區穿落係數季統計表

Table 3. Seasonal dynamics of penetrating index of three sites

穿落係數	春	夏	秋	冬	春	平均
A區	0.825	0.948	0.991	0.998	0.853	0.923
B區	0.801	1.018	1.000	0.980	0.892	0.938
C區	0.827	0.977	0.999	0.981	0.909	0.939
平均	0.818	0.981	0.996	0.986	0.884	0.933

表4 三樣區沖蝕量月加總統計表 (單位:cm)

Table 4. Soil erosion/accumulation summation list of three sites

統計月份	A區	B區	C區	平均
Feb-08	0.00	0.00	0.00	0.00
Mar-08	-0.13	-0.37	-0.11	-0.20
Apr-08	-0.40	-0.37	-0.10	-0.29
May-08	-0.52	-0.37	-0.09	-0.33
Jun-08	-0.96	-0.54	-0.20	-0.57
Jul-08	-0.81	-0.56	-0.21	-0.53
Aug-08	-1.27	-0.97	-0.46	-0.90
Sep-08	-1.17	-0.97	-0.53	-0.89
Oct-08	-1.81	-1.59	-0.95	-1.45
Nov-08	-1.41	-1.43	-0.92	-1.25
Dec-08	-1.61	-1.50	-0.94	-1.35
Jan-09	-1.67	-1.70	-0.98	-1.45
Feb-09	-1.63	-1.55	-0.95	-1.38
Mar-09	-1.63	-1.63	-1.00	-1.42
Apr-09	-1.73	-1.67	-1.02	-1.47
平均	-1.12	-1.01	-0.56	-0.90

IV、結論

(I)人工林經營及天然更新調查

1. 於A區紀錄台灣杉110株，其平均胸徑為31.1cm，其相對優勢度為0.92，在三樣區中位居第二，林下出現闊葉樹計19種，總株數計38株，相對優勢度為0.08，在三樣區中亦位居第二。
2. 於B區紀錄台灣杉146株，其平均胸徑為28.7cm，其相對優勢度為0.94，為三樣區中最高者，林下出現闊葉樹計15種，總株數計41株，相對優勢度為0.06，為三樣區最低者。
3. 於C區紀錄台灣杉72株，其平均胸徑為23.9cm，其相對優勢度為0.88，為三樣區之最低者，林下出現闊葉樹計28種，總株數計49株，相對優勢度為0.12，為三樣區之最高者。
4. 依據本調查之結果顯示：台灣杉上木之生長及林冠的鬱閉情形對下層闊葉樹之天然更新會產生一定程度的影響，凡上木生長不良，林冠鬱閉度較低者，其產生之孔隙將提供林下天然更新闊葉樹發育之生態棲位，此點證明了撫育措施誘發闊葉樹天然更新的可能性。

(II)降雨及穿落雨之監測與地表沖蝕量監測

本研究共計收集了五季15個月計30次的降雨、穿落雨及地表沖蝕量調查，分析其結果發現：

1. 春季林內之穿落係數明顯較其他三季為小，此係因試驗地屬夏秋雨型，即降雨分布集中在夏秋之颱風季節，而冬季則因受東北季風之影響，仍有相當的雨量，至於春季則雨量相對較少，使得顯示林分在春季發揮最大的截流作用所致。至於夏秋季大雨量發生時，林冠之截流作用則相對不明顯，甚且有穿落雨等於或多於空曠地降雨量之情況。整體而言，本研究中所選擇的三個樣區均屬較疏開之林分，因此穿落係數的差異並不大，所發揮的截流作用並不明顯，亦不易看出其於地表沖蝕之間的關聯性。
2. 經由15個月次的觀察發現，三區之地表沖蝕均持續發生，其中以A區最高，B區次之，C區則最少，比較三樣區之植被發現，造林木部分以C區最少、A區次之，B區最多，而天然更新下木部分則以C區最多、A區次之，B區最少，顯示

下層木之密度，確為影響地表沖蝕的重要原因，而當下層木密度相仿時，上木株數亦會發生作用。此點對於臺灣杉人工造林地後續經營策略上，有其重要意義，換言之，無論基於生物多樣性或水土資源保育的立場，林下栽植或天然更新誘導等多元化育林體系策略，在林分密度過高或立木株數不足且林下植被稀少時，均應被採行，俾使林分之組成多樣化，結構多層化。

3. 在穿落係數的監測方面，2008年及2009年春季，均曾低於60%的數值，反之，於夏秋二季則曾多次出現超過100%的數值，這二類數值在統計上的意義相對較低，亦顯示簡易型雨量筒在強度不一致的降雨量測上，將產生較大的誤差，針對此點，擬於未來的監測過程中改善之，俾得更精確之結果。
4. 綜合言之，穿落雨之強度分布狀態，與地表沖蝕深度分布具有正相關，但以面的整體發展觀之，尚未能完全掌握確定之沖蝕型態及路徑，主因野外大面積的觀測不易掌控，且設備與技術亦未盡理想，使得有效而穩定的資料搜集仍嫌不足所致。
5. 根據二次地表沖蝕量分布之累積成果分析，其沖蝕路徑和累積量間，具有明顯的因果關係，可見研究方向與策略大抵正確，唯仍需持續觀測，以累積更充分的數據。

V、謝誌

本文乃為作者等於2007~2009年執行科技計畫「台灣杉人工林內已更新闊葉樹之經營策略」(計畫編號：98農科-8.4.2-森-G3(3))之初步成果。本計畫承太麻里研究中心黃致誠先生及其他同仁之大力配合方克完成，特致謝忱。

VI、參考文獻

- 林文賜 (2002) 集水區空間資訊萃取及坡面泥砂產量推估之研究，國立中興大學水土保持研究所博士論文。
- 劉一新 (1999a) 不經營就沒有森林—不確定情形下的永續森林生態系 林業研究專訊 第六卷第五期。
- 劉一新 (1999b) 生態系經營之理論基礎 臺灣林業 第廿五卷第四期。
- 劉一新 (1999c) 生態系經營計畫的編訂 臺灣林業 第廿五卷第五期。

- 劉一新譯 (1999d) 森林地景分析及設計—地景經營的發展與實現 林業叢刊第 107 號 行政院農業委員會林業試驗所出版。
- 劉一新譯 (2000a) 西北森林計畫效益監測程序之策略及設計 林業叢刊第 117 號 行政院農業委員會林業試驗所出版。
- 劉一新譯 (2000b) 加拿大林業永續經營之準則與指標 林業叢刊第 120 號 行政院農業委員會林業試驗所出版。
- 劉一新、高毓斌 (2002) 符合生態系經營原則之育林策略 林業研究專訊 第九卷第六期。
- 盧惠生、林壯沛、黃良鑫、胡蘇澄、陸象豫 (2003) 天然闊葉林與檳榔園穿落雨空間分佈特性之研究。台灣林業科學 18(2):131-141
- 黃俊德、吳嘉俊、徐森雄、陳慶雄 (1994) 土壤沖蝕與保育之研究-陡坡地果園土壤流失觀測 (三)， 83 年度水土保持及集水區經營研究計畫成果彙編， 119-148。

坪林試驗集水區逕流特性分析

沈亮伶¹ 陳明杰² 張文慧¹

【摘要】為探討台灣東北部地區森林集水區的水文特性，本研究蒐集坪林試驗集水區自 1993 至 2009 年期間的降雨、逕流觀測資料，分析稽延時間、洪峰到達時間、洪峰逕流係數，以及在無降雨期間基底逕流遞減特性。分析結果顯示，稽延時間、洪峰到達時間與平均降雨強度有顯著相關，降雨強度越大則稽延時間及洪峰到達時間有縮短的趨勢。單場降雨事件下，洪峰到達時間約為稽延時間的 2.1 倍，單場連續降雨之洪峰逕流係數多介於 0.48~0.79，其與平均降雨強度、洪峰到達時間無顯著相關。其次，應用模式分析基底逕流遞減特性的結果，自由地下水層逕流遞減模式求得計算值與實測值之相對誤差平均值為 17.9%，而被壓地下水層逕流遞減模式之相對誤差平均值為 22.2%，顯示自由地下水層逕流遞減模式的適合性較佳，模式之自由遞減係數與降雨停止後第 3 日的基底逕流量無顯著相關，且自由遞減係數亦無隨著月份呈現一定的變化趨勢。

【關鍵詞】坪林集水區、洪峰逕流係數、洪峰到達時間、稽延時間、基底逕流。

ANALYSIS THE CHARACTERISTICS OF RUNOFF OF PINGLIN EXPERIMENTAL WATERSHED

Liang-ling Shen¹ Ming-chieh Chen² Wen-hui Chang³

【Abstract】This study is to investigate the hydrological characteristics of forest watershed locating on the northeast Taiwan. Observed rainfall and runoff data of Pinglin experimental watershed were collected which to analyze lag time, time to peak runoff, peak runoff coefficient, and to analyze the characteristics of baseflow recession on no rainfall occurred period. From the analyzed results, the lag time and time to peak runoff were significantly related to rainfall intensity, and the lag time and time to peak runoff

¹臺灣大學森林環境暨資源學系研究生。

Graduate student, School of Forestry and Resource Conservation, National Taiwan University.

²臺灣大學森林環境暨資源學系教授，通訊作者。

Professor, School of Forestry and Resource Conservation, National Taiwan University.

Corresponding author. E-mail: jackchen@ntu.edu.tw

were decreased associated with rainfall intensity increased. On single rainstorm event, the time to peak runoff was about 2.1 times to lag time, and the peak runoff coefficient was about from 0.48 to 0.79 that was not significantly related to rainfall intensity and time to peak runoff respectively. Besides, from the analyzed results by baseflow recession model, the average relative error of calculated flow data to observed flow data was 17.9% by unconfined groundwater runoff model and was 22.2% by confined groundwater runoff model, which reveals the unconfined groundwater runoff model was suitable to baseflow recession analysis. Also, the recession coefficient of unconfined groundwater runoff model was not related to the baseflow discharge on 3rd day behind rainfall end, and monthly recession coefficient were not regularly change associated with month by month.

【Key words】 Baseflow, Peak runoff coefficient, Time to peak runoff, Pinglin watershed, Lag time.

I、前言

臺灣位於歐亞大陸與太平洋交界處，屬副熱帶氣候區，冬季盛行東北季風，夏季盛行西南季風，中央山脈貫穿全島中央，由於地景複雜且受季風風向的影響，降雨量在時間及空間分佈極不均勻。並且位於西太平洋颱風之移動路徑區域，每年平均有 3~4 次颱風侵襲(中央氣象局網頁資料)，因此，5 月至 10 月的降雨量占全年之 78% (李南慶，2007)，南部地區更高達 90%，其大部分屬於梅雨及颱風豪雨。加上，山坡地面積約占全部面積的三分之二，上游集水區地形陡峻，河短流急，呈現特殊的地理環境及水文現象，夏季期間經常遭受崩塌、土石流、洪泛等災害，而冬季期間因降雨量偏低，經常面臨水資源供應不足的壓力。就水資源供應而言，大約有 75%的用水量來自河川上游集水區，其森林覆蓋良好於否，對於洪水期與枯水期河川流量的調節，減少泥砂沖蝕及淨化河川水質等的功能受到廣泛關注。欲妥善進行集水區經營整治、水土保持工程規劃設計等，洪峰流量及在無降雨期間的基底逕流(Baseflow) 特性分析為首要工作。

在欠缺長期流量觀測記錄的地區，水土保持工程規劃設計水理計算時，通常利用該地區的雨量資料，應用合理化公式推估洪峰流量。合理化公式為 Kuichling

於 1889 年提出之經驗公式，因簡單而被廣泛應用，只要適當地決定洪峰逕流係數和計算平均降雨強度，就很容易推算洪峰流量。其次，合理化公式推算的洪峰流量，即在達到平衡流量狀態下之運動波(Kinematic wave)的洪峰值，其與降雨強度及集流時間有很大關係。雖然合理化公式簡單實用，但往往因各集水區之氣象、水文及地文條件等不同，有效降雨強度在時間及空間的分布少呈定值，而極難有確切答案(楊德良、林國峰，1989)。國內在應用合理化公式時，往往引用與集水區地文因子有關之經驗公式推估集流時間，並無考慮降雨條件、地表粗糙度等影響，求得集流時間為定值，惟缺乏實測資料予以驗證；再者，洪峰逕流係數大多引用國外經驗值，決定值又無合理依據，以致推算值與實測值相差甚大(王如意等，1990)。

其次，在降雨停止經過一段時間之後，集水區的逕流隨著時間呈現緩慢遞減的趨勢，此即為基底逕流的部分，其與集水區的地表覆蓋、地形、地質、土壤等條件有關(瀨口等，1982；高橋等，1983；鈴木，1984)。就山坡地集水區基底逕流發生的位置而言，可分為土壤層和岩層兩部分，土壤層位於上方，其下方則為裂隙發達的岩層，而最下方則為不透水的岩層。降雨發生之後，不透水岩層上方的土壤層和裂隙發達的岩層內貯留的雨水，徐徐的向河道流出，此與基底逕流的過程有關(瀨口等，1979)。集水區基底逕流量占總流量的比率愈大，則愈有利於水資源開發利用，森林涵養水資源功能即在提高並確保集水區的基底逕流量(陸象豫，2004)。關於基底逕流遞減特性的分析，Barnes(1939)以指數函數方程式的形式表示基底逕流遞減特性。由於無降雨期間基底逕流主要來源為地下水，考慮其來源屬於自由(unconfined)地下水層或是被壓(confined)地下水層及其力學特性，分別用不同的基底逕流遞減模式來表示(芝野，1988)。蓮華池等幾個試驗集水區的觀測資料分析結果，以自由地下水層之逕流遞減模式適合性較佳(陳明杰，1991)。

本研究為探討台灣東北部森林集水區的水文特性，蒐集坪林試驗集水區 1993 年至 2009 年的降雨、逕流觀測資料，一方面檢核合理化公式相關之集流時間及其與降雨強度的關係，以及洪峰逕流係數等，做為應用合理化公式於水土保持工程規劃設計之水理計算依據；並且，以被壓地下水及自由地下水層逕流遞減模式，分析集水區無降雨期間基底逕流遞減特性，經由計算值與實測值的相對誤差值，比較兩種分析模式應用於坪林試驗集水區的適合性。

II、材料與方法

(I) 試驗集水區概況

坪林試驗集水區位於台北縣坪林鄉，林務局羅東林區管理處文山事業區第 49 林班，近臨北宜公路(圖 1)。集水區面積 48.47 ha，菱形外觀，平均海拔高度為 517.3 m，平均坡度為 55.2%(表 1)。溪流坡度陡峻，溪谷狹窄成幼年期河谷地形。坪林地區年平均氣溫為 20.1℃，一月份平均氣溫為 13.7℃，七月份平均氣溫為 26.3℃，年平均實際蒸發散量約為 670 mm (坪林鄉公所, 2002)。試驗集水區 1994 年至 2002 年的觀測資料統計，年平均降雨量為 3,630 mm，最大年降雨量為 5,317 mm (2001 年)，最小年降雨量為 2,308 mm (2002 年)。夏季因受颱風豪雨，月份降雨量可高達 2,335 mm (2001 年 9 月)，冬季受東北季風影響降雨量亦相當豐富。

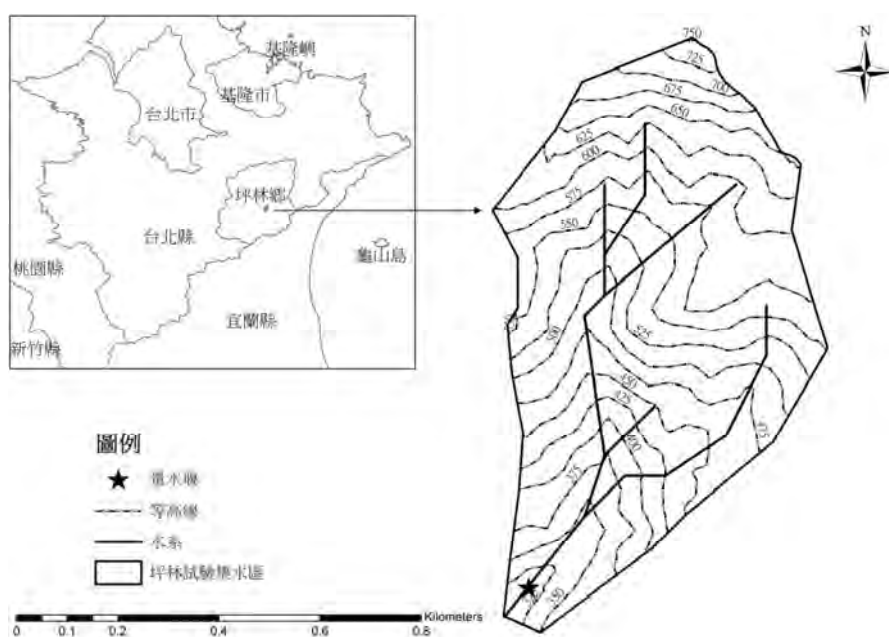


圖 1 坪林試驗集水區位置及地形圖

Fig.1 Location and topographic map of Pinglin experimental watershed

表 1 坪林試驗集水區地形因子(陳明杰，1995)

Table 1. Topographic factors of Pinglin experimental watershed

面積 (ha)	周長 (m)	溪流長度 (m)	平均寬度 (m)	形狀係數	密集度	平均坡度 (%)	平均海拔高 (m)	方位
48.47	3127	1150	421.5	0.37	0.79	55.2	517.3	S15° W

研究區域位於雪山山脈北段，地質屬於漸新世至中新世之大桶山層及媽崗層，由細至中粒厚層砂岩夾有黑灰色頁岩或炭質頁岩互層所組成，其岩性特徵為砂岩—粉砂岩—頁岩所形成之薄層，主要是深灰或灰黑色劈理良好的硬質岩(argillite)、板岩(slate)及千枚岩(phyllite) (坪林鄉公所，2002)。集水區土壤主要為幼黃壤及石質土，土層淺薄，質地粘重且呈強酸性，表土 A 層為呈暗褐色之粉質壤土，B 層為深褐色之砂質粘土。

植被大部分為天然闊葉林，以殼斗科為最多，大戟科次之。一部分為琉球松、柳杉及杉木為主，並混有少數之濕地松及樟樹之人工造林地，林相粗雜。林下多為上層闊葉樹之幼樹，灌木類以雞屎樹為主，大明橘及墨點櫻桃次之。地被植物多為蕨類(張家棟、林大裕，1985；邱垂鴻等，1987)。

試驗集水區的量水堰於 1985 年間完成，堰口設計採直角三角形斷面，高度 1.5 m，並裝設自記式水位計，每 7 日更換記錄紙一次觀測水位(邱垂鴻等，1987)。為精確量測水位雨量資料，從 1990 年起加裝微電腦自記水位計，並在集水區內增設兩處雨量計(邱榮一，1995；陳明杰，1995)，記錄之最小間隔時間為 5 min。

(II) 量水堰流量測量

量水堰(weir)是一種固定斷面之明渠流量測量設備，為在渠道中以一設施阻截水流，使水流流經一固定斷面形狀的堰口，測量堰口處的水位高，利用水力學公式換算為流量，最常見的堰口斷面形狀有三角形或 V 形(V-notch)、矩形、梯形三種；堰口之頂緣可依緣的厚薄分為銳緣(sharp-crested)、短緣(short-crested)、寬緣(broad-crested)三類；銳緣堰口其水流不致與下游之結構接觸，較易形成自由(free)或臨界(critical)流，為最常選用的型式。坪林試驗集水區設置之量水堰為直角三角形銳緣量水堰(圖 2)。

依據銳緣三角形堰口測量之水位高 (h_e) 供推算流量 (Q) 之公式如下(WMO, 1980)：

$$Q = C_e \cdot \frac{8}{15} \cdot (2g)^{0.50} \cdot \tan \frac{\theta}{2} \cdot h_e^{2.50} \quad \text{-----}(1)$$

上式， Q ：流量， g ：重力加速度， h_e ：水位高， θ ：三角形堰口角度， C_e ：有效流量係數(effective discharge coefficient)， C_e 與淨水池深度、寬度有關，若水流在堰口為完全收束(Fully contracted)，則 C_e 僅隨 θ 而改變，直角三角形堰口之 C_e 約為 0.578(WMO, 1980)。



圖 2 坪林試驗集水區量水堰

Fig.2 Weir of Pinglin experimental watershed

銳緣三角形完全束縮堰之流量測定，受水位變化的影響較大，在 $6\text{ cm} \leq h_e \leq 38\text{ cm}$ 的範圍可以得到精確的流量值(Bos, 1989)。但實際河川常受泥砂及斷面變化之影響，也極易受泥砂撞擊受損，因此若在含砂量大之山區河川，應避免使用。其次，受靜水池淤積深度及堰口形狀與糙度的影響，水位與流量關係並非一成不變，量水堰上游之靜水池一旦淤積，將使量水堰改變原有水力特性，因此水位與流量之率定關係也隨之改變。

(IV) 基底逕流分析

降雨停止經過一段時間之後，集水區的逕流以基底逕流為主，基底逕流隨著時間的增長呈現遞減狀態，其遞減特性與集水區的地形、地質、土壤等因子有關。而考慮基底逕流發生於不同的地層及其水力學特性，可分為發生於自由地下水層或是發生於被壓地下水層的逕流，經由模式分析探討集水區基底逕流特性。

1. 被壓地下水層逕流遞減模式

假設基底逕流屬於被壓地下水流動型態，基底逕流的流量隨地下水水頭高度變化，導出下列方程式(芝野，1988)：

$$q_c(t) = q_c(0) \cdot \exp(-Ac \cdot t) \quad \text{-----}(2)$$

Ac ：被壓遞減係數 (1/day)

$q_c(0)$ ：降雨停止後遞減曲線的初期流量 (mm/day)

$q_c(t)$ ：經過時間 t 之後的流量 (mm/day)

t ：時間 (day)

2. 自由地下水層逕流遞減模式

假設基底逕流屬於自由地下水流動型態，基底逕流的流量與地下水水頭高度隨時間、位置變化的關係，導出下列方程式(芝野，1988)：

$$\sqrt{1/q_u(t)} - \sqrt{1/q_u(0)} = Au \cdot t \quad \text{-----}(3)$$

$q_u(t)$ ：經過時間 t 的流量 (mm/day)

$q_u(0)$ ：遞減曲線之初期流量 (mm/day)

Au ：自由遞減係數 ($\text{mm}^{-1/2}\text{day}^{-1/2}$)

t ：時間 (day)

III、結果與討論

(I) 降雨事件分割

由於降雨現象變化萬千，各要素繁複且互相影響，因此有必要定義降雨事件 (Bedient and Huber, 1988)。在切割單場降雨事件時，前期降雨為重要條件，因為降雨事件的發生會反應在集水區的流量歷線中，若時間切割點不當，則所選取的流量歷線會受到前一場降雨事件的影響，導致逕流分析過程困難度提高(陳信雄等，2004)，即降雨若間隔時間太短，則可能造成原本是同一場降雨被視為好幾場降雨；若間隔時間太長，又可能將源自不同水汽而造成的降雨，被視為同一場降雨。若再進行下一步降雨分析，則總降雨量、降雨強度、降雨延時等降雨資料都會影響降雨分析結果，並且造成錯誤(廖禎茹，2005)。前人研究(鄭皆達、林莉利，1992；李肇文，1993；盧惠生，1999；廖學誠等，1998)常使用 6 小時、3 日、5 日或 10 日定義為分割單場降雨事件條件，本研究則以降雨前後各 6 小時無降雨記錄判定為單場降雨事件。

(II) 稽延時間、洪峰到達時間與平均降雨強度的關係

整理自 1993 年至 2009 年間隔時間 5 min.之降雨量、逕流量資料(扣除資料誤差、遺失及量水堰清淤時期暫停觀測)做分析，每一降雨事件最高降雨量發生時間及最高水位發生時間的差訂為稽延時間；而逕流歷線開始上升時間至最高水位發生時間的差訂為洪峰到達時間；平均降雨強度則以洪峰到達時間內之小時平均降

雨量(mm/hr)表示，單位為。資料經統計分析結果，坪林試驗集水區之稽延時間(T_l)與平均降雨強度(R_e)的關係式如下：

$$T_l = 1732.92 \times R_e^{-0.992} \quad r^2 = 0.317^* \quad n = 16$$

由逕流歷線與降雨歷線相對應的關係，當降雨發生且有明顯之降雨尖峰出現時，則從實測降雨歷線與逕流歷線上很容易分析出稽延時間。集水區坡面及河道之坡度、長度、粗糙度及降雨強度等影響逕流的流速，進而影響稽延時間，而在單一集水區條件下，其物理因子可視為定值，在降雨空間分布均勻的情況下，影響稽延時間主要是降雨強度值，降雨強度值越大則稽延時間越短，即集水區的稽延時間因降雨強度而改變。經分析結果，稽延時間與平均降雨強度的呈顯著關係，隨降雨強度逐漸增大，集水區的稽延時間趨於定值。

其次，以逕流歷線開始上升點至逕流尖峰發生的時間差表示洪峰到達時間，由分析結果，洪峰到達時間對平均降雨強度的關係式如下：

$$T_p = 1350.96 \times R_e^{-0.757} \quad r^2 = 0.466^* \quad n = 16$$

洪峰到達時間與平均降雨強度亦呈顯著關係，洪峰到達時間除了受到集水區坡面和河道之坡度、長度、粗糙度之影響外，亦受到降雨時間、空間分布的影響，降雨尖峰提前出現，相對地集水區的洪峰到達時間縮短。對於小面積集水區，短時間降雨尖峰值其關係到集水區集流時間，因而每場降雨歷線的時間變動，甚至集水區內降雨空間變動將影響集流時間(角屋、福島，1976)。其次，洪峰到達時間亦受降雨延時的影響，通常降雨在時間分布不均勻情況下，降雨延時越長，從逕流開始上升點至產生洪峰的時間亦隨之延長，然而在降雨發生過程，少有均勻降雨的情況發生，因此在分析洪峰到達時間時往往考慮降雨型態影響。本研究資料篩選過程主要以單場降雨所產生的逕流過程為對象，對於降雨過程有中斷，或是降雨尖峰不明顯的情形下的逕流過程則不選為分析對象，以符合降雨歷線與逕流歷線相對應關係，由於降雨之時間分布變異相當大，因此資料的選取與分析結果將受到影響。

就上述實測資料分析結果所建立之稽延時間、洪峰到達時間對平均降雨強度之關係式，以平均降雨強度 20 mm/hr、40 mm/hr、60 mm/hr、80 mm/hr、100 mm/hr、120 mm/hr 為條件分別推算稽延時間和洪峰到達時間(表 2)，顯示降雨強度越大則稽延時間及洪峰到達時間有縮短趨勢，而坪林試驗集水區之洪峰到達時間與稽延

時間的關係為 1.58~2.41 倍。依計算結果分析，在平均降雨強度 40~100 mm/hr 的範圍，洪峰到達時間是稽延時間的 2.1 倍。角屋、福島(1976)指出，在出現降雨尖峰且有效降雨歷線呈對稱的情況下，將集流時間視為稽延時間的兩倍，因此，本研究將集水區洪峰到達時間視為集流時間，在應用合理化公式推算洪峰流量時集流時間的決定，依據上述分析結果，由稽延時間的兩倍決定集流時間，大致上可得到符合於實際情形。

表 2 不同降雨強度下之稽延時間(Tl)和洪峰到達時間(Tp)

Table 2. Lag time(Tl) and time to peak runoff(Tp) under different rainfall intensity

降雨強度(mm/hr)	Tl (min)	Tp (min)
20	88.8	140.0
40	44.7	82.8
60	29.9	60.9
80	22.5	49.0
100	18.0	41.4
120	15.0	36.1

陳樹群(1999)指出集流時間公式或合理化公式應用，必須具有空間與時間均勻降雨的特性。對小集水區而言，若滿足均勻降雨的特性，集流時間公式或合理化公式應屬可行。不過小集水區之定義目前仍莫衷一是，例如 Kerby(1959)認為坡長不能超過 400 m，Izzard(1946)則取坡長 500 m 為集流時間公式運用之極限，Kirpich(1940)認為小集水區不得大於 300 ha，Bedient and Huber (1992)建議應小於 2.5 km²。「水土保持技術規範」第 25 條，採用較為寬鬆之認定，取集流時間公式或合理化公式之使用應小於 1,000 ha。但以山坡地水土保持規劃設計的案例而言，面積小於 20 ha 情形下，合理化公式公式應用上，不論以何者為標準，大都能滿足使用之限制條件。

對於由矩形坡面和河道組成之模式化小面積集水區而言，在坡面地表逕流符合運動波分析漫地流的假設條件下，角屋、福島(1976)依據集水區的實測資料，建立集流時間的推估公式如下：

$$T_p = C1 \times A^{0.22} \times Re^{-0.35} \quad \text{-----(4)}$$

上式， T_p ：集流時間(min)； $C1$ ：係數(表 3)； A ：集水面積(km²)； Re ：有效

降雨強度(mm/hr)

表 3 不同地表條件的係數 C1 值(角屋 睦, 1988)

Table 3. Coefficient C1 under different surface condition

地表條件	C1 值
山地森林	250~350
放牧地	140~200
高爾夫球場	120~150
粗整地宅地、農地	80~120
運動場	70~90
市街地	60~80

其次，探討(4)式是否適合於坪林集水區。將表 2 計算結果和集水區面積代入，計算係數 C1 值(表 4)，顯示平均降雨強度 20 mm/hr 時，係數 C1 值偏高，120 mm/hr 時係數 C1 值偏低，平均降雨強度 40 ~100 mm/hr 時，大致上可以符合該推估公式的建議值。角屋、福島(1976)以山地小集水區實測資料為對象，在地表逕流符合運動波分析漫地流的假設條件下，導出山地集水區集流時間推估公式。但公式之係數值不一定適用於各個地區。從表 4 也可發現，隨降雨強度增大，係數 C1 值有減小趨勢，故在應用此公式時，亦需考慮不同降雨強度條件下的影響。本研究僅以單一集水區為例，故無法量化比較表現不同地況條件之不同係數 C1 值，但從集流時間推估公式可知，公式內隱含坡度、坡長、地表粗糙度等條件，且由於每一個集水區之地質、土壤、地形、植被等條件皆異，表 3 之係數 C1 值依不同地表條件予以一範圍表示。

表 4 不同降雨強度條件下計算之係數 C1 值

Table 4. Calculated coefficient C1 under different rainfall intensity condition

降雨強度 (mm/hr)	C1
20	468
40	354
60	300
80	266
100	243
120	226

(III) 單場降雨之洪峰逕流係數

以單場降雨事件為對象，分析洪峰逕流係數結果介於 0.08~0.90 之間，其與平均降雨強度、洪峰到達時間並無一定趨勢關係(圖 3、圖 4)。集水區之洪峰逕流係數與地形、植被、土壤的臨前濕潤條件、降雨強度及其空間分布等因素有關，對於同一個集水區而言，土壤的臨前濕潤條件、降雨空間分布很難予以定量化界定，因此，其影響洪峰逕流係數如何尚無法分析說明。就單場暴雨事件而言，洪峰逕流係數與該事件之總降雨量、平均降雨量、尖峰降雨量有關(王如意等，1992)。

檢視資料記錄期間 5 筆洪峰流量最大值和降雨量資料，洪峰流量約在 $15\sim 21\text{m}^3/\text{sec}/\text{km}^2$ ，而連續降雨的洪峰逕流係數為 0.48~0.79，大致上符合在自然林地狀態下的經驗值。在合理化公式中的平均降雨強度，並不考慮降雨歷線的降雨尖峰位置，又未考慮臨前降雨和臨前土壤濕潤條件的影響等，這些將影響洪峰流量；另外，對於複雜的河川逕流機制，在合理化公式中的逕流係數，不僅僅表示降雨與逕流的比較，且具修正係數之意義，因此僅以集水區地表條件給予逕流係數之經驗值，並不是一種良好方法。台灣之豪雨災害多集中於每年 5 月至 10 月，因此水土保持工程規劃設計考量，應著重此時期之降雨資料做為分析對象。

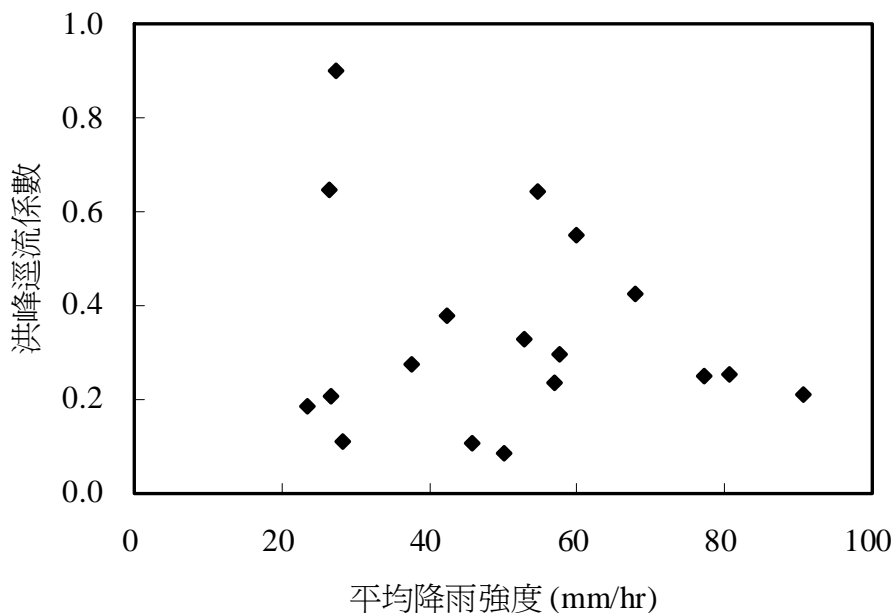


圖 3 坪林試驗集水區洪峰逕流係數與平均降雨強度之關係

Fig.3 Relationship between the peak runoff coefficient and average rainfall intensity

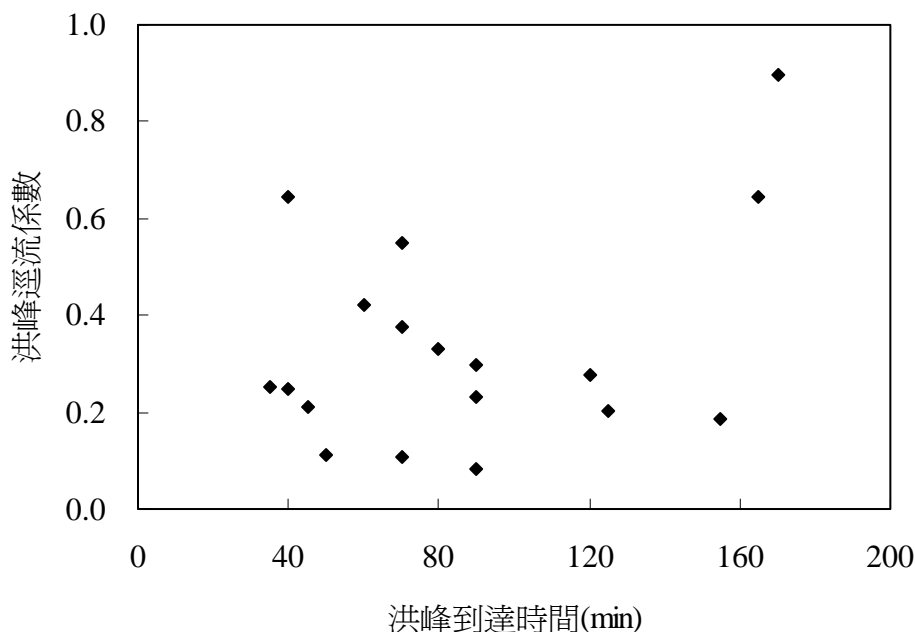


圖 4 坪林試驗集水區洪峰逕流係數與洪峰到達時間之關係

Fig.4 Relationship between the peak runoff coefficient and time to peak runoff

(IV) 基底逕流特性分析

彙整自 1993 年至 2009 年之流量及雨量月報表資料，選取日雨量 20 mm 以上，且降雨停止後連續 8 日以上未再發生降雨情形下之基底逕流量資料做為分析對象，以降雨停止後之第 3 日起連續 5~12 日的日流量資料，換算成日逕流深度 (mm/day)，並將降雨停止後第 3 日的流量視為初期流量，代入(2)式和(3)式求算被壓遞減係數(Ac)及自由遞減係數(Au)；再由 Ac 及 Au 分別求出第 t 日的逕流量計算值，並與觀測值比較其差異，以下列公式計算每一筆資料的相對誤差平均值：

$$R = \left(\sum_{t=1}^n \frac{Q_o(t) - Q_c(t)}{Q_o(t)} \right) / n \quad \text{----- (5)}$$

R：相對誤差平均值

n：分析逕流量遞減的總日數

$Q_o(t)$ ：第 t 日的觀測逕流量(mm/day)

$Q_c(t)$ ：第 t 日的計算逕流量(mm/day)

由(5)式，分別計算被壓地下水層逕流遞減模式和自由地下水層逕流遞減模式之計算值與實測值的相對誤差平均值 Rc 與 Ru，以比較兩種模式的優劣。

整理坪林試驗集水區基底逕流資料共 39 筆，計算之 Rc 與 Ru 值的比較結果

(圖 5)，被壓地下水層逕流遞減模式之相對誤差總平均為 22.2%，而自由地下水層逕流遞減模式對相對誤差總平均為 17.9%，顯示在無降雨期間逕流遞減特性以自由地下水層逕流遞減模式的適合性較佳。

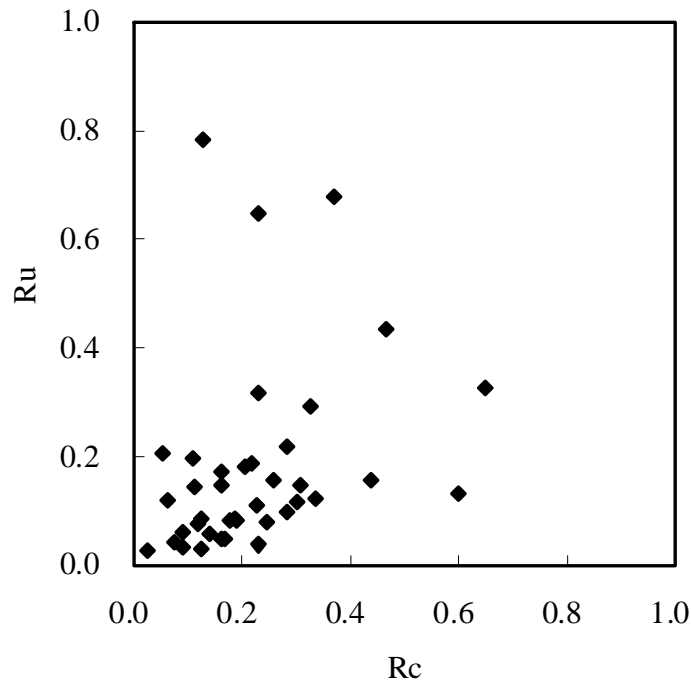


圖 5 兩種基底逕流遞減模式計算基底流量相對誤差平均值的比較

Fig.5 Comparison between average relative error of calculated baseflow discharge by two baseflow recession model

陳明杰(1991)分析蓮華池 3、4、5 號、畢祿溪 11、12 號、扇平 4、5 號研究結果，面積較小的集水區(蓮華池、扇平)以自由地下水含水層逕流模式的適合性較佳，而面積 100 公頃以上之畢祿溪集水區逕流遞減較為平緩。臺灣之森林試驗集水區地質年代皆屬第三紀層，無降雨時的逕流遞減型態應為相同類型，故以自由地下水層逕流遞減模式表示試驗集水區逕流遞減特性。影響集水區基底逕流的因子包括坡度、坡長、土壤層厚、及滲透係數等，主要是土壤層次構造之地質學特性和地下水流動機制的力學特性，不同地質條件的集水區其基底逕流的遞減曲線型態亦不同(瀨口等，1982；鈴木，1984)。高橋等(1983)對日本之面積為 0.89~1,402.2 km²，地質條件包括第四紀火山岩類、第三紀火山岩類、第三紀層、花崗岩類、中生層、古生層等 59 個集水區的資料分析結果，仍以自由地下水層逕流遞減模式適

合性較佳，但各種地質條件的遞減係數不一致，此顯示不同地質條件的滲透係數、孔隙率、地下水流速等條件亦不相同所產生的結果。將降雨停止後之第 3 日的基底逕流量視為初期流量，與自由遞減係數作圖 6，其自由遞減係數不隨初期流量而呈一定趨勢變化。分析結果顯示坪林集水區之自由遞減係數不隨初期流量而呈一定的變化趨勢，符合地質屬於第三紀層之集水區基底逕流遞減的特性。

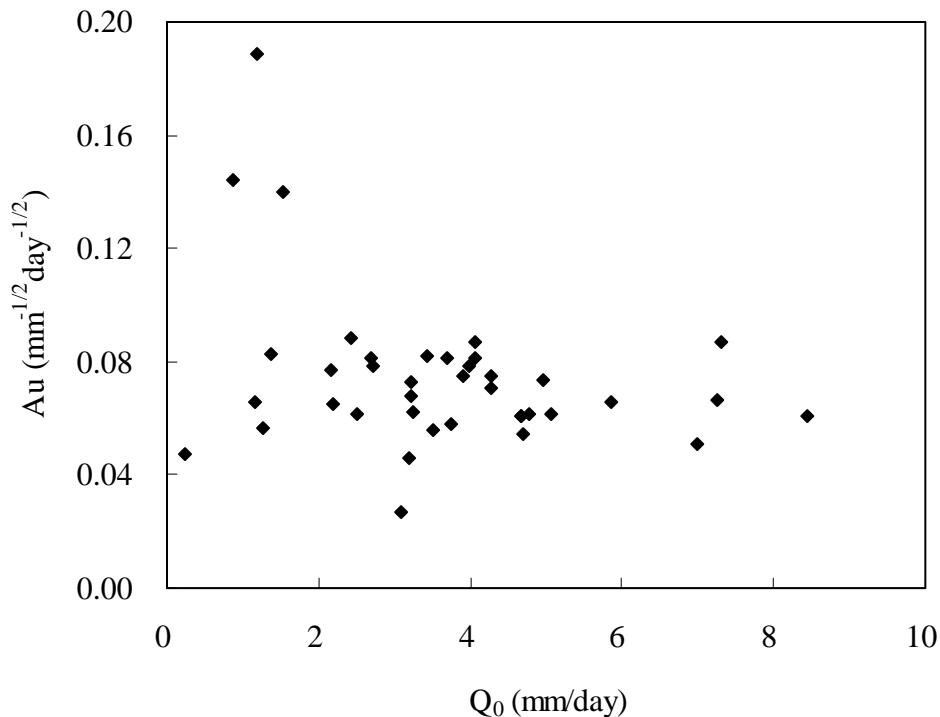


圖 6 自由遞減係數與降雨停止後第 3 日之基底流量的關係

Fig.6 Relationship between unconfined recession coefficient and 3rd day baseflow discharge behind rainfall end.

森林之蒸發散作用所消耗的水分影響基底逕流的消長(謝豪榮, 1979)。砍伐森林或是改變植群致使影響基底逕流，其直接影響是因土壤滲透係數和有效孔隙率的改變，而間接的影響是因蒸發散量的改變所造成，在小面積森林集水區，因季節性蒸發散量的差異，使遞減係數有季節性變化(高橋等, 1983；芝野, 1988)。坪林試驗集水區遞減係數月份分布(圖 7)，顯示遞減係數無隨月份呈一定變動趨勢，即使在同一個月內亦有較大差距值發生，選取的分析資料當中，2 月至 5 月期間較少，乃因降雨事件較少或降雨量少而逕流遞減情形不明顯而無法選取。分析資料

考量集水區損失雨量情形，因此在日累積雨量達 20 mm 以上時，才選取降雨停止後之流量遞減資料予以分析。

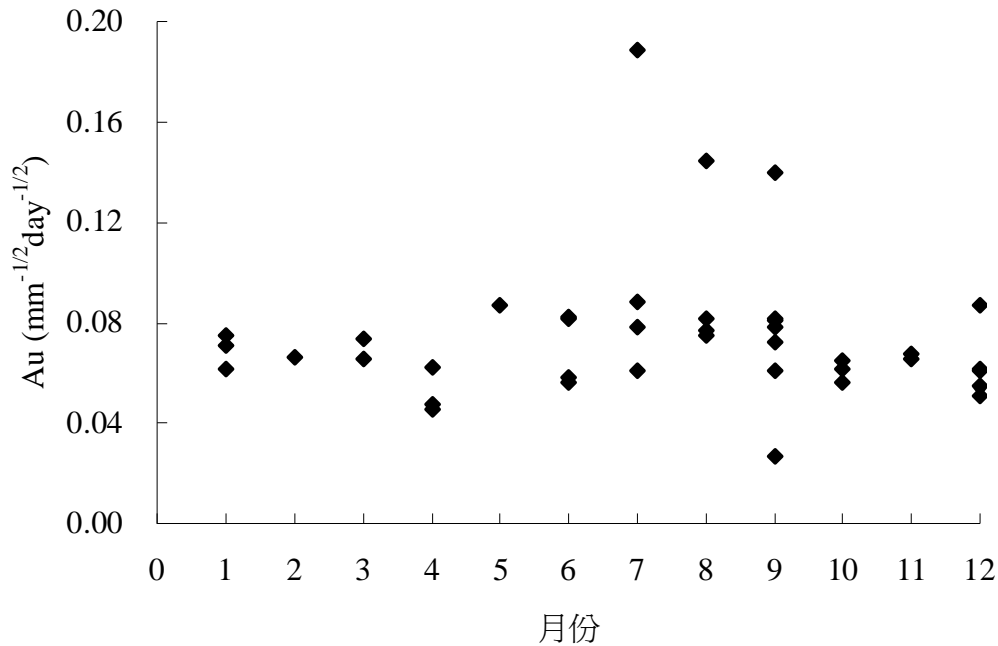


圖 7 自由遞減係數之月份分布

Fig.7 Monthly distribution of unconfined recession coefficient

IV、結論

本研究對坪林試驗集水區的降雨、逕流資料分析結果顯示，稽延時間、洪峰到達時間與平均降雨強度有顯著關係，稽延時間及洪峰到達時間隨著降雨強度增大呈對數模型縮短。在單場降雨事件下，洪峰到達時間約為稽延時間的 2.1 倍，以實測資料驗證角屋、福島(1976)之集流時間推估公式，大致上可將洪峰到達時間視為集流時間，在平均降雨強度 40 ~100 mm/hr 時，係數 C1 值符合該推估公式的建議值，然係數 C1 值隨降雨強度增大而減小。單場連續降雨的洪峰逕流係數為 0.48~0.79，其與平均降雨強度、洪峰到達時間無一定關係。其次，基底逕流遞減特性分析結果，自由地下水層基底逕流模式求得計算值與實測值之相對誤差平均值為 17.9%，被壓地下水層之逕流模式求得之相對誤差平均值為 22.2%，顯示自由地下水層基底逕流模式的適合性較佳，而自由遞減係數與降雨停止後之初期逕流量無關，並且不隨著月份呈規則變動。

V、謝誌

本研究之坪林試驗集水區的量水堰等硬體設備，由林務局羅東林區管理處協助維護，臺灣大學森林系森林水文研究室之歷屆研究生，協助觀測儀器維護及資料蒐集，在此謹致謝意。

VI、參考文獻

- 王如意、楊德良、房文傑（1990）小集水區設計逕流量推估方法之研究(一)。農委會林業特刊第 32 號，129-152。
- 王如意、簡振和、謝平城（1992）以運動波方程式探討應用合理公式之合適性研究(一)試驗集水區。農委會林業特刊第 40 號，171-190。
- 李南慶（2007）颱風影響集水區流域的降雨量與逕流量關係之研究。淡江大學水資源及環境工程學系碩士論文。
- 李肇文（1993）森林試驗集水區退水歷線之研究。國立臺灣大學農學院森林學系碩士論文。
- 坪林鄉公所編印（2002）台北縣坪林鄉志，93-152。
- 邱垂鴻、林大裕、鍾信夫、徐政競（1987）北勢溪上游集水區溪流量及水質變化觀測研究。農委會 76 年度「集水區經營保護研究」計畫成果彙編，25-58。
- 邱榮一（1995）合理化公式相關條件之研究。臺灣大學森林學研究所碩士論文。
- 郭芯穎（2003）森林集水區退水係數與降雨延時相關性之研究。臺灣大學森林環境暨資源學系碩士論文。
- 張家棟、林大裕（1985）北勢溪上游集水區逕流量及水質變化觀測。農委會林業特刊第 4 號，299-313。
- 陳明杰（1991）試驗集水區基底逕流遞減特性之研究。臺大實驗林研究報告 5(4)：115-135。
- 陳明杰（1995）合理化公式推算洪峰流量相關條件之研究。臺大實驗林研究報告 9(4)：25-39。
- 陳明杰（1998）應用合理化公式推算洪峰流量之相關條件研究(五)---利用實測水文資料。農委會林業特刊第 52 號，157-176。
- 陳樹群、黃兆章（1998）運動波理論建立台灣森林集水區集流時間之研究。中華

- 水土保持學報 29 (1): 11-22。
- 陳樹群、巫仲明 (2002) 坡地開發對集流時間影響之研究。中華水土保持學報 33 (2): 141-150。
- 陳信雄、王志豪、郭芯穎 (2004) 台灣中部小型集水區降雨與逕流退水歷線之分析研究。中華林學季刊 37 (4): 407-415。
- 陳樹群、謝永能 (2008) 集水區型態對集流時間影響之研究。中華水土保持學報 39 (1): 83-93。
- 楊德良、林國峰 (1989) 合理公式之檢討與應用。德基水庫集水區治理規劃研究報告第二冊。台灣大學水工試驗所研究報告第 99 號。
- 廖學誠、盛志澄、黃正良 (1998) 蓮華池森林及皆伐跡地於諾瑞斯颱風暴雨時水文反應之研究。臺灣林業科學 13 (3): 237-241。
- 廖禎茹 (2005) 溪頭地區降雨強度特性之研究。臺灣大學森林環境暨資源學系碩士論文。
- 鄭皆達、林莉利 (1992) 台灣上游集水區洪峰流量的產生和計算方法之研究。中華水土保持學報 23 (2): 29-39。
- 盧惠生 (1999) 蓮華池地區降雨延時頻率關係及不同降雨延時之設計雨型歷線。臺灣林業科學 14 (1): 63-76。
- 謝豪榮 (1979) 無降雨日的流量歷線分析。中華水土保持學報 10 (2): 25-51。
- 角屋睦 (1988) 土地利用變化に伴う流出特性の變化。農業土木學會誌 56 (11): 5-9。
- 角屋睦、福島晟 (1976) 中小河川の洪水到達時間。京都大學防災研究所年報 19 (B): 143-152。
- 芝野博文 (1988) 水源帯における流出過程に關する---流出過程の分析。東京大學演習林報告 78: 305-378。
- 高橋 裕、安藤義久、伊藤 孝、伊藤和央 (1983) 山地河川の低水流出の減水特性に關する研究。土木學會論文集 337: 75-81。
- 鈴木雅一 (1984) 山地小流域の基底流出低減特性 (I)。日本林學會誌 66 (5): 174-182。
- 瀨口昌洋、田中宏平、戸原義男、四ヶ所四男美 (1979) 山地小流域からの基底流出成分の解析。農業土木學會論文集 82: 15-24。

瀨口昌洋、田中宏平、四ヶ所四男美（1982）山地小河川の基底流出遞減曲線とその物理的意義。農業土木學會論文集 97：1-8。

Bedient, P. B. and W. C. Huber (1992) Hydrology and floodplain analysis. Addison-Wesley. New York. pp. 353-360, pp. 395.

Bos, M. G. (1989) Discharge measurement structure. International Institute of Land Reclamation and Improvement, Publ. No. 20. Wageningen, Netherlands. 401 pp.

Handerson, F. M. and R. A. Wooding (1964) Overland flow and groundwater flow from a steady rainfall of finite duration. J. Geophys. Res. 69(8): 1531-1540.

Izzard, C. F. (1946) Hydraulics of runoff from developed surface, Proceedings of the Highway Research Board. 26: 129-150.

Kerby, W. S. (1959) Time of concentration of overland flow. Civil Engineering, 60 ? 174。

Kirpich, T. P. (1940) Time of concentration of small agricultural watersheds. Civil Engineering. New York.10(6): 362.

WMO (1980) Manual on stream gauging. WMO Operational Hydrology, Report No. 13, Geneva, Switzerland. 308 pp.

高山森林集水區水文特性研究

林壯沛¹ 盧惠生² 黃良鑫³

【摘要】畢祿溪 11 號(144ha)、12 號(238ha)、主流(2,569ha)屬大甲溪上游支流，集水區內林型以天然針葉林與天然針闊葉混生林為主，海拔高介於 2,080~3,422 m 之間，為典型高山森林集水區，本文以畢祿溪為對象，解析其暴雨流出量及流況變化，探討高山森林集水區之水文特性。在颱風豪雨季節(5 月~10 月)之溪流量比旱季(11 月~次年 4 月)多 24%~30%。畢祿溪屬高海拔地區，受太平洋氣團與東北季風影響，低水流量發生在 11~12 月，且低於 0.01 cms/km²，最大與最低流量比值約 50~370，有時會超過 400。豐水期流量來自地表逕流及地表下逕流，第 95 日豐水流量為 0.021~0.121cms/km²；平水期流量為地表下逕流量與地下水流量，第 185 日平水流量為 0.011~0.041 cms/km²，低水期流量大部份來自地下水流量，第 275 日低水流量為 0.003~0.019 cms/km²，枯水期流量則全部為地下水流量，第 355 日枯水流量為 0.005~0.015 cms/km²。枯水流量與平水流量比值為溪流涵蓄指標，比值大時枯水流量大，枯水流量來自地下水之滲流量，故比值越大的集水區水源涵蓄越良好。畢祿溪本流為 0.31(0.22~0.57)，11 號為 0.36 (0.29~0.44)，12 號為 0.26 (0.15~0.42)。這些結果，顯示森林不僅調節水資源而且消耗水源。

【關鍵詞】森林、集水區、溪流量、水文特性。

The study on hydrologic characteristics of mountain forest watersheds

Jaung-pey Lin¹ Hui-sheng Lu² Liang-shin Hwang³

【Abstract】 The Pilu watersheds of no.11, no.12, and mainstream are branches of

¹行政院農業委員會林業試驗所集水區經營組副研究員，通訊作者。電子郵件:jplin@tfri.gov.tw
Associate Scientist, Division of Watershed Management, Taiwan Forestry Research Institute, Council of Agriculture, Executive Yuan. Corresponding Author. E-mail: jplin@tfri.gov.tw

²行政院農業委員會林業試驗所集水區經營系研究員。
Senior Scientist, Division of Watershed Management, Taiwan Forestry Research Institute, Council of Agriculture, Executive Yuan. Corresponding Author.

³行政院農業委員會林業試驗所集水區經營系助理研究員。
Assistant Scientist, Division of Watershed Management, Taiwan Forestry Research Institute, Council of Agriculture, Executive Yuan.

Tachia creek. These typical mountain forest watersheds sited on sea level between 2,080 ~ 3,422 m were covered by natural forest of conifer and hardwood. The paper is to analyze the change of stormflow and streamflow, as well as discuss hydrologic characteristics of mountain forest watersheds. Streamflows at Pilu watersheds of no.11, no.12 and mainstream were found much more 24 %~30 % during typhoon season from May to October larger than those during dry season from December to April. Low flows were usually less than 0.01 cms/km^2 at these three watersheds from November to December. The streamflow ratios of maximum and minimum were about 50~370 and sometimes over 400. Abundant streamflow from surface runoff and subsurface runoff on the 95th day of year was $0.021\sim 0.121 \text{ cms/km}^2$. Average streamflow from some subsurface runoff and groundwater on the 185th day of year was $0.011\sim 0.041 \text{ cms/km}^2$. Low streamflow on the 275th day of year was $0.003\sim 0.019 \text{ cms/km}^2$, and dried streamflow on the 355th day was $0.005\sim 0.015 \text{ cms/km}^2$. These low and dried streamflows mostly came from groundwater. Because stream storage index is ratio of dried streamflow and average streamflow, stream storage index is large as dried streamflow is high. For dried streamflow being seepage from groundwater, watersheds having larger stream storage index were better stream regulation capability. Stream storage indices at Pilu watersheds of no.11, no.12, and mainstream respectively are $0.36(0.29\sim 0.44)$, $0.26(0.15\sim 0.42)$, and $0.31(0.22\sim 0.57)$. These results showed that forests not only regulated water resources but also consumed water yield.

【Key word】 forest, watershed, streamflow, hydrologic characteristics

I、前言

臺灣的河川坡陡，溪流短促，水流湍急，水源不易保存；地質脆弱，地形陡峻，多高山少平原，沖蝕嚴重，易產生泥沙災害；加上降雨時間分佈不均，乾、溼季節分明，雨量集中在每年的5月至10月，遇到颱風豪雨來襲，動輒造成洪水氾濫及土石流危害成災，乾旱缺雨則溪流枯竭，供水不足，影響民生至鉅。各界質疑山坡地開發，破壞自然環境，引起水文變異，造成大地反撲，擴大災害效應，土地利用不當是主要原因。森林涵蓋台灣本島 2,100,000 ha，佔全部面積 58.5 %，

除了蘊藏豐富的木材資源外，具有保土理水、氣候調節、生態保育、景觀維護、自然教育、遊樂保健及改善空氣品質等功能，森林集水區的公益功能對本島至為重要。

森林具有多層的樹冠、茂密的灌叢、深厚的枯枝落葉層、錯綜複雜的根系群，空間的分配，不同於其他土地利用形式。從降雨落到地面，到流出集水區，森林對截留、蒸發、幹流、土壤之儲蓄移動及地下水之補注，減少土壤沖蝕、保護水質、調節流量，都扮演重要的角色，這些機能是其他土地利用所不能比擬，公認森林能涵養水源。森林集水區增加低水流量、降低洪峰流量、延緩洪峰流量到達時間、調節洪峰流量與低水流量的時間分佈，發揮很好的理水功能。從學理及文獻相關資料，都有間接證據證實，森林集水區對土壤保育、調節水量實際高於非林地集水區。過去集水區經營多著重於林地伐木、造林撫育、崩場地處理的森林經營，已不能適合目前多變化、多目標的集水區經營現況，類似這樣的土地利用型態，砍伐森林、破壞森林結構、擾動植被等，都會降低集水區理水功能，對水土資源保育產生衝擊，引發各界對森林經營方式與水源涵養效益的爭論。

國內外森林與水的研究有多年的成果，奠立森林和水資源關係的學理基礎。本文研究的目的，從探討高山森林集水區的水文特性，引導國人瞭解森林集水區正確的保土理水功能，避免曲解森林萬能的錯誤觀念，釐清森林集水區涵養水源的效益，所得成果應用在集水區的經營與規劃，改善台灣水資源缺乏的困境，開創林業第二春。

II、 材料與方法

(一)、水平衡分析

根據林試所畢祿溪之氣象站年報(1971~1998)，收集其年平均月溫度、降雨量及蒸發量，估算水平衡中潛在蒸發量。桑懷特法(Thorntwaite method)推估潛在蒸發散

$$ET = 1.62 \times b \times (10T_m / I_H)^a$$

$$I_H = \sum_{M=1}^{12} (T_M / 5)^{1.514}$$

$$a = 6.75 \times 10^{-7} I_H^3 - 7.71 \times 10^{-5} I_H^2 + 1.791 \times 10^{-2} I_H + 0.492$$

量，公式如下：

式中 ET ：表潛在蒸發散量cm。

T_M ：表月平均溫度 $^{\circ}\text{C}$ 。

a：為修正指數。

b：表緯度及月份修正係數。

I_H ：表桑懷特年熱指數(Annual heat index, I_H)。

然後計算集水區內土壤含水量、土壤水變化量、缺水量及剩水量，以瞭解集水區內水平衡的變化與差異。

(二)、資料收集與整理

收集 1995~2001 年畢祿溪 11 號、12 號、主流森林集水區之水位流量資料，計算各集水區瞬時流量，統計各集水區年、月、日之雨量及流量，做為分析依據。

(三)、集水區溪流量分析

統計分析畢祿溪 11 號、12 號、主流森林集水區之平均流量與日雨量、月雨量與月流量、年雨量與年流量，比較歷年月雨量與月流量變化趨勢。並計算畢祿溪 11 號、12 號、主流森林集水區之雨季（5 月~10 月）、旱季（11 月~次年 4 月）之總雨量與總流量，研判集水區在雨季與旱季流出量之差異。選取 2000~2001 年五組颱風如碧利斯、西馬隆、桃芝、納莉及利奇馬之豪雨與暴雨流量資料，分析颱風期間暴雨總量 P (mm)、最大暴雨量強度 P_{60} (mm/hr)，研判各組颱風對森林集水區之流量影響。分析各集水區之洪峰流量 Q_p (cms)、基流量 Q_b (cms)，計算洪峰流量與基流量之比值 Q_p/Q_b ，比較畢祿溪 11 號、12 號、主流森林集水區之洪峰流量 Q_p 、基流量 Q_b 與 Q_p/Q_b 比值之差異。

(四)、集水區流況解析

將集水區一年的日平均流量由大至小排序，可以看出一年的高低流量變化，此曲線稱為流況曲線。彙集各森林集水區之流況，分析集水區流出量之特性，有助於瞭解森林集水區對涵養水源的功能。根據石井正典(1997)分法，將每一年排序的流量分為四部份，(1) 豐水流量以最大流量之第 1 日至第 95 日為分界，多為地表逕流量與地中流量組成。(2) 平水流量以第 96 日至 185 日為範圍，常被考量為地中流量與地下水流量組成。(3) 第 186 日至 275 日為低水流量，大部份來自地下水流量。(4) 地 276 日至 355 日為枯水流量，全部來自地下水流出的基流量。比較各森林集水區高水期、平水期、枯水期之平均流量差異；以高水期與平水期之流量比值為豐盈指標，枯水期與平水期之流量比值為涵蓄指標，判釋森林集水區調節流量與涵蓄水源的能力。

III、結果與討論

(一)、試驗區概述

畢祿溪11號（144ha）、12號（238ha）、主流（2,569ha）為高海拔之集水區，屬大甲溪上游支流，如圖1。集水區內地質屬第三紀粘板岩，地層走向大致呈東北—西南，大略與臺灣本島之地質構造線一致，傾向東南，傾角甚陡。土壤為灰化土，土層深厚，A0層約0~5cm為黑褐色腐植質，A1層為0~30cm，呈黑褐色，粘性質地，有團粒構造，腐植質豐富。A2層為31~50cm，呈黃灰色，粘質地，層狀構造，但此層常不明顯。B1層為50~120cm或較淺，色灰黑或黃色，粘質地，層狀構造，質地鬆軟，有機質較少，其下則為風化母岩。

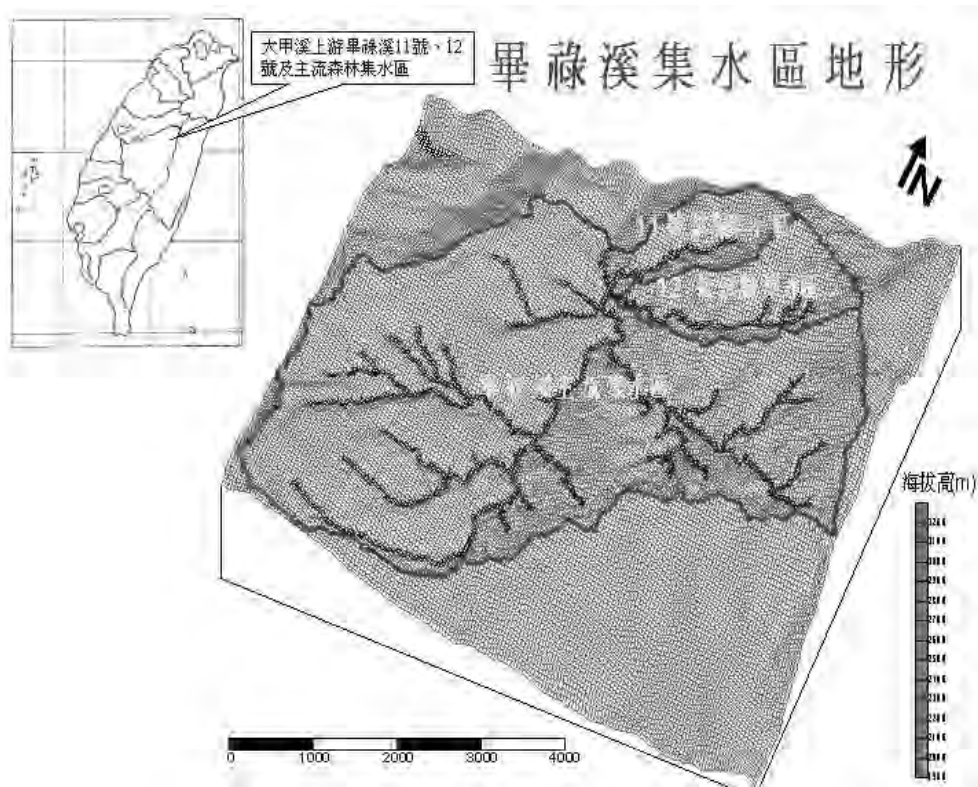


圖1 畢祿溪主流及支流11號12號森林集水區地形

Fig.1 Topography map of Piluchi No.11, No.12 and mainstream watersheds

集水區內林型分為天然針葉林與天然針闊葉混生林兩類，針葉林佔大部份，主要樹種為臺灣二葉松、鐵杉、威氏帝杉、華山松、臺灣雲杉及少數之楠木類、櫛欒類、臺灣赤楊與其他溫帶闊葉樹，及少數之楓香、槭樹等混生。林內下層植物較為複雜，多為上層林木之幼樹、杜鵑類、硬莖草類、清飯藤、飛刀箭、箭竹、蕨類植物等散生於林下。地被植物以軟莖類，菊科、蕁麻科之草本植物及玉山懸

鉤子、寒莓等爲主，其他尚有刺藤，胡頹子屬及百合科的天門冬等疏生於林下。

土地利用，畢祿溪主流集水區有草生地面積385ha，佔15%，畢祿溪11號有8ha，佔6%；12號有31ha，佔13%，12號集水區草生地面積比前者少後者多；主流集水區內林地面積2,116ha佔84%，針葉林佔大多數，鬱閉度大於50%者有1,574ha，佔63%，鬱閉度小於50%者僅54ha，佔21%；11號試驗集水區林地面積136ha，佔94%，鬱閉度大於50%者109ha佔75%，鬱閉度高，12號試驗集水區林地面積207ha，佔87%，鬱閉度大於50%者149ha，佔62%，小於50%者有58ha，佔25%，其林地面積介於二者之間，與主流集水區較相似；從主流集水區與11號、12號試驗集水區之土地利用情形來看，三者集水區草生地佔少部份，大部份爲針葉林，林相鬱閉，植生覆蓋相當良好，土地利用情形極爲一致，惟主流集水區仍有少部份果園與濫墾。

地文特性分析，如表 1，畢祿溪 11 號、12 號、主流之形狀係數與密集度小於 1，顯示集水區形狀接近矩形或長條形；三者集水區之平均坡度均大於 55%，海拔高介於 2,080~3,422 m 之間，爲典型高山森林集水區；集水區面積、周長、溪流長度、平均寬度、海拔高度、方位都有相似之處。無論相鄰兩集水區的地緣關係，或是上下游兩集水區的關係，兩兩都適合做駢對集水區水文試驗，以探討高山森林集水區的水文特性。

表 1 畢祿溪 11 號、12 號及主流集水區之地文特性

Table 1. Quantitative geomorphologic characteristics of Piluchi No.11, No.12 and main stem watersheds

分析項目		畢祿溪 11 號	畢祿溪 12 號	畢祿溪主流
面積(ha)	A	144	238	2,569
周長(m)	C	5,335	7,550	21,500
溪流長(m)	L	2,450	3,325	11,775
平均寬度(m)	A/L	588	716	2,135
形狀係數	A/L^2	0.24	0.22	0.18
密集度	$2\sqrt{\pi A}/C$	0.80	0.72	0.83
平均坡度(%)	S	82	74	60
最高海拔高(m)		3,060	3,205	3,422
最低海拔高(m)		2,105	2,105	2,080
方位		W	W	NW

(二)、水平衡分析

根據林試所畢祿溪（1971~1998年）地區之水文氣象資料，畢祿溪位於高海拔地區，月平均溫度比一般集水區低，最低為 6.5°C，最高為 18.2°C；受太平洋氣團與東北季風影響，月平均雨量為 61.0mm~333.6mm，平均年雨量為 2,610.5mm，五月至九月之月平均雨量佔平均年雨量 58%。

以月平均溫度推估桑懷特(Thornthwaite)氏經驗式之潛在蒸發散量，分析畢祿溪地區水平衡，結果如表 2。雨季時，月雨量通常都大於潛在蒸發散量，飽和土壤水含量為 120mm，估算之蒸發散量=潛在蒸發散量，剩水量=月雨量-潛在蒸發散量，缺水量=0；旱季時，月雨量小於潛在蒸發散量，土壤水含量=上個月土壤水含量+月雨量-潛在蒸發散量，估算之蒸發散量=月雨量，剩水量=潛在蒸發散量-月雨量，土壤水變化量=本月土壤水含量-上月土壤水含量，且全年土壤變化量之總和=0。畢祿溪潛在蒸發散量一年為 416.2mm，畢祿溪地區估算之蒸發散量為 416.2mm，土壤水變化量與缺水量為 0mm，剩水量為 2,194.3mm，觀測之蒸發散量為 676.6mm。基本上森林樹冠截留蒸發損失會消耗水量，根據鄭皆達、夏禹九(1990)估算畢祿溪樹冠截留損失量為 344mm 及 342mm，則畢祿溪地區估算之蒸發散量應修正為 760.2mm，比觀測之蒸發散量大，剩水量減為 1,850.3mm 佔降雨量之 71%。

表 2 畢祿溪地區水平衡

Table 2. Water balance at Piluchi area

項 目	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	總 計
經緯度修正	0.93	0.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	0.99	0.91	0.90	
平均溫度°C	6.5	7.9	11.0	14.1	16.1	17.5	18.2	17.5	16.7	15.0	11.9	8.0	
潛在蒸發散量	5.1	7.6	18.8	34.2	50.2	60.3	67.7	59.2	48.5	36.8	19.9	7.9	416.2
降 雨 量	109.0	240.0	237.0	234.1	295.5	333.6	267.4	311.5	295.3	157.4	61.0	68.7	2610.5
蒸 發 量	35.2	36.1	57.0	63.5	60.5	66.5	86.1	73.3	66.9	58.2	38.9	34.4	676.6
土壤水變化量	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
土壤水含量	120.0	120.0	120.0	120.0	120.0	120.0	120.0	120.0	120.0	120.0	120.0	120.0	1440.0
估算蒸發散量	5.1	7.6	18.8	34.2	50.2	60.3	67.7	59.2	48.5	36.8	19.9	7.9	416.2
缺 水 量	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
剩 水 量	103.9	232.4	218.2	199.9	245.3	273.3	199.7	252.3	246.8	120.6	41.1	60.8	2194.3

(三)、集水區溪流量分析

根據 1995~2001 年畢祿溪 11 號、12 號與主流集水區之觀測資料，各集水區之月流量大致隨月雨量增減而升降，三集水區之流量變化相當一致，結果如圖 2 與表 3。年雨量觀測值為 2,278.5~4,585 mm，11 號集水區年流量為 1,251~4,062.4 mm，蒸發散損失量為 522.6~2,286.9 mm，其中 2000 年颱風帶來豪雨影響，年雨量為 4,585 mm，由於量水堰淤砂影響，年流量高達 4,062.4 mm，逕流比率為 89%，明顯不合理。一般逕流比率為 47%~65%，12 號集水區年流量為 1,378.4~3,183.6mm，蒸發散損失量為 72.8~1,817.9 mm，其中 1996 年儀器故障，年流量亦高達 2,691.7 mm，逕流比率為 97%，亦明顯不合理，正常逕流比為 51~72%。本流之年流量為 1,099.3~2,739.9mm，蒸發散損失量為 1,018.8~1,950.7 mm，逕流比率為 41~62% 之間，小於水平衡分析中剩水量與降雨量之比值 71%。可能原因為山區多礫石土、導水性高、滲透大，有些水量滲入為地下流，到低處才滲流出來，為逕流量較低的原因。

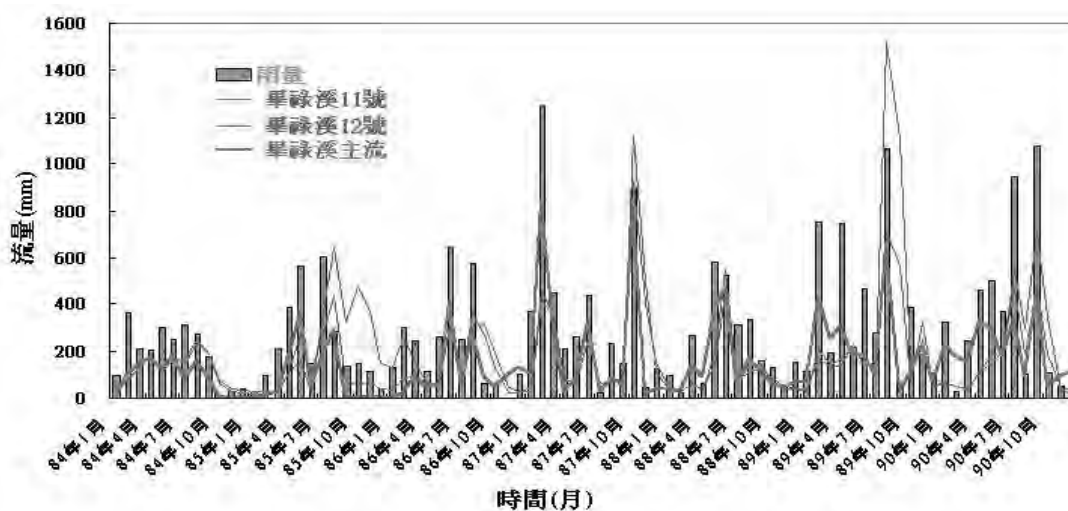


圖 2. 畢祿溪 11 號、12 號及主流森林集水區之月雨量與月流量(1995~2001)
 Fig.2 Monthly rainfall and streamflow of Piluchi No.11, No.12 and mainstream forest watersheds (1995~2001)

表3. 畢祿溪 11 號、12 號、主流森林集水區年雨量與流量

Table 3. Annual rainfall and streamflow amounts of Piluchi No.11, No.12 and main stream forest watersheds

年份	雨量 (mm)	畢祿溪11號			畢祿溪12號			畢祿溪主流		
		流量 (mm)	損失量 (mm)	逕流比 %	流量 (mm)	損失量 (mm)	逕流比 %	流量 (mm)	損失量 (mm)	逕流比 %
1995	2278.5	1408.7	869.8	62%	1423.8	854.7	62%	1099.3	1179.2	48%
1996	2764.5	1550.3	1214.2	56%	2691.7	72.8	97%	1125.6	1638.9	41%
1997	2739.5	1650.9	1088.6	60%	1876.3	863.2	68%	1354.8	1384.7	49%
1998	4445.5	2878.6	1566.9	65%	3183.6	1261.9	72%	2739.9	1705.6	62%
1999	2688.0	1251.0	1437.0	47%	1378.4	1309.6	51%	1669.2	1018.8	62%
2000	4585.0	4062.4	522.6	89%	2767.1	1817.9	60%	2634.3	1950.7	57%
2001	4302.0	2015.1	2286.9	47%	2588.1	1713.9	60%	2528.7	1773.3	59%

1995 年~2001 年畢祿溪 11 號、12 號與主流三集水區之雨季與旱季期間流量，如表 4，分析雨季時畢祿溪 11 號之逕流率為 63.1%(53.4~72.4)，12 號為 70.4%(55.9~82.0)，主流三集水區為 53.6%(45.7~70.1)；旱季時畢祿溪 11 號之逕流率為 39.6%(28.5~49.5)，12 號為 39.3%(29.0~48.1)，主流三集水區為 54.6%(19.1~87.6)，雨季與旱季之總溪流量有明顯差異，雨季的流量大於旱季的流量約在 24~30%，在相同的地文與氣候條件下，土地利用沒有做太大的改變，各森林集水區對水資源調節的效能是一樣。

表4 畢祿溪 11 號、12 號與主流集水區之雨季與旱季溪流量

Table 4. Streamflows of Piluchi No.11, No.12 and mainstream watersheds during rainfall and dry seasons

年	雨季（5月~10月）				旱季（11月~次年4月）			
	雨量 (mm)	畢祿溪11 號(mm)	畢祿溪12 號(mm)	畢祿溪主 流(mm)	雨量 (mm)	畢祿溪11 號(mm)	畢祿溪12 號(mm)	畢祿溪主 流(mm)
1995	1324.5	913.5	934.7	640.9	799.5	283.4	232.1	234.3
1996	1881.5	1230.2	1998.1	893.8	942.0	393.1	1110.5	180.2
1997	1848.0	1292.4	1234.0	947.5	2382.5	955.5	979.5	1517.8
1998	2000.5	1448.5	1640.9	1401.4	619.0	722.0	772.6	358.5
1999	2038.0	984.8	1138.7	1253.0	1999.0	570.2	616.6	1191.6
2000	2486.0	3283.9	1857.1	1263.3	1356.5	576.7	646.3	1188.4
2001	3113.0	1660.9	2260.2	1421.3	1013.0	501.9	487.6	659.9

集水區的暴雨流出量與暴雨量關係，有胡蘇澄（1986）分析畢祿溪11號和12號集水區的部分資料，算出暴雨量和暴雨流出量之密切關係式；鄭皆達、夏禹九（1990）分析畢祿溪11號及12號二個集水區的24個流量歷線，建立畢祿溪11號對12號集水區的暴雨流量關係式。依表5畢祿溪11號及12號集水區之暴雨與暴雨流量關係式，計算發生流量的起始雨量，分別為35.6mm及36.5mm，畢祿溪地區為森林覆蓋具有高滲透能，降雨量達到40mm以上才會有直接逕流產生，石門地區亦為森林覆蓋，滲透能不如高山地區，降雨量達20mm會有直接逕流產生，蓮華池為淺山地區，有土地開發，尤其是檳榔栽植，影響水資源涵養機能，降雨量達到10mm就會有直接逕流產生。高暴雨流量都是在暴雨總量達300mm以上發生，降雨強度有時會超過50mm/h，產生的高暴雨洪峰流量與暴雨流量歷線的減退速度，依該次暴雨對集水區水份儲藏量補注的程度而異（Cheng et al, 1978），對暴雨流量都有很大的影響。

表 5 上游森林集水區暴雨流出量（SF）與暴雨量之回歸關係式

Table 5. Linear regressions of storm and stormflow on upstream watersheds

集水區別	迴歸方程式			參考文獻
畢祿溪 11 號	$SF_{11}=0.24P_{11}-8.55$	N=27	$r^2=0.873$	胡蘇澄（1986）
畢祿溪 12 號	$SF_{12}=0.38P_{12}-13.86$	N=30	$r^2=0.935$	胡蘇澄（1986）
畢祿溪 12 號對 11 號	$SF_{12}=1.407SF_{11}+0.881$	N=24	$r^2=0.989$	鄭皆達等（1990）

根據畢祿溪 11 號、12 號及主流集水區的觀測資料，分析 2000 年及 2001 年碧利斯、西馬龍、桃芝、納莉、利奇馬等颱風之流量歷線(hydrograph)。由於颱風行經路徑不一樣，對集水區的影響輕重不一，降雨量介於 51.5~923.5 mm，最大雨量強度為 8.5~69.0 mm/hr，都有很大的差異，結果如表 6，畢祿溪 11 號之洪峰流量為 0.057~15.123 cms/km²，畢祿溪 12 號 0.114~5.927 cms/km²，畢祿溪主流為 0.114~6.757 cms/km²，顯然畢祿溪 11 號集水區之洪峰流量最大，主流集水區最小。其中西馬隆颱風(5/13~14)、桃芝颱風(7/29~31)、納莉颱風(9/16~20)，降雨量為 51.5mm、564.5mm、229.0mm，因長期乾旱，消耗水量，土壤乾燥，基流量降低，畢祿溪 11 號集水區基流量小於 12 號及主流集水區，降下的雨量都被土壤吸收，故畢祿溪 11 號集水區之洪峰流量比 12 號及主流集水區小。2000 年之碧利斯颱風(8/22~25)，降雨量為 923.5 mm，土壤水與地下水獲得補充，明顯集水區的基流量比西馬隆、桃芝、納莉颱風時的基流量大許多，由於最大降雨強度達到 69mm/hr，滲透入土壤中以外，多餘的

水量成爲逕流快速流出。若以洪峰流量 Q_p 與基流量 Q_b 的比值做爲暴雨時期集水區調節流量的指標， Q_p/Q_b 比值大時，表示洪峰流量大或基流量小，比值小則洪峰流量小或基流量大，比值大對流量調節與水源涵養不利。各集水區之洪峰流量、基流量，依序爲畢祿溪 11 號>12 號>主流集水區，洪峰流量與基流量之 Q_p/Q_b 比值，則依序爲畢祿溪 11 號<12 號<主流集水區， Q_p/Q_b 比值隨降雨強度與降雨量增加而增加，顯示在豪大降雨量期間，森林集水區對溪流量調節功能有限。

表 6 畢祿溪 11 號、12 號及主流集水區之洪峰流量、基流量、 Q_p/Q_b 比值

Table 6. Amounts of peakflow, baseflow, and Q_p/Q_b ratios of Pulu No.11, No.12 and mainstream watersheds

颱風別	雨量 mm	P_{60} mm	畢祿溪11號集水區			畢祿溪12號集水區			畢祿溪主流集水區		
			洪峰流量 cms/km ²	基流量 cms/km ²	Q_p/Q_b	洪峰流量 cms/km ²	基流量 cms/km ²	Q_p/Q_b	洪峰流量 cms/km ²	基流量 cms/km ²	Q_p/Q_b
碧利斯 (8/22~25)	923.5	69.0	15.123	0.018	840.2	5.927	0.014	423.4	6.757	0.035	193.1
西馬隆 (5/13~14)	51.5	8.5	0.057	0.019	3.0	0.114	0.027	4.2	0.114	0.045	2.5
桃 芝 (7/29~31)	564.5	63.0	1.272	0.018	70.7	1.851	0.016	115.7	1.319	0.019	69.4
納 莉 (9/16~20)	229.0	19.0	0.091	0.010	9.1	0.129	0.017	7.6	0.143	0.025	5.7
利奇馬 (9/27~30)	730.5	34.5	1.178	0.029	40.6	1.523	0.057	26.7	1.129	0.048	23.5

(四)、集水區流況解析

台灣的河川、溪流，高流量和洪峰流量都發生在每年5至10月的颱風季節，因暴雨的總量、強度、延時而異，降下雨量，一部份在土壤中儲蓄，或補注地下水層，一部份成爲溪流量最大的瞬時洪峰流量可達7cms/km²或10.4cms/km²(鄭皆達、夏禹九，1990)。過了過了10月隨著降雨量減少，溪流量減低，消耗土壤中飽和水層和來自地下水層的滲流水，到11月和12月溪流量最低，有時流量會低於0.01cms/km²。每年最大與最低流量的比值有時會超過 500，在連續長時間乾旱不下雨的情況，最大與最小瞬間流量的比值，甚至會超過 1000，這種最高與最低流量的比值在日本有時被稱爲河況係數（王秋原，1974）。

畢祿溪 11 號、12 號及本流集水區屬高海拔地區之森林，受太平洋氣團與東北季風影響，豐水、平水、低水、枯水時期之日平均流量範圍分別爲0.021~0.121、0.011~0.041、0.003~0.019、0.005~0.015 cms/km²。第 355 日枯

水流量來自地下水層之滲流，溪流兩旁森林吸收水量，做為蒸發散之用，故畢祿溪枯水流量僅為 0.005~0.015 cms/km² 比蓮華池地區小。豐水期流量來自地表逕流及地表下逕流，第 95 日豐水流量為 0.021~0.121 cms/km²，畢祿溪 11 號集水區>12 號集水區>主流集水區；平水期流量為地表下逕流量與地下水流量，第 185 日平水流量為 0.011~0.041 cms/km²，低水期流量大部份來自地下水流量，第 275 日低水流量為 0.003~0.019 cms/km²，枯水期流量則全部為地下水流量，第 355 日枯水流量為 0.005~0.015 cms/km²。

引用石井正典(1997)之元村測水所資料，安家川為日本之森林集水區，面積為 142km²，其流況列於表 7，日平均流量大於安家川森林集水區，顯示畢祿溪地區比安家川有較多之水資源。若是以平水流量為基準，豐水流量與平水流量之比值，視為溪流豐盈的指標，比值大，豐水流量與平水流量之差異大，溪流調節功效不好。畢祿溪本流為 2.13 (1.7~2.7)，11 號為 2.32(1.7~3.0)，12 號為 2.32(1.6~3.6)，日本安家川為 1.75 (1.6~1.9)，顯示日本安家川森林集水區溪流量穩定，畢祿溪森林集水區為高山地區，降雨量較多，約為日本之 1.3 倍，豐水期流量充沛，流況變化稍大。若以枯水流量與平水流量之比值，視為溪流涵蓄的指標，比值小時枯水流量小，枯水流量來自地下水之滲流量，故比值越小的集水區水源涵蓄越不好。日本安家川為 0.45(0.45~0.48)，畢祿溪本流為 0.31(0.22~0.57)，11 號為 0.36(0.29~0.44)，12 號為 0.26 (0.15~0.42)，涵蓄指標均小於 1，且低於 0.5，顯示枯水期流量容易缺水，在豪大降雨量期間，森林集水區對溪流量調節功能有限。

表 7 臺灣中部高海拔畢祿溪 11 號、12 號及主流集水區流況

Table 7. Streamflow of Piluchi No.11, No.12, and mainstream high elevation forest watersheds

集水 區別	觀測 年起	豐水時流量 (CMS/Km ²)		平水時流量 (CMS/Km ²)			枯水時流量 (CMS/Km ²)			平均 流量 (CMS/ Km ²)
		大水量 第50日	豐水量 第95日	高水量 第140日	平水量 第185日	中水量 第230日	低水量 第275日	小水量 第320日	枯水量 第355日	
畢祿 溪11 號集 水區	1995	0.078	0.058	0.045	0.034	0.025	0.017	0.012	0.011	0.045
	1996	0.073	0.039	0.028	0.021	0.018	0.015	0.010	0.009	0.049
	1997	0.091	0.059	0.037	0.029	0.022	0.016	0.012	0.010	0.052
	1998	0.170	0.101	0.050	0.034	0.025	0.019	0.014	0.010	0.091
	1999	0.048	0.038	0.030	0.023	0.018	0.015	0.013	0.010	0.040
	2000	0.237	0.077	0.042	0.030	0.024	0.019	0.012	0.010	0.128
	2001	0.085	0.059	0.040	0.029	0.021	0.016	0.014	0.012	0.064
畢祿 溪12 號集 水區	1995	0.084	0.056	0.042	0.031	0.022	0.014	0.010	0.008	0.045
	1996	0.177	0.121	0.063	0.034	0.019	0.008	0.007	0.005	0.085
	1997	0.094	0.060	0.047	0.039	0.027	0.017	0.011	0.009	0.059
	1998	0.205	0.095	0.054	0.031	0.023	0.018	0.014	0.008	0.101
	1999	0.067	0.039	0.028	0.021	0.016	0.013	0.011	0.008	0.044
	2000	0.215	0.069	0.038	0.027	0.021	0.017	0.011	0.009	0.088
	2001	0.108	0.076	0.058	0.041	0.022	0.012	0.010	0.008	0.082
畢祿 溪主 流集 水區	1995	0.086	0.045	0.030	0.019	0.010	0.007	0.001	-----	0.035
	1996	0.067	0.021	0.016	0.011	0.011	-----	-----	-----	0.036
	1997	0.050	0.043	0.035	0.016	0.001	0.003	0.000	0	0.043
	1998	0.156	0.057	0.033	0.022	0.020	0.013	0.009	0.005	0.088
	1999	0.078	0.044	0.033	0.026	0.020	0.019	0.018	0.015	0.054
	2000	0.126	0.047	0.032	0.027	0.023	0.019	0.013	0.007	0.083
	2001	0.125	0.078	0.055	0.046	0.042	0.038	0.027	0.007	0.080

IV、 結論

1.年雨量、流量與逕流率統計分析

11 號集水區年流量為 1,251~4,062.4 mm，蒸發散損失量為 522.6~2,286.9 mm，逕流比為 47%~65%；12 號集水區年流量為 1,378.4~3,183.6 mm，蒸發散損失量為 72.8~1,817.9mm，逕流比為 51~72%。本流之年流量為 1,099.3~2,739.9mm，蒸發散損失量為 1,018.8~1,950.7 mm，逕流比率為 41~62 %之間，小於水平衡分析中剩水量與降雨量之比 71%，因為山區多礫石土、導水性高、滲透大，有些水量滲入為地下流，到低處才滲流出來，故逕流量較低。

2.雨季與旱季的流量特性

月流量之長期趨勢分析，月流量隨月雨量增減而升降；雨季期間(5~10 月)，畢祿溪 11 號、12 號及主流集水區之逕流率為 53.6~70.4%；旱季期間(11~翌年 4 月)，則有相反的趨勢，畢祿溪 11 號、12 號及主流集水區之逕流率為 39.36~54.6%，旱季比雨季之流量少 24~30 %。

3.建立暴雨量與暴雨流量的關係

畢祿溪 11 號及 12 號二個集水區的 24 個流量歷線，建立畢祿溪 11 號對 12 號集水區的暴雨流量關係式。暴雨流出量(SF)與暴雨量(PS)等之迴歸分析，相關係數達 0.9 以上，達極相關，關係式如下：

畢祿溪 11 號	$SF_{11}=0.24P_{11}-8.55$	N=27	$r^2=0.873$
畢祿溪 12 號	$SF_{12}=0.38P_{12}-13.86$	N=30	$r^2=0.935$
畢祿溪 11 號對 12 號	$SF_{12}=1.407SF_{11}+0.881$	N=24	$r^2=0.989$

式中 PS 表暴雨量(mm)， SF_{11} 、 SF_{12} 表畢祿溪 11 號及 12 號集水區之暴雨流量(mm)。畢祿溪 12 號斜率大於畢祿溪 11 號，暴雨流量較大，畢祿溪 11 號溪斜率較小，暴雨流量亦較小。發生流量的起始雨量，分別為 35.6mm 及 36.5mm，畢祿溪地區為森林覆蓋具有高滲透能，降雨量達到 40mm 以上才會有直接逕流產生。

4.洪峰流量與基流量特性

洪峰流量 Q_p 與基流量 Q_b 的比值做為暴雨時期集水區調節流量的指標， Q_p/Q_b 比值大時，表示洪峰流量大或基流量小，比值小則洪峰流量小或基流量大，比值大對流量調節與水源涵養不利。畢祿溪 11 號、12 號及主流集水區之 Q_p/Q_b 比值分

別為 3.0~840.2、4.2~423.4、2.5~193.1，以畢祿溪 11 號集水區最大，畢祿溪主流集水區最小，顯示在豪大降雨量期間，森林集水區對溪流量調節功能有限。

5.集水區流況特性

畢祿溪 11 號、12 號及本流集水區屬高海拔地區之森林，受太平洋氣團與東北季風影響，每年低水流量都發生在 11~12 月，有時流量會低於 0.01 cms/km^2 ，最大與最低流量比值約 50~370，有時會超過 400。豐水期流量來自地表逕流及地表下逕流，平水期流量為地表下逕流量與地下水流量，低水期流量大部份來自地下水流量，枯水期流量則全部為地下水流量，豐水、平水、低水、枯水時期之日平均流量範圍分別為 $0.021\sim 0.121$ 、 $0.011\sim 0.041$ 、 $0.003\sim 0.019$ 、 $0.005\sim 0.015 \text{ cms/km}^2$ 。第 355 日枯水流量來自地下水層之滲流，溪流兩旁森林吸收水量，做為蒸發散之用，故畢祿溪枯水流量僅為 $0.005\sim 0.015 \text{ cms/km}^2$ 比蓮華池地區小。畢祿溪各集水區高水流量與平水流量之比值，大於 1，枯水流量與平水流量之比值，則小於 1，高海拔森林集水區除了枯水流量較低外，豐水流量、平水流量、低水流量均較高，顯示森林不僅調節水資源而且消耗水源，在一定的條件下，森林對水源涵養還是有利。

V、 致謝

感謝林業試驗所薦送進修，國科會與農委會的經費支助，集水區經營組及蓮華池研究中心同仁在試驗工作上的協助。

VI、 參考文獻

石井正典(1997) 闊葉樹から針葉樹への林種轉換は水枯れの原因か。林業技術。

No.663：23-26。

林淵霖(1971) 畢祿溪集水區經營研究。中華水土保持學報。2(1)：49-78。

畢祿溪工作站氣象資料(1999) 林業叢刊第 104 號 pp343。

胡蘇澄(1986) 台灣小森林集水區暴雨流量特性之研究。中國文化大學博士論文。

132p。

鄭皆達、夏禹九(1990) 臺灣上游集水區水文特性之探討。土壤沖蝕及河川沖淤研討會論文集。P.213~227。

- 葛錦昭、楊炳炎、林淵霖、楊楚淇、漆陞忠(1978) 臺灣森林集水區經營試驗初步報告。林試所試驗報告。No. 304：p.50。
- 潘家聲(1966) 天然闊葉樹林分樹冠對於降雨截留量之關係試驗。林試所試驗報告。No. 131：p.20。
- Dunne T.(1978) Field Studies of Hillslope Flow Processes. In Kirkby MJ.(ed). Hillslope Hydrology. p.227-293.
- Hewlett JD. and Hibbert AR. (1967) Factors affecting response of small watersheds to precipitation in humid areas. In Forest Hydrology. p.275-290. New York: Pergamon Press.
- Cheng JD. (1989) Streamflow Changes after Clear-cut Logging of a Pine Beetleinfested Watershed in Southern British Columbia, Canada. Water Resource. Res. 25(3): 449-56.

哈盆溪濱水帶大氣、溪流及表層土壤溫度關係之探討

陸象豫¹ 黃良鑫² 傅鶴翹³

【摘要】溫度為影響生態系運作的主要環境因子，無論在生物活動與生長、水化學特性、土壤結構的化育、土壤通氣性的高低、有積質分解的速率、以及生物的物候現象均扮演重要的角色。而在森林生態系中，又以大氣溫度、表層土壤溫度及溪流水溫度對生態系運作影響最顯著，此等溫度要項相互影響，並因能量的轉移而在空間與時間分佈上呈動態的變化。以往的研究多屬於三者間的各別探討，少有涉及其相互關連與變動的研究，尤以森林生態系的研究更屬罕見。基於此，本研究選擇福山試驗林哈盆溪濱水帶為對象，自 2005 年起開始監測大氣溫度、溪流水溫以及表土 5、30 與 50 公分處的溫度。由累積 5 年的資料，獲知：試驗期間哈盆溪濱水帶區之大氣溫度、溪流水及土壤 5、30、及 50 cm 深處之年均溫度分別為 17.7、17.6、17.9、18.0 及 18.1℃，大氣及溪流水的最高月均溫發生在 7 月，而土壤各層次的最高月均溫則發生在 8 月；大氣、溪流水及土壤各層次的最低月均溫則均發生於 1 月。哈盆溪流域氣溫、水溫與表土溫度在 4 月，三者最為接近，約為 16.5 °C，當大氣溫度低於此溫度時，溪流水溫為三者中最高者，深層土壤的溫度則次之。全年度溫度的變化幅度由大至小依次為：大氣、5cm 深土溫、30cm 深土溫、50cm 深土溫、溪流水溫，且均呈顯著的變化。大氣溫度的日變化最為顯著，表土 5cm 深的土壤溫度次之，再次為溪流水溫，30cm 深的土壤溫度的日變化則多屬不顯著。除 9 至 12 月外，溪流水溫的日變化幅度均小

1.行政院農業委員會林業試驗所集水區經營組研究員，通訊作者。電子郵件：shiang@tfri.gov.tw

Senior Scientist, Division of Watershed Management, Taiwan Forestry Research Institute, Council of Agriculture, Executive Yuan. Corresponding Author.

2行政院農業委員會林業試驗所集水區經營組助理研究員。

Assistant Scientist, Division of Watershed Management, Taiwan Forestry Research Institute, Council of Agriculture, Executive Yuan.

3行政院農業委員會林業試驗所集水區經營組技工。

Technician, Division of Watershed Management, Taiwan Forestry Research Institute, Council of Agriculture, Executive Yuan.

於表土 5cm 深的土壤溫度變化幅度。30cm 以下的土壤溫度日變化的幅度均小於 0.5°C，顯示深層土壤溫度幾乎無日變化。此外，本報告亦建立各月份溪流水溫級表層 5 cm 土壤溫度與大氣溫度的相關回歸方程式。希望藉著等研究能提供盆溪濱水帶生態系運作的基礎資料。

【關鍵詞】 溪流水溫、表土溫度、大氣溫度、哈盆溪。

Investigation on temperature regimes for air, streamflow and top soil layers in riparian area of the Harpen creek

Shiang-Yue Lu¹, Liang-Shin Hwang², Ho-Chiao Fu³

【Abstract】 Temperature is an extremely important factor in the ecosystem. It plays an important role in soil chemical reactions, physical characteristic development, and biological interactions. Therefore, it exerts a major influence on biological activities and growth, water chemistry, soil structure and aeration capacity, decomposition of organic matters and phenomenon of phenology. The primary important temperatures in forestry ecosystem are air temperature, top soil temperatures and stream temperature. Those temperatures in ecosystem affect each other and vary temporally and spatially in response to changes in radiant energy, thermal and latent energy which take place primarily at the soil surface. However, previous studies were mostly concerned with air temperature, soil temperature and streamflow temperature individually. Every limited works in investigating those temperatures in the same plot have been carried out especially on a forest environment. The authors has recorded air, top soil layers and streamflow temperatures at the Harpen Creek of the Fushan Experimental Forest of the Taiwan Forestry Research Institute (TFRI) since 2005 and accumulated more than 5 yr of continuous records. The results of analysis of those records have shown that the average yearly temperatures for air, streamflow, 5cm soil layer, 30cm soil layer and 50cm soil layer during the monitoring period were: 17.7,17.6,17.9,18.0and 18.1°C, respectively. The highest average monthly temperature for air and streamflow were occurred at July, while that for soil layers were occurred at August. The minimum monthly average temperatures for all monitoring items were all at January. Air, streamflow and top soils layers have nearly the same monthly average temperature about 16.5°C in the month of April for the Harpen creek drainage

basin. When air temperature was lower than 16.5°C, streamflow has the highest temperature among all monitoring items, the second higher was 5 cm soil layer. The yearly temperature fluctuations for all monitoring items were significant, and the rank of ranges of yearly temperature changes were air, 5 cm soil layer, 30 cm soil layer, 50 cm soil layer and streamflow. Air temperature has the maximum magnitude of changes within a day for all months, the second is the temperature of 5 cm top soil layer. However the maximum magnitude of daily changes were less than 0.5°C for soil layers deeper than 30 cm, and this indicated that there was only a small and insignificant changes for temperatures of deeper soil layers. In addition, the linear regression relationships for air temperature versus streamflow temperature and air temperature versus temperature of 5 cm top soil layer were also established in this report. Hopefully those investigations will provide knowledge for riparian of the Harpen creek.

【Key words】 streamflow temperature, top soil temperature, air temperature, Harpen creek

I、前言

溫度為影響生態系運作的主要環境因子，無論在生物活動與生長、水化學特性、土壤結構的化育、土壤通氣性的高低、有積物分解的速率、以及生物的物候現象均扮演重要的角色。而在森林生態系中，又以大氣溫度、表層土壤溫度及溪流水溫度對生態系運作影響最顯著。在水域中，水草、魚類、昆蟲、兩棲類均有其最適的水溫範圍，當水溫超出此最適當的範圍時，將導致水生物的數量迅速降低，甚至完全絕滅。水溫對水化學特性亦有重大的影響，其中又以水中的容氧量對溫度變化的反應最為顯著，而對水化學特性的影響，最終亦反向影響水生物的生存與活動 (Hillel, 1982; Marshall and Holmes, 1988)。土壤溫度對種子萌芽、植物生長、土壤水及空氣的移動、土壤結構的化育、有積物的分解、植物對土壤養分的吸收利用以及土壤生物的活動等均有影響。大氣溫度為動植物物候現象的主要因子，又直接或間接影響溪流水與表土溫度，為氣象與生態監測最早進行的一項因子。事實上生態戲中此等溫度要項相互影響，並因能量的轉移而在空間與時間分佈上呈動態的變化。然而以往的研究多屬於三者間的各別探討，多未涉及其間相互關連與變動的研究，尤以森林生態系的研究更屬罕見。基於此，本研究選擇福山試驗林哈盆溪濱水帶為對象，自 2005 年起開始監測大氣溫度、溪流水溫以及表土 5，30 與 50 公分處的溫度。以累積 5 年的紀錄，分析各項溫度的季節與

日變化，並探討其間的相互關係。

II、材料與方法

(I)試區概況

本研究的試驗地點為福山試驗林哈盆溪，監測地點則為林哈盆溪上游一號試驗集水區量水堰堰口側方 2 公尺處，經緯度分別為 $121^{\circ}34'$ 與 $24^{\circ}46'$ ，海拔高度為 570 m。福山試驗林海拔高度介於 400 m 至 1400 m 之間，哈盆溪為試驗林的主要溪流，由北向南流經台北與宜蘭縣交界處後，再轉向西匯入南勢溪流域，是台灣少數上游河川中坡度緩、具有沖積地且溪岸土壤深厚的溪流。哈盆溪且具有氾濫平原地形，溪岸地下水位接近地表，因而濱岸植物隨離河面的距離而有明顯的變化，而不似台灣其他溪流的上游河段，植物出現多屬於隨機型。坡面 (upland) 主要優勢樹種有長葉木薑子、山豬肝、小花鼠刺、紅楠、烏皮茶和山紅柿等；地被層以柏拉木、山龍眼、台灣楊桐等為主。溪岸以五節芒、過溝菜蕨、蹄蓋蕨等為優勢；而洪水平原植物多為喜水植物，以五節芒、過溝菜蕨、長梗紫芋麻、牛奶榕、雅楠、闊葉樓梯草等為優勢，間或出現綠竹、九芎、筆筒樹等。

哈盆溪流域位於冬季東北季風要衝，全年無明顯乾濕季之分；年平均溫度為 18.1°C ，年平均降雨量為 4246.8 mm，平均相對濕度高達 93.7%，年蒸發量為 839.1mm。大致而言，氣候為夏季炎熱潮溼，冬季陰濕多雨且毛毛細雨不斷，相關氣象資料月統計結果如表 1 (Lu et al., 2000; 陸象豫等,2009)。全區地質上屬第三紀漸新世至中新世之乾溝層變質岩，以變質頁岩為主，板岩與千枚岩次之，劈理及節理發達。土壤可劃分為黃壤、崩積土與石質土三大類。而土壤溫度監測點的土壤為粉質黃黏土，其上覆蓋著 10 cm 高的雜草。

(II)監測儀器

本研究採用 HYGROMER MP100A 溫溼度感應器監測大氣溫度與相對溼度，溫溼度最適的量測範圍分別為 -40 to 60°C 及 0% to 100%;而精確度則分別為 $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ (-20 to 40°C)與 $\pm 2.5\%$ (0% to 100%)。111溫度感應探針則用來監測表層土壤溫度與溪流水溫；它在 -40 to 55°C 的範圍內精確度可達 $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ 。MP100A 溫溼度感應器裝設在哈盆溪畔離地表 2.5公尺處，監測溪流水的溫度感應探針設置於常流水的溪底。監測地表溫度的探針則設置於洪水平原外側的高灘，除在大雨期間外該處土壤甚少達到飽和，而埋設的深度則包括離地表 5、30 及 50 公分

深處的土壤層。各項溫度均以每10分鐘探測一次的頻率監測，並將所測監測數值傳輸至資料儲存匣中 (data logger)。

(III)分析資料

監測期間始於2005年1月12日，止於2009年12月31日。除2006年12月14日至2007年2月7日因儀器故障未能收集紀錄外，其餘的時段均為有效且完整的紀錄。每筆紀錄包括時間、大氣溫度、相對溼度、溪流水溫、表土5cm處土溫、表土30cm處土溫及50cm處的土壤溫度等資料，每日計144(6*24)筆紀錄。

(III)分析方法

本研究各項溫度的日平均值為當日監測紀錄的平均值，月平均溫度則為平均當月的日紀錄。此外將日平均溫度按 Julian calendar(1月1 日為第一天，全年計365或366天)排列，再平均相同“日”的紀錄(計5年)，以分析觀測期間各項溫度的日變動與月節變動情形。各月份的日變化量則由當月各“時”的觀測紀錄值求得5年期間該時段的平均值，再繪至於座標軸上。本計畫亦以 Microsoft Excel套裝軟體求得溪流水溫、表土溫度與大氣溫度間的回歸關係式。

III、結果與討論

(I)平均溫度

由 2005 年至 2009 年間測期間之大氣、溪流水、表層土壤 5cm、30cm、50cm 溫度的月平均值列於表 2，並顯示於圖 2。大氣及溪流水的最高月平均溫度發生在 7 月，而各土壤層的最高月平均溫度均出現在 8 月。表層 5cm 土壤 8 月的平均溫度為所有監測項目平均月溫度中最高者，顯示表層土壤含有最大的熱能，而此等熱能主要來至太陽的輻射能以及地熱能。表 1 顯示哈盆溪最大輻射量出現於 7 月，次為 8 月，此二者綜合作用的結果致使表層土壤的溫度在 8 月為最高。除 5、6、7 月外，土壤月均溫均高於大氣的月均溫。溪流水的月平均最高溫度亦出現於 7 月，與大氣最高月均溫發生的月份一致，表示此二者的溫度顯著地受日照輻射多寡的影響。最低月平均溫度均出現在 1 月，除因最低日照輻射量外，亦顯著受到大陸冷氣團的影響。事實上在北半球夏至與冬至分別在 6 月及 12 月，表示此二月份有最大的輻射能，然而最高溫與最低溫並非並完全與入射的太陽輻射能完全一致，此種延遲現象主要是受天氣狀況(包括：雲量、降雨、冷氣團等)影響 (Hillel, 1982; Iverson and Hutchinson, 2002;. Lu et al., 2008)。

哈盆河流域的大氣、溪流水及表層土壤的溫度在 4 月份三者最為接近，約為 16.5°C，低於此溫度時大氣溫度為最低，表層 5cm 的土壤溫度次之，更深的土壤層溫度則漸次增加，溪流水溫則為最高。大氣溫度低時，來自輻射的能量較少，此時源自地底的熱能對土壤溫度影響較大，故深層土壤溫度較表層為高。而當氣溫低於 16.5°C，溪流水溫為三者中最高者，主要係因溪流水多源自離地表較深處的次地表逕流 (subsurface flow) 或基流 (baseflow)；此等深層的土壤水或地下水受地熱影響而有較高的溫度。此外水的比熱 (specific heat) 大，水溫不易迅速散失，亦為原因之一 (Brown, 1969; James, 2002)。

土壤溫度變化受到日照輻射、土壤水含量、地表狀況、土壤結構及生物活動等因子影響，而此等因子中又以前三者的影響最為顯著。入射的輻射能到達地表後其能量的收支關係為(Cellier et al., 1996; Ogee et al., 2001; Lu et al., 2002)：

$$R_n = H + \lambda E + G$$

其中

R_n 為淨輻射量 (net radiation, cal/cm^2)

H 為有感熱流 (atmospheric sensible heat flux, cal/cm^2)

λE 為蒸發散潛能 (latent heat or evaporation flux, cal/cm^2)

G 為儲存於林冠下的能量 (net energy storage within the canopy, cal/cm^2)

雖然在植物的生長季節，蒸發散及光合作用將消耗入射能量的三分之二弱 (Miller, 1956)；但本試驗區僅有雜草覆蓋，故入射的輻射能多儲存於土壤中，進而使土壤溫度升高。改變地表的覆蓋或植被，能有效的支配入射的輻射能，因而可調節表土溫度 (Abdul et al., 1986)。農藝上常施用的敷蓋 (mulching)，即可有效的改變表土溫度。

哈盆河流域終年多雨，土壤溫度監測點並非位於洪水平原內，但仍屬高地下水位區，土壤多處於濕潤狀態。潮濕的土壤因為有較高的比熱，而一部分的熱能因為蒸發而消耗，因此通常較乾燥的土壤溫度低，且溫度變動的幅度較小。哈盆溪濱水帶土壤多屬於濕潤，再加上有植物覆蓋，故表土溫度不致太高，甚少會超過 23.0°C。

(II) 季節性變動

圖 2 為 5 年觀測期間整年度各項溫度的變化情形。其中以大氣溫度的變動幅度最大，且最劇烈。氣溫除因接收的輻射量多寡及氣象因素而變化外，另受到大氣環流 (氣流) 的影響而可於短時間內發生劇烈改變 (Seyfrid et al., 2001)。哈盆

溪流域夏季的溫度主要受到降雨及雲量多寡等影響，而冬季除則主要受到大陸冷氣團的影響，此二種作用致使溫度變化頻繁且幅度大。土壤溫度變化較為緩和，尤以較深的層次更為明顯，顯示縱使大氣溫度劇烈改變，深層土壤的溫度不會立即的改變。溪流水溫夏季變化的幅度較小，冬季則有較劇烈的變化，顯示溪流水溫仍受大氣溫度影響，而此種變化與大陸冷氣團來襲有關。

監測期間所紀錄到的最高與最低平均日溫度以及溫度的範圍列於表 3，溫度的變化幅度由大致小依次為：大氣、5cm 深土溫、30cm 深土溫、50cm 深土溫、溪流水溫。最高日均溫發生的日期大氣為 7 月 8 日，溪流水及土壤則發生在 7 月 16 至 7 月 17 日，而最低日平均溫度均發生在 1 月 15 日。觀測期間絕對最高溫度及最低溫度發生的日期與最高日均溫及最低日溫發生的日期一致。大氣、溪流水、5cm 深土溫、30cm 深土溫、50cm 深土溫的絕對最高溫度分別為：28.06°C、22.61°C、26.49°C、24.96°C 及 24.14°C；絕對最低溫度則分別為：2.29°C、11.26°C、7.76°C、8.02°C 及 10.33°C。

在進行季節變動分析時，係將每年的日均溫按照 Julian 曆法排列，在平均觀測期間 (5 年) 在該曆法同一天的紀錄。此種發法雖方便季節變化分析，然在 Julian 曆法上不同年度的同一天，雖然大氣輻射量相當，但其他氣候條件可能差異甚大，因此會出現甚大的溫度差異，致使日溫度分佈曲線並非為平滑曲線。若將觀測期增長，則此不規則分佈的現象將趨緩和。

(III)日變動

圖 4 為各月份各監測溫度的日變化情形，其中以大氣溫度變化最為顯著，表土 5cm 深的土壤溫度次之，再次為溪流水溫，30cm 深的土壤溫度的日變化則多屬不顯著。除 9 至 12 月外，溪流水溫的日變化幅度均小於表土 5cm 深的土壤溫度變化幅度；其原因尚待探討。30cm 深的土壤溫度每日的變化幅度介於 0.20 至 0.48°C 之間，其中以 5 月的變化幅度最大，10 月與 11 月最小。50cm 深的土壤溫度每日間最大的變化幅度僅有 0.11°C 生於 9 月，而其他月份變化的幅度均小於 0.10°C，顯示深層土壤溫度幾乎無日變化。事實上，無論潮濕與乾燥，表層的土壤甚少有超過 3°C 的日變化，深達 60cm 的土壤溫度日變化不會超過 1°C，越深的變化將更少 (Tange et al., 1998; Brevik et al., 2004; Coskun and Imanverdi, 2004)。若地表有植物覆蓋，或者是土壤水含量高，則土壤溫度的日變動將更為不顯著。

各觀測項目的日最高溫度發生時間則無一致的規律性，最高氣溫多發生於正

午 12 點至 13 點之間 (與最高日照輻射發生的時間吻合), 溪流水的最高溫度發生於 14 至 17 點間, 表土 5cm 深的土壤最高溫度發生在 15 至 17 時間, 30cm 深的土壤最高溫度 19 至 24 時之間, 而深 50cm 的土壤最高溫度則發生在午夜 23 至次日凌晨 3 點間。大氣的每日最低溫度多發生於日出之前, 在哈盆溪約為 6 至 7 點, 溪流水的日最低溫度多發生於早晨 6 至 8 點, 表層 5cm 土壤的日最低溫度則發生在 8 至 9 點間; 此三者各月份間之日最低溫度發生時間之差異不大, 均為在每日日照輻射量開始增強之前。30cm 深的土壤層每日最低溫度發生在 9 至 11 時; 而 50cm 深的土壤層每日最低溫度則發生於 15 至 20 時, 屬於各月份間差異最大者。

(IV)水溫、土壤及大氣溫度間之相關性

由於大氣溫度是最常監測的項目, 且溪流水溫及表土溫度會顯著地受到大氣溫度影響, 因此本報告將 2008 年全年度的大氣、溪流水及表土 5 cm 的日平均溫度進行回歸分析。得到溪流水溫 ($T_{\text{streamflow}}$)與大氣溫度 (T_{air}) 的線性回歸方程式為:

$$T_{\text{streamflow}} = 0.492 * T_{\text{air}} + 8.951 \quad r = 0.962 \quad n = 366$$

而表土 5cm 的溫度 (T_{s05}) 與大氣溫度間的關係式則為:

$$T_{s05} = 0.775 * T_{\text{air}} + 4.094 \quad r = 0.954 \quad n = 366$$

溪流水溫及表土 5cm 的土壤溫度與大氣溫度間的迴歸關係達 90%的相關性, 由氣溫推估水溫與土壤仍為一種可行方法。

VI、參考文獻

- 陸象豫、黃良鑫、黃惠雪 2009 林業試驗所福山研究中心氣象資料彙編 2000 年 1 月至 2009 年 6 月。林業試驗所林業叢刊第 201 號。243p。
- Abdul RN, Baharuddin K, and Azman H. 1986. Soil temperature regimes under mixed dipterocarp forests of peninsular Malaysia. *Pertanika* 9(3):277-284.
- Brevik EC, Fenton TE, Horton R. 2004. Effect of daily soil temperature fluctuations on soil electrical conductivity as measured with the Geonics® EM-38. *Precision Agric* (5):145-52.
- Brown GW 1969. Predicting temperature of small streams. *Water Resources Research*(5):68-75.
- Cellier P, Richard G, Robin P. 1996. Partition of sensible heat fluxes into bare soil and

- atmosphere. *Agric. and For. Meteorol.*, 82:245-65.
- Coskun G, Imanverdi E. 2004. A comparison of estimated and measured diurnal soil temperature through a clay soil depth. *J Appl Sci* 4(3):418-23.
- Hillel D. 1982. *Introduction to soil physics*. San Diego, CA: Academic Press.
- Iverson LR, Hutchinson, TF. 2002. Soil temperature and moisture fluctuations during and after prescribed fire in mixed-oak forests, USA. *Nat Areas J* 22(4): 96-304.
- James P. Szyper. 2002. Water temperature regimes in aquaculture systems in east Hawaii. *Journal of Hawaiian Pacific Agriculture* 12(15):15-27.
- Lu SY, Tang KJ, Ku HY, Huang HH. 2000. Climatic conditions of the forested lands of Taiwan Forestry Research Institute. *Taiwan J For Sci* 15(3):429-40.
- Lu SY, Liu CP, Hwang LS, Tang KJ. 2002. Studies on the influence of betel nut plantations on microclimate in slopeland. *Taiwan J For Sci* 17(2):281-9.
- Lu SY, Hwang LS, Tang KJ. 2004. Diurnal and annual temperature variations in experimental forests of the Taiwan Forestry Research Institute. *Taiwan J For Sci* 19(1):15-25.
- Lu S.Y., Hwang L.S., Tang K.J. and Huang H.H. 2008. Soil temperature regimes in the Lienhuachih area of central Taiwan. *Taiwan Journal of Forestry Science* 23(2):145-153.
- Marshall TJ, Holmes JW. 1988. *Soil physics*. 2nd ed. New York: Cambridge University Press.
- Miller DH. 1956. The influence of pine forest on daytime temperature in the Sierra Nevada. *Geography Revies* 46 :2009-218.
- Ogee J, Lamaud E, Brunet Y, Berbigier P, Bonnefond JM. 2001. A long-term study of soil heat flux under a forest canopy. *Agric. and For. Meteorol.*, 106:173-186.
- Seyfried MS, Flerchinger GN, Murdock MD, Hanson CL, Vactor SV. 2001. Long-term soil temperature database, Reynold Creek Experimental Watershed, Idaho, United States. *Water Resources Res* (37):2843-6.
- Tange AJ, Kaihura FBS, Lai R, Singh BR. 1998. Diurnal soil temperature fluctuation for different erosion classes of oxisol at Mlingano, Tanzania. *Soil Till Res* 49:211-7.

Table 1. Climatic conditions for the Harpen Creek station
(January 2005 to December 2009)

	Total rainfall (mm)	Average ¹⁾ daily temp. (°C)	Average daily max. temp. (°C)	Average daily min. temp. (°C)	Average relative humidity (%)	Average Discharge (mm)	Average radiation (MJ/m ²)
Jan	150.0	11.8	15.9	8.6	94.8	0.057	163.28
Feb	200.4	12.6	17.3	9.1	95.1	0.296	178.86
Mar	229.3	13.8	19.3	9.4	92.1	0.646	243.43
Apr	155.5	17.1	22.5	13.0	93.7	0.550	240.63
May	318.0	20.1	26.2	15.6	92.7	2.398	314.14
June	283.4	23.0	29.2	19.1	93.1	6.775	295.70
July	404.4	24.3	30.7	19.8	91.1	4.609	455.51
Aug	712.7	23.8	29.8	19.8	91.7	6.633	353.83
Sept	995.5	22.0	26.2	19.0	94.2	2.066	221.97
Oct	439.3	20.2	24.1	17.4	95.0	0.436	246.28
Nov	205.8	16.4	19.9	13.7	96.2	0.346	156.57
Dec	152.5	12.5	16.9	8.9	94.7	0.072	166.67
Avg.		18.1	23.2	14.5	93.7	2.054	253.07
Total	4246.8						3036.87

Table 2. Monthly average temperatures(°C) for riparian of the Harpan creek
(2005 to 2009)

	Air	Stream water	5 cm of soil layer.	30 cm of soil layer	50 cm of soil layer
Jan	11.76	14.46	12.32	12.59	12.99
Feb	12.96	15.02	13.28	13.53	13.60
Mar	13.59	15.35	13.94	14.10	14.21
Apr	16.50	16.72	16.52	16.50	16.42
May	19.46	18.33	19.15	19.27	19.05
June	21.69	19.42	21.35	21.25	21.01
July	22.87	20.53	22.75	22.63	22.40
Aug	22.83	20.37	22.91	22.89	22.78
Sept	21.67	20.03	21.88	21.97	22.01
Oct	19.23	18.80	19.55	19.75	19.96
Nov	16.40	17.53	17.20	17.54	17.87
Dec	13.00	15.23	13.87	14.25	14.84
Avg.	17.66	17.64	17.89	18.02	18.10

Table 3. Maximum and minimum daily temperatures for air, streamflow and soils at different layers (°C)

	Air	Streamflow	5 cm	30 cm	50 cm
Maximum	25.43	21.85	25.02	24.44	24.05
Day of occurrence ¹⁾	189	197	197	197	198
Minimum	5.15	11.76	7.55	7.83	10.22
Day of occurrence	15	15	15	15	15
Range	20.28	10.09	17.47	16.61	13.83

¹⁾ On the Julian calendar with 1 January as day 1.

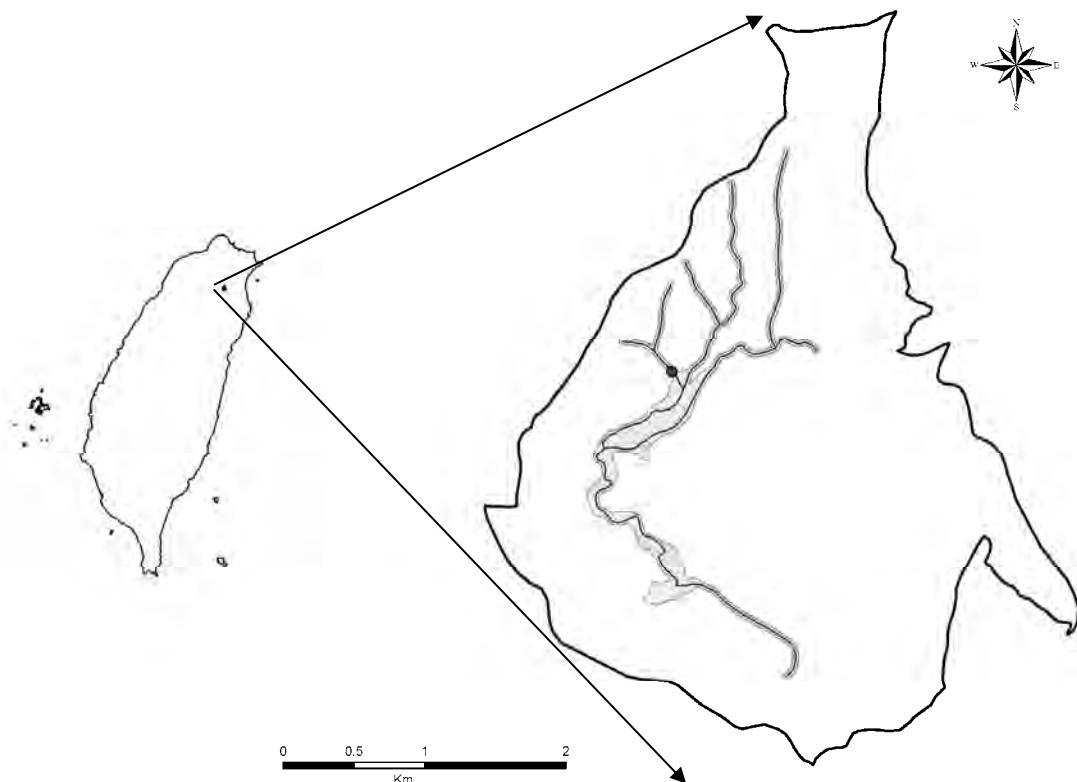


Fig.1 location of the study site.

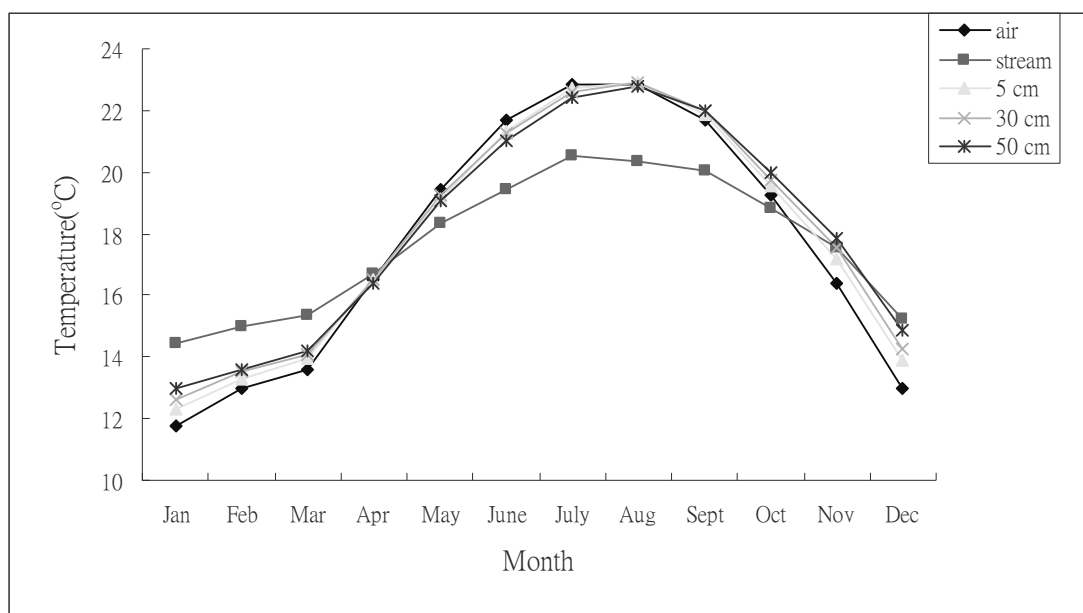


Fig.2 Monthly average temperature for air, streamflow and soils at different depths for the riparian of Harpen creek.

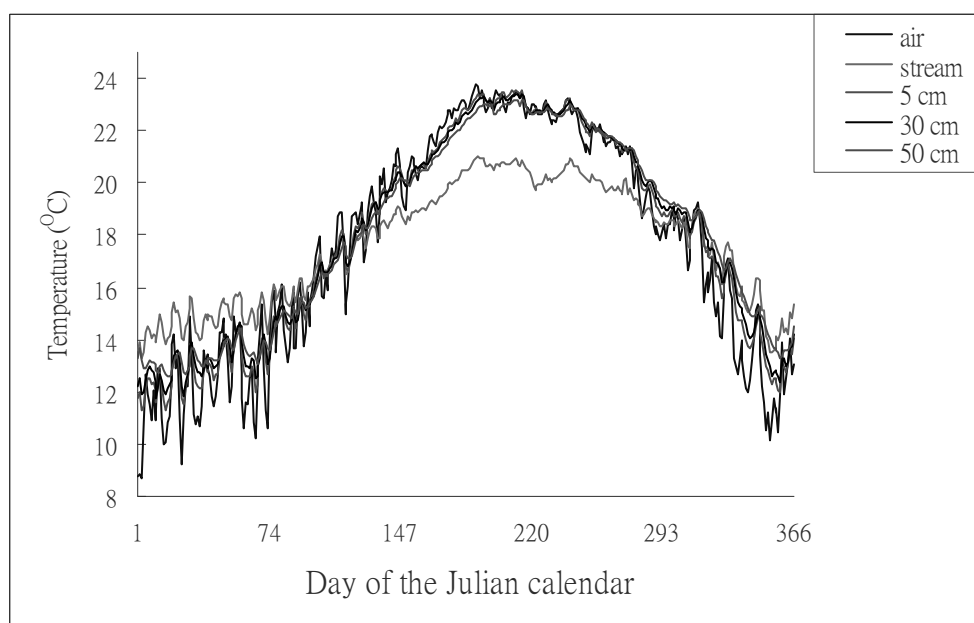


Fig.3 Yearly temperature fluctuations in the riparian of Harpen creek.

2010 森林集水區經營研討會:61-74

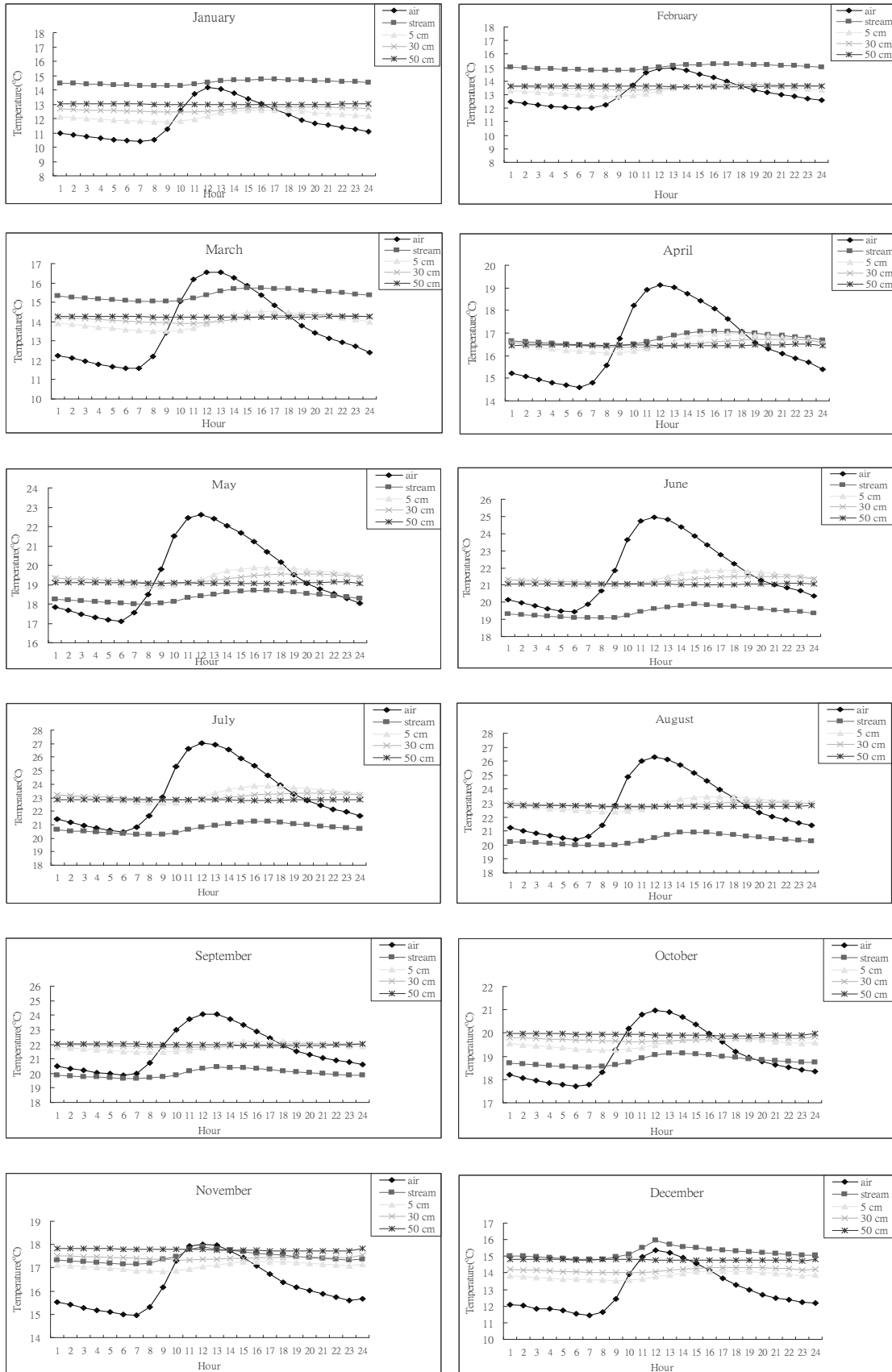


Fig.4 Hourly temperatures of each month for the riparian of Harpen creek.

結合植生指標與 DEM 萃取集水區崩塌深度之空間變化

莊智瑋¹ 林昭遠²

【摘要】整合遙感探測、地理資訊系統及影像處理技術已廣泛應用於崩塌地災害監測，崩塌地監測防治需先對崩塌區位進行劃定，一般係以影像相減法將崩塌前、後影像灰度值之差異進行分析；若是裸露地崩塌，僅用影像灰度值之變異則無法萃取實際崩塌區位。以崩塌前、後期之 DEM 直接相減，易因製圖精度，尤其是崩塌前之 DEM 常因林木遮蔽，嚴重影響地面實際高程之繪製，將導致崩塌深度萃取誤差。因此，如何合理萃取崩塌區位及崩塌深度之空間分布值得研究。本研究以九份二山及白石崩塌地為樣區，利用崩塌前、後期之衛星影像以影像相減法搭配模糊分群進行崩塌邊界萃取，再將崩塌邊界外緣之非崩塌格點設為控制點，假設控制點之崩塌前、後高程無變化，若有誤差需加以修正。崩塌區位之崩塌後高程較不受林木遮蔽影響，故以崩塌後控制點之高程為基準，利用反距離權重法，修正崩塌地內各格點於崩塌前之高程，能有效減少因林木遮蔽所造成之高程誤差。利用崩塌後與所修正崩塌前之 DEM 資料，求算崩塌地各格點之高程變化，即可獲得崩塌區位之合理面積與體積，供集水區崩塌地治理規劃之參考。

【關鍵詞】直方圖匹配、崩塌地萃取、模糊分群。

Spatial distribution of collapse depth for a grid-based landslide delineated from changes of vegetation index and DEM.

Chin-Wei Chuang¹ Chao-Yuan Lin²

【Abstract】Integrating remote sensing, geographic information systems and image processing technique is widely applied in landslide hazard monitoring. How to effectively extract landslide sites is essential for hazard prevention and treatment.

¹國立中興大學水土保持學系博士

Ph. D., Department of Soil and Water Conservation, National Chung Hsing University, Taichung 402, Taiwan, R.O.C.

²國立中興大學水土保持學系教授，通訊作者。電子郵件:cylin@water.nchu.edu.tw

Professor, Department of Soil and Water Conservation, National Chung Hsing University, Taichung 402, Taiwan, R.O.C. Corresponding Author. Email: cylin@water.nchu.edu.tw

Generally, image differencing method is often used for rapid landslide extraction, which is manipulated by using difference of grey values derived from satellite imagery of pre- and/or post-landslide. However, actual landslides may include the collapse of bare lands. There will be a limitation to extract the areas of bare land collapse for only using difference of grey values. Errors encountered if DEM differencing method is directly adopted to extract the landslides due to the resolution of DEM, especially dense vegetation cover usually causes blurred delineation of DEM for the pre-landslide phase. Therefore, there is a need to extract reasonable collapse depth of the landslides. The Chiufenershan and Baishi landslide sites were chosen as the study areas. Image differencing and Fuzzy C-Means Clustering coupled with satellite imagery of pre- and post-collapse were used to extract the boundary of landslides. Then grids of adjacent landslide boundary, which stand for no variation in altitude before and after the collapse event, were chosen as the control points. Inverse Distance Weighting is used to modify the pre-landslide's DEM related to the landslide areas for eliminating the possible errors of mapping. The result shows that the method proposed in this study could not only improve problems mentioned above but also could extract reasonable collapse depths and areas for landslide volume estimation.

【Key words】 Histogram matching, Landslide extraction, Fuzzy C-Mean clustering.

I、前言

九二一地震造成全台山區多處崩場地，尤以中部地區最為嚴重，如台中縣谷關至德基水庫下游處、南投縣九九峰、九份二山及南投縣與雲林縣交界之草嶺等。轉眼間地震發生至今已十週年，崩場地之植生復育狀況一直被受關切，而傳統的崩場地調查常需耗費大量人力、物力及時間，因此，若能整合遙感探測、地理資訊系統、影像判釋及人工智慧等技術，應用於崩場地植生復育監測及評估，將提升植生變遷監測的時效性及植群演化特性之掌握，可提供相關單位決策之輔助。

以遙感探測、地理資訊系統或影像判釋於崩場地等相關研究眾多，如林文賜等（2008）利用多時期衛星影像搭配支援向量機進行九份二山崩場地植生變遷分析；黃凱易（2006）應用地球空間資訊技術評估南投縣潭南地利土石流災害與檳榔園之空間關係及崩場地植生恢復之狀態；蔡光榮及陳建富（2005）以遙測技術進行台灣中部集集地震災區崩場地植生處理工程之植生指數評估；蕭國鑫等（2003）研究利用 SPOT 資料，結合影像自動分類、綠度與亮度植生指數，初步研判台灣中、北部的崩場地。劉守恆和林慶偉（2004）使用單幅 SPOT 衛星影像資料進行自動辨識崩場地的可行探討，同時以地震前後多時期 SPOT 衛星影像資料進行崩場地自動判釋，分析九二一地震事件對於濁水河流域內崩場地發育之影響。

在進行崩場地植生復育監測及評估前，需先確立崩塌區位，一般常利用影像相減法或分類後比較法進行萃取，前者需使用者給定門檻值進行分類；後者則需先進行前後兩期影像分類，再進行比對，所需時較為冗長，兩者會受人為主觀影響；惟採用崩塌前後期之 DEM 直接相減則會因製圖精度，尤其是崩塌前之 DEM 資料常因林木遮蔽嚴重影響地面實際高程之繪製，將導致崩塌深度萃取誤差。因此，如何合理萃取崩塌深度之空間分布極為重要。另利用崩塌前後期影像所得之崩塌範圍包含滑落區及堆積區，惟一般研究多以整體崩場地進行探討，滑落區及堆積區之植生復育差異極大，有必要將兩者區隔討論方能瞭解崩場地實際之植生演替狀況。

II、研究試區

(I) 試區概述

九份二山位於南投縣國姓鄉炭斗山山麓一帶，韭菜湖溪自南往北與澀子坑溪匯流於崩塌處，九二一地震後匯流處已被土石掩埋。長石巷地區崩塌範圍北起太平角海拔 650 公尺至炭斗山南稜海拔 1040 公尺，沿順向坡向東南崩塌，南屆韭菜湖溪海拔 530 公尺，東起炭斗山南稜，西迄中興橋前，全區呈西北向東南傾斜約 28 度（圖 1）。依區位概況可分為大崩塌斜面區、堆積區及植生保育園區等三大區域，區域外之西側則屬半自然區，區內多屬未干擾區，僅有部分種植果園或檳榔；東側則因地勢較為陡峻，故多屬未干擾區，植被種類亦較複雜。地質構造包括大岸山向斜及水里坑斷層。崩塌地地層由樟湖坑頁岩夾砂岩所組成，岩層向東傾斜約 24 度，原為順向坡地形（Chang 等，2005）。

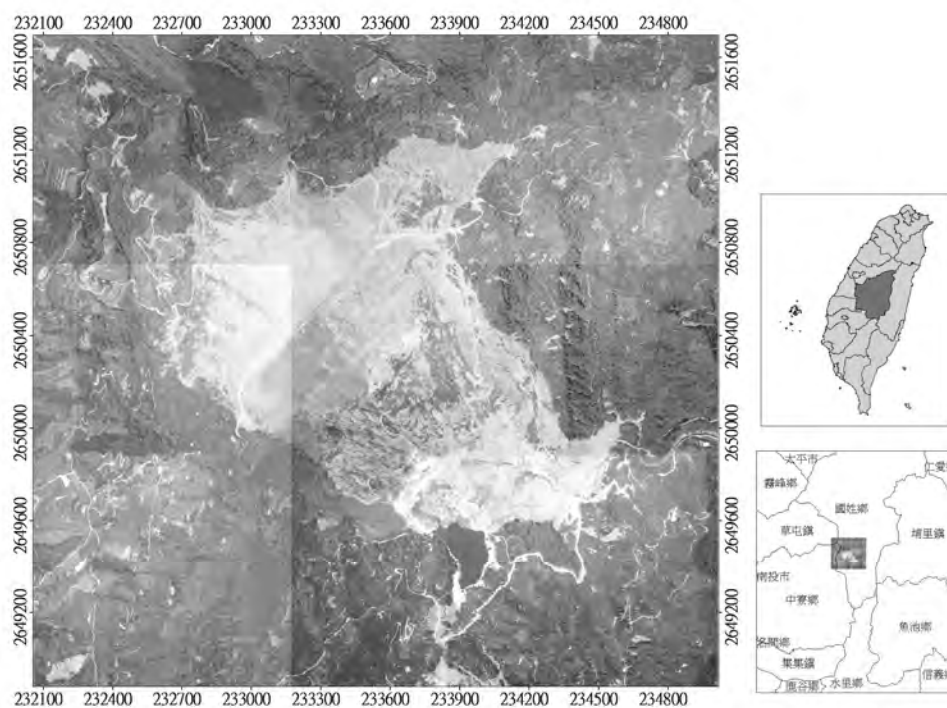


圖1 九份二山

白石位於大漢溪上游處，行政區大部分屬新竹縣尖石鄉秀巒村。白石溪發源於大壩尖山北麓，向北流後又轉向西北，於霞喀羅大山附近轉向東北流，最後於秀巒附近與泰崗溪合流，艾利颱風過後，因嚴重河道向源侵蝕，導致嚴重土石崩塌（圖 2）。

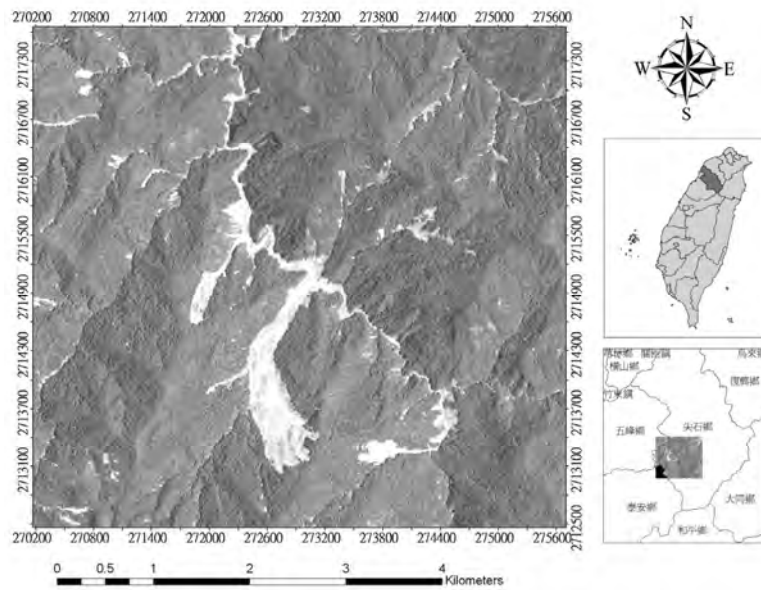


圖2 白石

(II) 研究流程

蒐集事件前後期 SPOT 衛星影像及事件前後期之數值高程模型 (Digital Elevation Model, DEM)，進行崩塌地萃取；為避免因季節、日照角度及大氣輻射等影響，採用直方圖匹配 (Histogram Matching, HM) 法進行各期影像糾正，再將事件前後期衛星影像以影像相減法搭配模糊分群 (Fuzzy C-Mean Clustering, FCM) 進行自動分群，即可將崩塌地初步萃取；另將崩塌邊界外緣之非崩塌格點設為控制點，以發生崩塌後之控制點高程，利用反距離權重法，修正崩塌區位內各格點於崩塌前之高程。利用崩塌後與所修正崩塌前之 DEM 資料，求算崩塌區位各格點之高程變化，即可獲得滑落區、堆積區、面積、體積、及平均深度等各項空間資訊。

II、材料與方法

(I) 材料

購自中央大學太空及遙測研究中心之法國 SPOT 衛星影像，九份二山為 1994/4/1 (地震前)、1999/9/27 (地震後) 衛星影像，白石崩塌地蒐集到 2003/10/26 及 2005/3/16 衛星影像 (圖 3)；另蒐集崩塌前農林航測所製作之 40X40 公尺之數值地形模型及崩塌事件後 5X5 及 10X10 公尺之數值高程模型供分析使用。

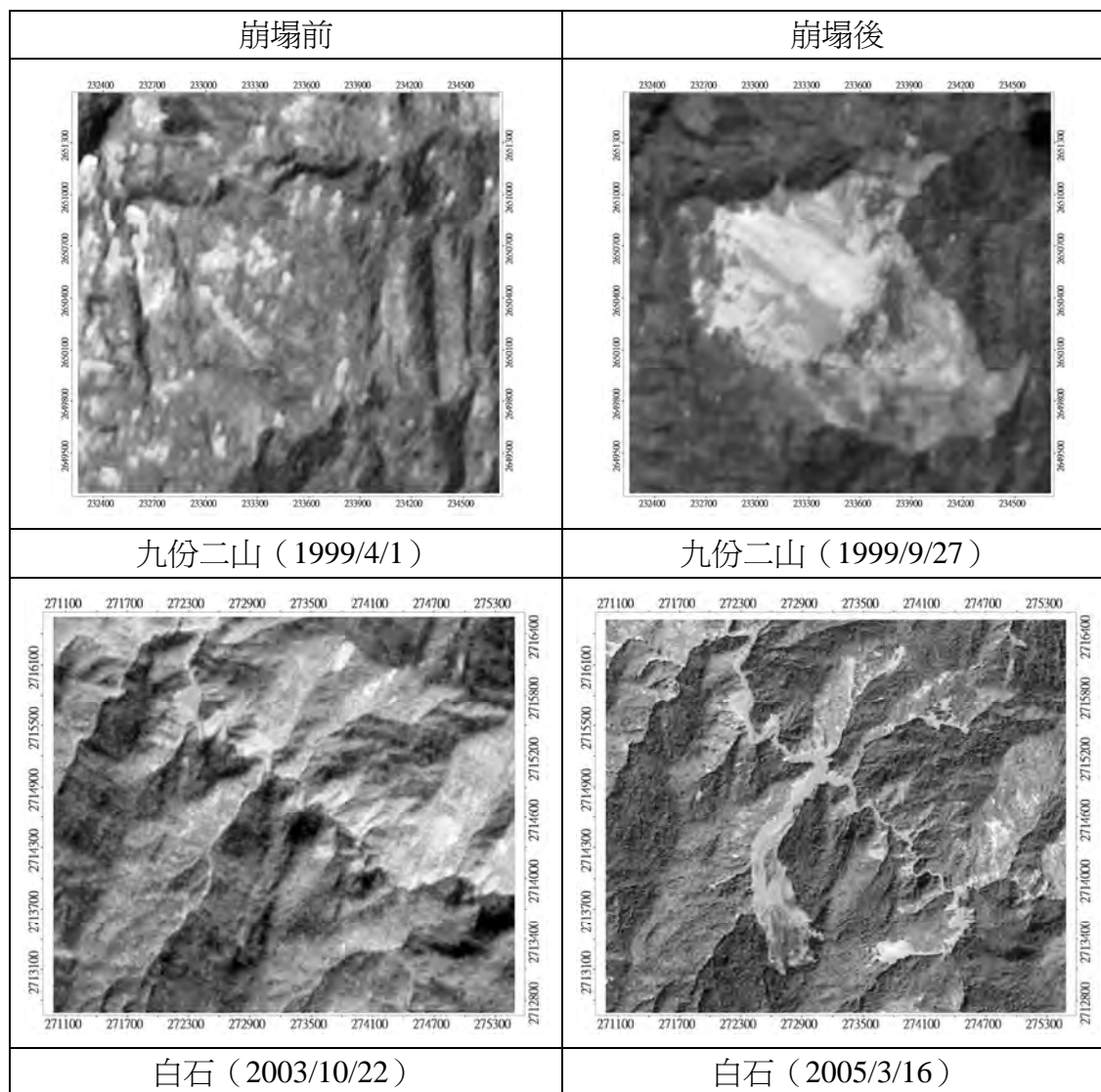


圖3 崩塌前後期衛星影像

(II) 方法

1.直方圖匹配

由於太陽光線照射角度、衛星姿態、拍攝時間、大氣及氣候等因素影響，造成多時期衛星影像對於相同物體在光譜上有些許差異。為校正不同時期之光譜輻射差異，常使用相對輻射法進行影像糾正，一般可分為直線迴歸法及直方圖匹配法，而直方圖匹配因較容易且客觀，故常被使用，且經由直方圖匹配後之多時期影像，即認為在相同物體之光譜反應差異甚小，可利於後續變遷分析進行 (Richards, 1993)。因此本研究採用直方圖匹配並以事件後初期影像為基準，進行各期影像相對輻射糾正。

影像直方圖匹配 (Rolland et al., 2000) 的原理是比較兩張影像的灰度累計

分布曲線，透過對照表（Look Up Table, LUT）對應到參考之影像灰度值，並求出欲匹配的影像像元的新灰度值，使兩張影像的灰度值分布曲線趨於近似，影像的色調亦能夠較為一致（圖 4）。

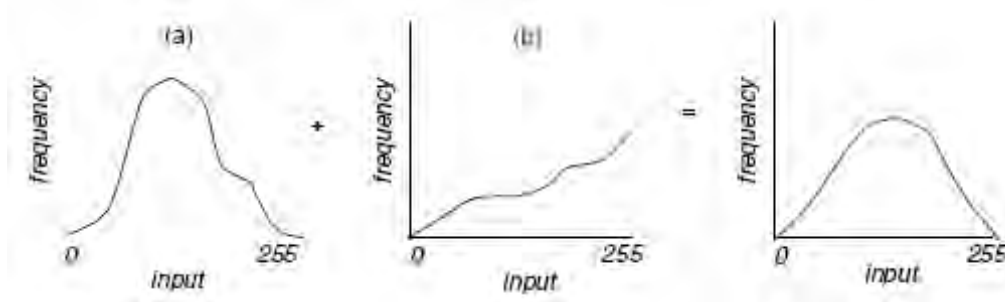


圖4 直方圖匹配

2. 崩場地萃取及模式建立

在進行崩場地監測時，需先針對崩場地之範圍進行劃定，一般崩場地範圍可透過傳統現地調查、人工數化、分類後比較法、影像相減法及 DEM 相減等方式萃取而得，但傳統現地調查常耗費大量人力、物力及時間，對於需長期監測或重大災害後需即時瞭解之崩場地常無法立刻掌握；人工數化及分類後比較法則易受人為主觀因素影響，導致崩場地萃取因人而異；影像相減法主要係透過兩者影像之灰度值差異並透過分類器而得，此種方法最為快速亦最常被使用，但此種方式缺點為若實際崩場地為裸地崩塌，則無法萃取而得；DEM 相減是透過不同時期之高程差萃取而得，此種方式雖亦可快速將崩場地萃取出，但因不同時期所製作之 DEM 精度不同、地控點（Ground Control Points, GCP）差異、比例尺不同及林木遮蔽等因素，導致萃取時有所誤差，但此種方式優點為可將崩場地再分為滑落及堆積區。有鑑於此，本研究以影像相減法結合 DEM 相減進行崩場萃取模式建立，以改善兩種模式之缺失。利用崩塌前後期影像，先以影像相減法搭配模糊分群進行崩場地初步萃取，假設控制點之崩塌前後高程無變化，若有誤差需加以修正，崩塌後所製作之 DEM 因崩塌透空不受林木遮蔽影響，故以崩塌後控制點之高程為基準，利用反距離權重法修正崩場地內各格點於崩塌前之高程，能有效減少因林木遮蔽所造成之高程誤差。利用崩塌後與所修正崩塌前之 DEM 資料，求算崩場地各格點之高程變化，即可獲得崩場區位之合理面積與體積，其結果可作為日後崩場

地萃取之參考依據。崩塌地萃取流程如圖 5 所示。

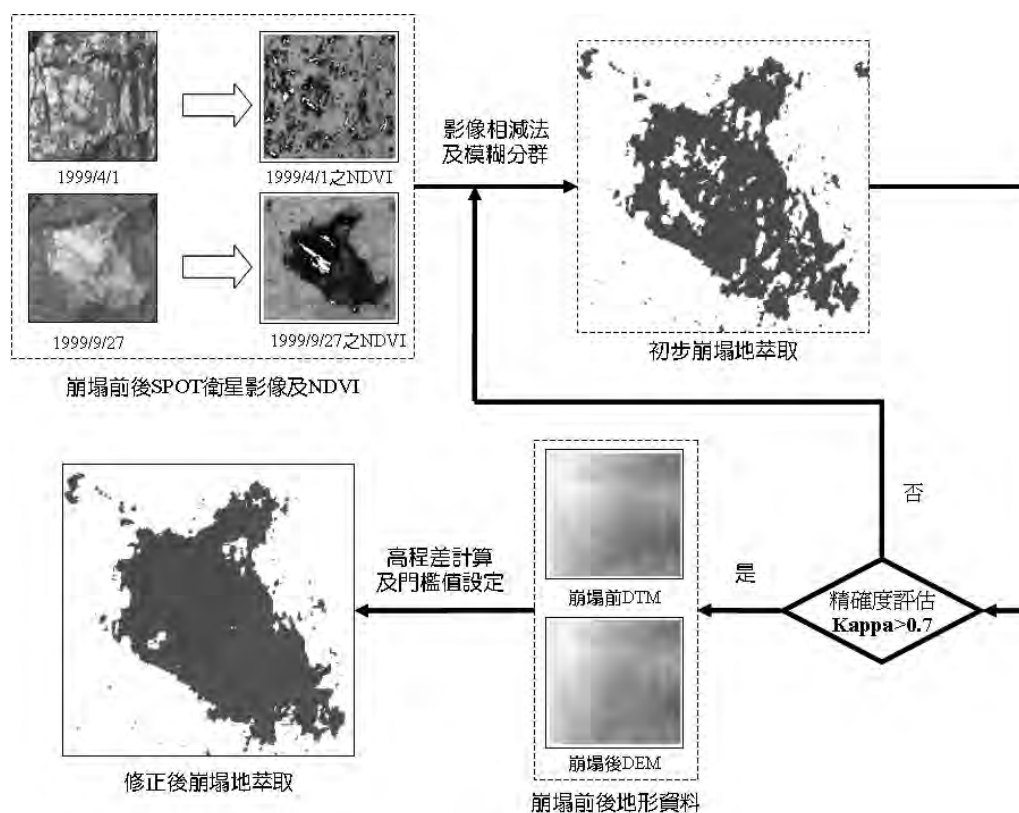


圖5 崩塌地萃取流程

(1) 常態差異植生指標及變遷門檻

常態化差異植生指標(Normalized Difference Vegetation Index, NDVI)定義為近紅外光反射值與紅光反射值之差除以兩者之和 (Elvidge and Chen, 1995)。NDVI 的數值分布在 -1 至 1 之間，對於有植被分布的地方而言，具有較高的 NDVI 值，因為有植被分布的地方具有較高的近紅外光反射值與較低的紅光反射值，如果是在植被分布密集的地方，NDVI 的數值在 0.1 到 0.6 之間變動，其數值取決於植物頂部的密度與綠度。土壤與岩石會產生近乎於 0 的數值，因為這兩者在紅光段與近紅外光段的數值相近，水、雲與雪會有數值比近紅外光段較高的紅光段，所以會產生負值。因此，NDVI 可用來判別植生反射量之多寡，適於監測植生變化(謝漢欽，1998)。本研究採用影像相減法(Image Differencing Method)配合影像變遷百分比及模糊分群進行崩塌地之迅速萃取，將各期影像進行 NDVI 轉換，初步消除其地形及季節上之誤差，並利用整體精

確度及 Kappa 係數作為影像分類後之準確度評估。NDVI 值之計算方法如下所示。

$$NDVI = \frac{NIR - R}{NIR + R}$$

式中：NIR 為近紅外光反射值，R 為紅光反射值。以 NDVI 公式所求得之指標值愈趨近於 1，顯示地表植物生育愈旺盛、植被覆蓋佳，反之裸露地、水體、陰影及雲，其指標值則愈趨近於 0 或負數(Burgan and Hartford, 1993)。計算各期之 NDVI 影像差值，其公式如下。

$$DIF = \overline{NDVI}_2 - \overline{NDVI}_1$$

式中 DIF 為前後期影像 NDVI 之差值， \overline{NDVI}_1 為前期影像之 NDVI 值， \overline{NDVI}_2 為後期影像之 NDVI 值。影像變遷百分比計算公式如下。

$$T(\%) = \frac{DIF}{\max(DIF) - \min(DIF)} \times 100\%$$

式中：T 為影像變遷百分比。

(2) 模糊分群

模糊分群乃是根據群集分析所衍生而出之分群演算法，主要是希望藉由模糊邏輯概念期更進一步改進分群的效果。分群演算法又可分為硬式分群及模糊分群，其中硬式分群最具代表應為 K-Mean，主要以歐式距離作為主要分割依據，當確認歸屬群組後，就與其他群組無任何關係；而模糊分群則會有與各群組的隸屬值，最後再以隸屬值之強弱作為分群依據，所以當資料點介於兩群組間之較模糊地帶時，尚可明確地知其資料點對於兩群各別之隸屬程度如何（圖 6）。

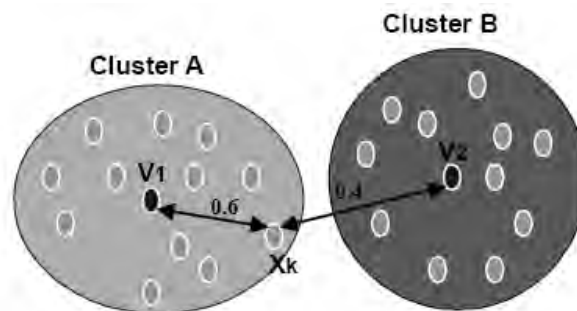


圖6 模糊分群 (Kleissner, 1998)

本研究採用 Bezdek (1981) 所提出之目標函數進行 FCM 演算，其過程說明如下。

$$\text{Min}J_m = \sum_{i=1}^c \sum_{k=1}^n (u_{ik})^m d^2(x_k - v_i)$$

式中： c 為群組數； n 為資料數； m 為模糊度之參數其值介於 $1 \sim \infty$ ； u_{ij} 為 x_i 相對於群 j 之隸屬值， d 為觀測值與中心之相似程度。

$$d^2(x_k - v_i) = \sqrt{\sum_{j=1}^p (x_{ij} - v_{ij})^2}$$

式中： P 為資料維度。

FCM 在數學上是求其目標函數之最小值，應用 Lagrange 方法求解得到 u_{ij} 與 v_j 之更新公式如下。

$$u_{ik} = \frac{1}{\sum_{h=1}^c [d^2(x_k - v_i) / d^2(x_k - v_h)]^{\frac{1}{m-1}}}$$

$$v_i = \frac{\sum_{j=1}^n (u_{ij})^m x_j}{\sum_{j=1}^n (u_{ij})^m}$$

其中， $1 \leq i \leq c$ ， $1 \leq k \leq n$

當滿足 $\max_j \{|u_{ij}^{k+1} - u_{ij}^k|\} < \varepsilon$ 時，迭代結束。 ε 表示終止門檻值，屬於 $[0,1]$ ； k 為次數。

群組的分割好壞，可由群組內的相似程度高低，與群組及群組之間的差異多寡來判別。群組內的相似程度愈高，則其群組分得愈好，而群組與群組之間的差異，則是愈大愈好。

(3) 精確度評估

一般精確度評估的方法常見有四種，分別為整體精度 (Overall Accuracy, OA)、生產者精度 (Producer's Accuracy, PA) 及使用者精度 (User's Accuracy, UA)，以及 Kappa 係數；而整體精確度由於已考慮到每個類別相對的權重關係，所以整體精度具較客觀性；Kappa 係數則因具有考量誤授及漏授關係，故亦常被使用於遙測影像分類上使用。本研究採用整體精確度及 Kappa 係數作

為分類準確度之準則。一般而言，Kappa 係數介於 0~1 間，Kappa 值愈大表示分類成果愈好，一般 Kappa 係數若大於 0.7，表示其分類結果良好 (Congalton, 1991; Janssen and Vanderwel, 1994)。其公式分述如下。

$$\text{Overall Accuracy} = \frac{\sum_{i=1}^n X_{ii}}{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n X_{ij}} \times 100\%$$

式中 n 為分類矩陣之列數， X_{ii} 為分類矩陣中欄列對角之樣點數目， X_{ij} 為分類矩陣中第 i 列第 j 行之樣點數目。

$$\text{Kappa} = \frac{N \sum_{i=1}^n X_{ii} - \sum_{i=1}^n (X_{i+} \times X_{+i})}{N^2 - \sum_{i=1}^n (X_{i+} \times X_{+i})} \times 100\%$$

式中 n 為分類矩陣之列數， X_{ii} 為分類矩陣中欄列對角線之樣點數目， X_{i+} , X_{+i} 為分類矩陣中各欄及各列之樣點數目， N 為全部樣點數目。

(4) 滑落區及堆積區萃取

近年來，數值高程模型被廣泛應用於各種領域中，而 DEM 主要係以數值化方式展現空間地形變化情形，不包含地表覆蓋、建物等其他訊息，但嚴格來說，利用空載所製作之數值地形模型與實際地面高程仍有誤差，包含整體地表最上層覆蓋物之數值地表模型 (Digital Surface Model, DSM) 以及實際地面高程之示意圖 (圖 7)。

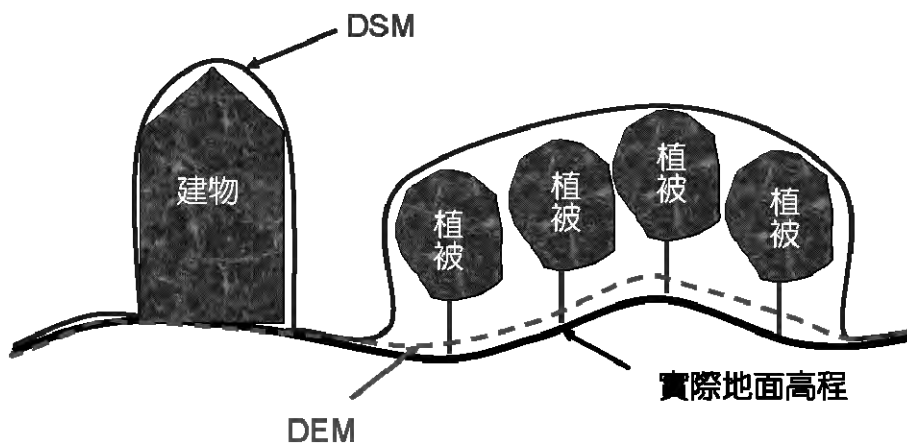


圖7 DEM與DSM之示意 (改繪自陳思仁, 2007)

由於崩塌前後期之 DEM 直接相減易因製圖精度而有差異，尤其是崩塌前之 DEM 資料常因林木遮蔽嚴重影響地面實際高程之繪製，將導致崩塌深度萃取誤差。若直接以崩塌前後期 DEM 相減，崩塌區外圍未崩塌處理想上不應有高程誤差，唯因製圖精度或林木遮蔽影響而產生崩塌前後之高程差，需加以修正。因此，本研究將崩塌邊境外緣之非崩塌格點設為控制點，假設控制點崩塌前後之高程無變化，以發生崩塌後之控制點高程為基準，利用地理統計之反距離權重法，修正崩塌地內各格點於崩塌前之高程，將崩塌地內其崩塌前之 DEM 進行修正並重新計算崩塌深度（圖 9）。反距權重法公式如下：

$$Z = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{Z_i}{H_{ij}^\beta}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{H_{ij}^\beta}}$$

式中：Z 為估計值， Z_i 為鄰近點的屬性值， H_{ij}^β 為網格點與鄰近點的距離。

由圖 8 及圖 9 可見綠色之範圍為控制點區位，修正崩塌前高程再與崩塌後之高程相減，可將控制點之高程差值予以修正，求得實際崩塌深度；由圖 10 示意圖可知，實際崩塌深度 $\Delta H = (\text{崩塌前 DEM 高程值} - H') - (\text{崩塌後 DEM 高程值})$ ，其中 H' 為高程錯估差值。以崩塌地左上角為例（ $H = 829$ ），假設空間解析度為 1m，先求出各控制點之高程差，即圖 8 (c) 之綠色範圍，再求出該點（ $H = 829$ ）與各點距離，如左上方控制點（ $H = 839$ ），距離為 1.41m，其餘依此類推，再將其帶入反距離權重法公式，即可得高程錯估差值 H' ：

$$H' = \frac{(-14/1.414) + (8/1) + \dots + (0/5) + (-12/5.66)}{(1/1.41) + 1/1 + \dots + (1/5) + (1/5.66)} = -4.72 \quad (12)$$

本例而言，因 H' 為負值，表示該點崩塌前高程需往下修正（ $829 - 4.72 = 824$ ），依此類推即可求得崩塌地內各點之修正高程值。最後將修正之崩塌前 DEM 及崩塌後 DEM 相減，若高程差值為正，代表為滑落區，負值為堆積區，若高程差值為 0，表示無變化。

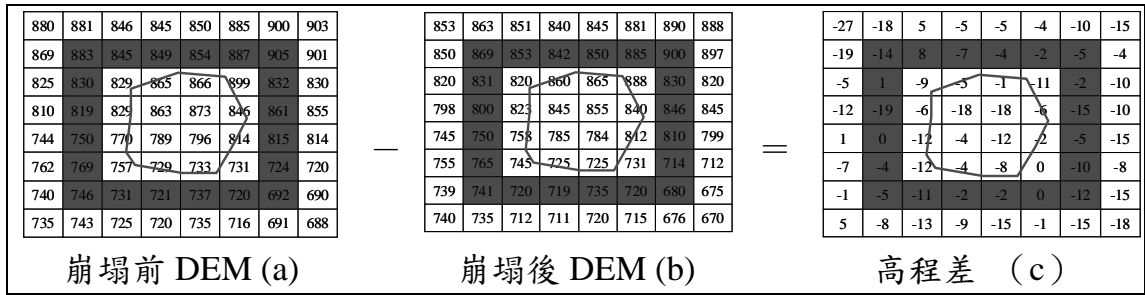


圖 8 前後期DEM高程差

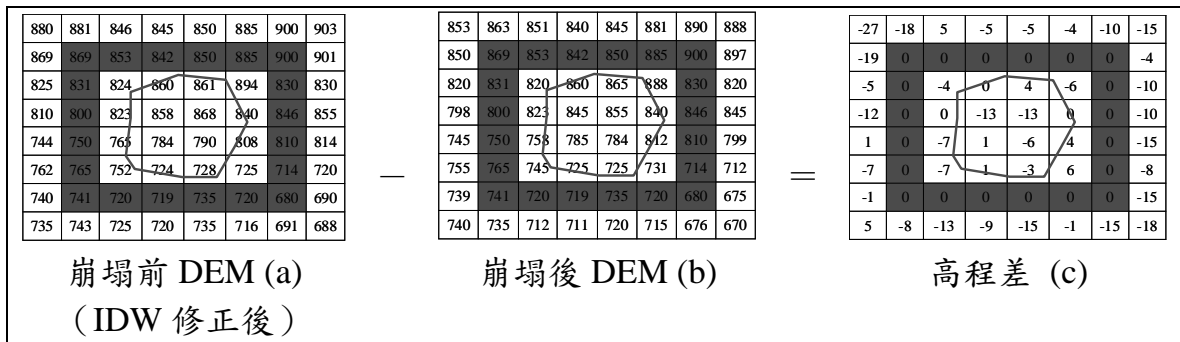


圖9 IDW修正DEM高程差

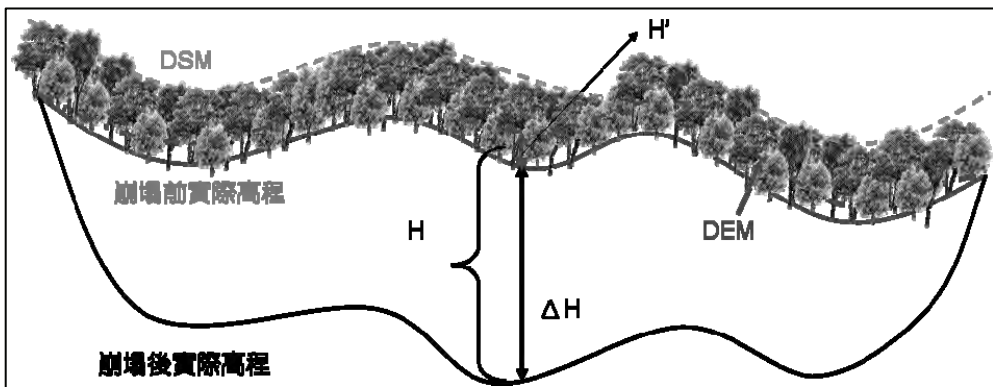


圖10 崩塌深度之萃取示意

3.崩塌土方量估算

(1) Khazai and Sitar 方法

崩塌發生之原因常為土壤孔隙水壓增加，致使風化層的抵抗力小於重力作用，而導致地滑、崩塌之發生。當岩石碎屑伴和土壤與水分沿坡面向下移動，直到崩塌材料用盡為止方停止運動，崩塌材料常因此堆積在河道或較緩之坡面。在崩塌土方量推估，常用方法為 (Dymond 等, 1999) 假設坡面之剪應力等於抗剪力時 (圖 11)，為啟動崩塌之機制瞬間，此時剪應力為 $F_g = \rho * g * \sin \theta$ ，抗剪力為 $F_s = S/d$ ，因此可得崩塌深度與坡度之關係為：

$$d = S/(\rho * g * \sin \theta)$$

式中：S 為剪應力、d 為崩塌深度、 ρ 為土體密度、g 為重力加速度、 θ 為坡度。

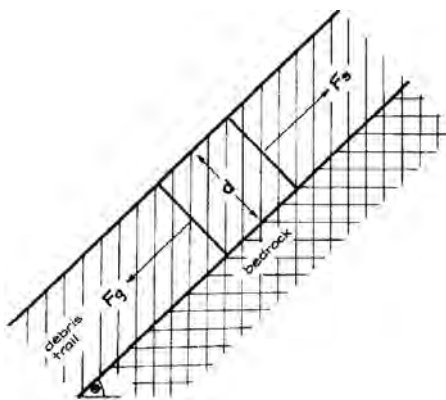


圖11 坡面崩塌機制示意圖 (Dymond etc al., 1999)

由上式發現崩塌深度與坡度之正弦呈正比關係，但事實上並非任何坡度的邊坡皆可發生崩塌現象，崩塌好發在某特定範圍內 (歐陽元淳，2003)，因為太緩和的邊坡無法促使坡面產生足夠的剪應力，而太陡邊坡則常因表土的風化層太薄，亦無法產生足夠的崩塌力量。Khazai and Sitar 於 2000 年針對集水區崩塌地進行評估時，依照不同的坡度範圍給定代表性的崩塌深度如表 1 所示。

表 1 坡度與崩塌深度對照表

坡面坡度 (度)	崩塌深度
0-30	2.0m
30-40	1.5m
40-60	1.0m
>60	0.5m

上述是假設崩塌為風化後之岩體或崩積層，為一經驗式，若能以現地調查則以現地調查為主，但在對大面積之集水區進行總體評估或大量之崩塌地土方量計算時，實為一簡單迅速的方法，故該方法常被應用於崩塌土方量推估。但因該模式建構之樣區位於美國且為經驗式，對於模式於台灣使用之適用性尚有疑慮，且本研究所提方法乃將崩塌前後兩期 DEM 修正後進行相減，

以估算崩塌土方量，應較為正確，故將兩模式所得之崩塌土方量進行比較，以瞭解 Khazai and Sitar (2000) 所提之經驗式於台灣之適用性。

IV、結果與討論

(I) NDVI 差值萃取

以事件後初期衛星影像為基準，經直方圖糾正後進行 NDVI 計算並以 FCM 進行分群，分為新增崩場地及非新增崩場地等 2 群，再以整體精確度及 Kappa 係數進行準確度評估，結果顯示，Kappa 係數皆大於 0.7，其中以白石崩場地萃取之 Kappa 係數最高，Kappa 係數分別為 0.805 及 0.781，依據 Congalton (1991) 及 Janssen and Vanderwel (1994) 研究指出，當 kappa 係數大於 0.7 時（表 2、3 及圖 12），分類精確度屬良好，因此可知本研究初步之崩場地萃取應屬可用。另影像相減法所得之崩場地僅依前後期影像之灰度值差異萃取而得，即植被覆蓋區位變為裸露區位，但實際上，若崩場地屬裸露區之崩塌或堆積則無法以影像相減法萃取而得，故以前後期 DEM 進行相減，萃取裸露區之崩塌，並與初步萃取崩場地合併，求得實際之崩場地。

表 2 九份二山崩場地誤差矩陣

地面 參考 真 值	類別	影像分類成果		
		新增崩場地	非新增崩場地	生產者精度
	新增崩場地	101	1	99.02%
	非新增崩場地	27	127	82.47%
	使用者精度	78.91%	99.22%	

檢核點：256 點；整體精確度：89.06%；Kappa 係數：0.781

表 3 白石崩場地誤差矩陣

地面 參考 真 值	類別	影像分類成果		
		新增崩場地	非新增崩場地	生產者精度
	新增崩場地	113	7	94.17%
	非新增崩場地	18	118	86.76%
	使用者精度	86.26%	94.40%	

檢核點：256 點；整體精確度：90.23%；Kappa 係數：0.805

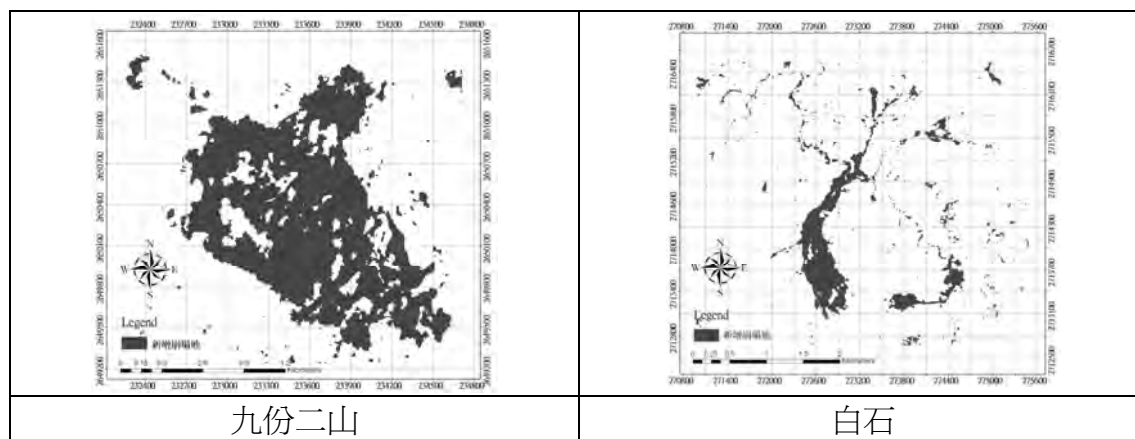


圖12 NDVI差值萃取之崩塌地

(II) DEM 高程差萃取

因崩塌地範圍零散且大小不一，無法逐一檢核比對，以九二一地震最為嚴重之九份二山大崩塌地及艾利颱風所造成之白石大崩塌地作為本研究崩塌地萃取修正模式的測試樣區，並以非崩塌地高程差、控制點高差及控制點斜率進行探討，以瞭解及建立崩塌地萃取之模式。

1. 非崩塌地高程差

為瞭解不同時期 DEM 之測繪精度，以崩塌前後 DEM 資料直接相減求得高程差之空間分布，扣除 NDVI 差值萃取之崩塌地進行高程差分群。九份二山影像萃取非崩塌地之高程差分布為-69 公尺~100 公尺，白石影像萃取非崩塌地之高程差分布為-75 公尺~98 公尺，將高程差以屬性編碼分為五群，其空間分布如圖 13 所示。顯示若直接以崩塌前後期 DEM 直接相減則無法將崩塌地有效萃取出，再依據呂誌強（2004）利用最小曲面法及國內一、二等衛星控制點和一等一級、二級水準點進行農林航測所 DEM 精度評估，發現其高程誤差最高可達 80 公尺，平均高程誤差約 14 公尺及內政部（2002）高精度及高解析度數值地形模型建置計畫之 DEM 製圖精度可發現，山區容許誤差精度約為 DEM 空間解析度之 1/2，故以±20m 作為容許誤差範圍進行探討，發現九份二山滑落及堆積較深之群組主要為崩塌地範圍內，應為裸地崩塌或堆積所致，宜修正為崩塌地。而非崩塌地之高程差分布為-20 公尺~20 公尺，此為 DEM 之測製誤差所致，故崩塌地萃取時，有必要加以調整修正，方能得到合理之崩塌深度。白石非崩塌地高程差分布與九份二山雷同，但崩塌地外圍分布高程差大於 20m 或小於-20m 部分，推測可能為早期崩場所致，因本研究所

採用之後期 DEM 資料為 2008 年 9 月，與前期 DEM 時間（1986 年農航所測繪）已差 22 年之久，期間已歷經多次颱風暴雨，早期造成之崩場地已恢復植被覆蓋良好，故利用近期之 NDVI 差值時，無法將其崩場區位萃取而得。

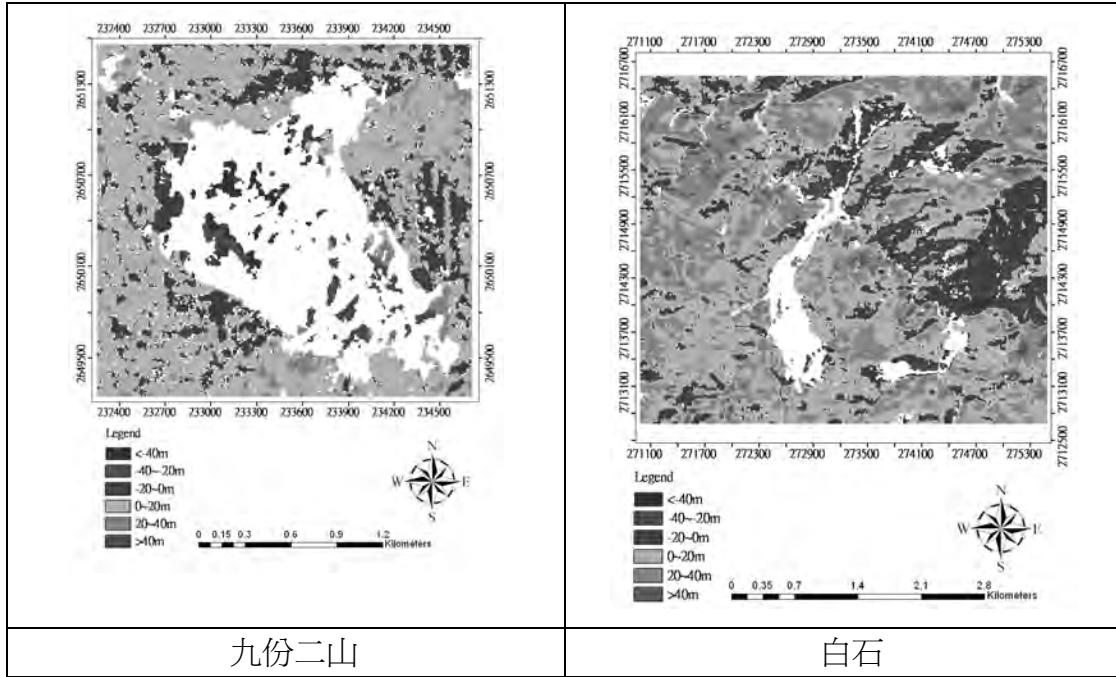


圖13 非崩場地之高程差分類

2. 控制點高程差

為瞭解毗臨崩場邊界之未崩場控制點於崩場前後之高程差變化，將各控制點位之崩場前後高程加以萃取分析（圖 14 及圖 15），另為避免滑落及堆積區之高程差值相加後產生抵銷問題，將高程差取絕對值後進行分析（圖 16）。顯示九份二山及白石之控制點，其控制點高程相近，絕對高程差值則介於 0 ~45m 間，九份二山均值約 10.14m；白石均值約為 12.42m。另以四分位數進行統計分析，顯示控制點之絕對高程差值於九份二山約有 25% 大於 13.25 公尺；而於白石約有 25% 大於 18 公尺，原因可能係九份二山及白石皆屬山區地形，植被覆蓋良好，DEM 測繪時易受到林木遮蔽影響或受地面控制點分布所致。

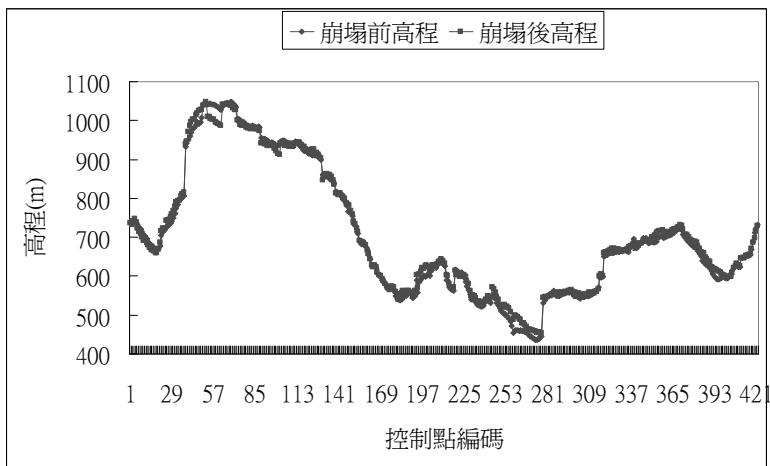


圖14 九份二山控制點高程分布

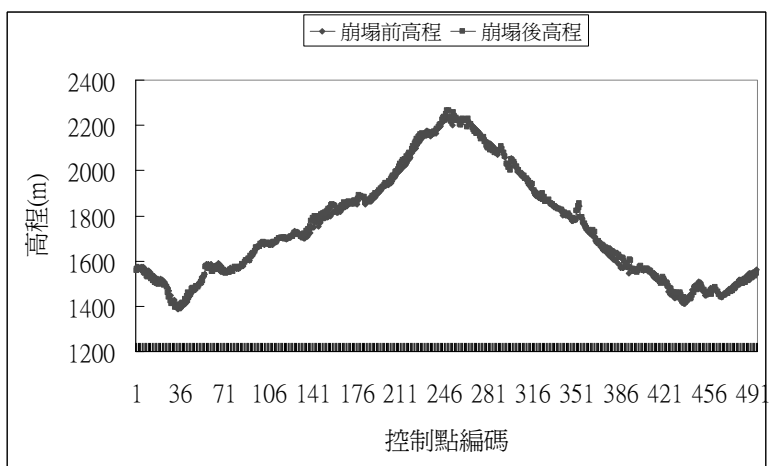


圖15 白石控制點高程分布

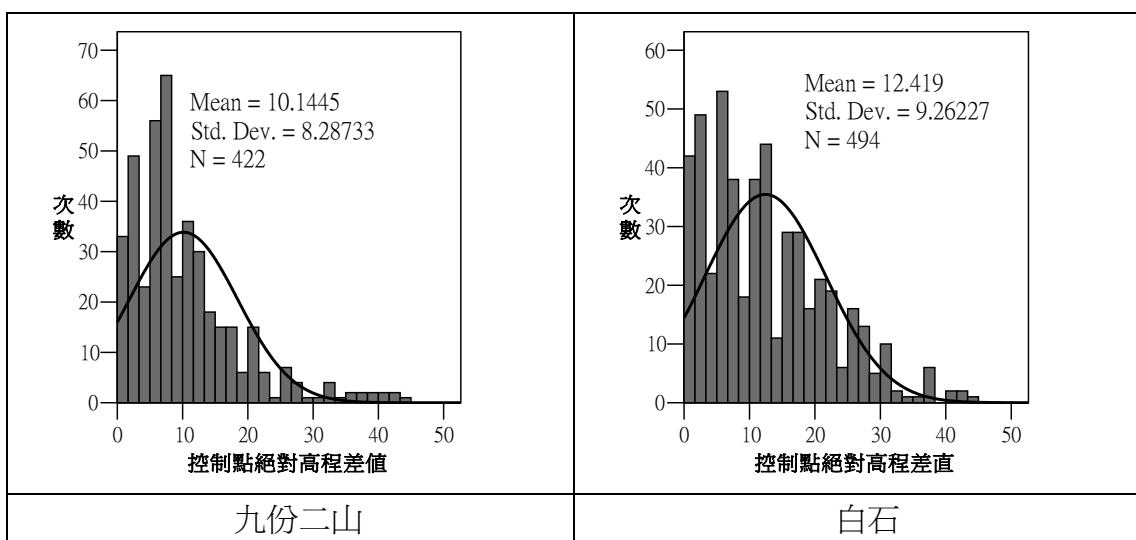


圖16 控制點高程差絕對值直方圖

3.控制點斜率差

理論上未受崩塌事件影響之任兩點斜率或相對高程應不受影響，因控制點為崩塌邊界外緣之非崩塌格點，崩塌前後 DEM 所計算之斜率應相近。圖 17 顯示九份二山控制點絕對值斜率差之均值为 0.014，白石崩塌地為 0.061，表示兩樣區中每 100 公尺之誤差僅約 1.4~6.1 公尺，與 DEM 測繪精度相比應屬可接受範圍。

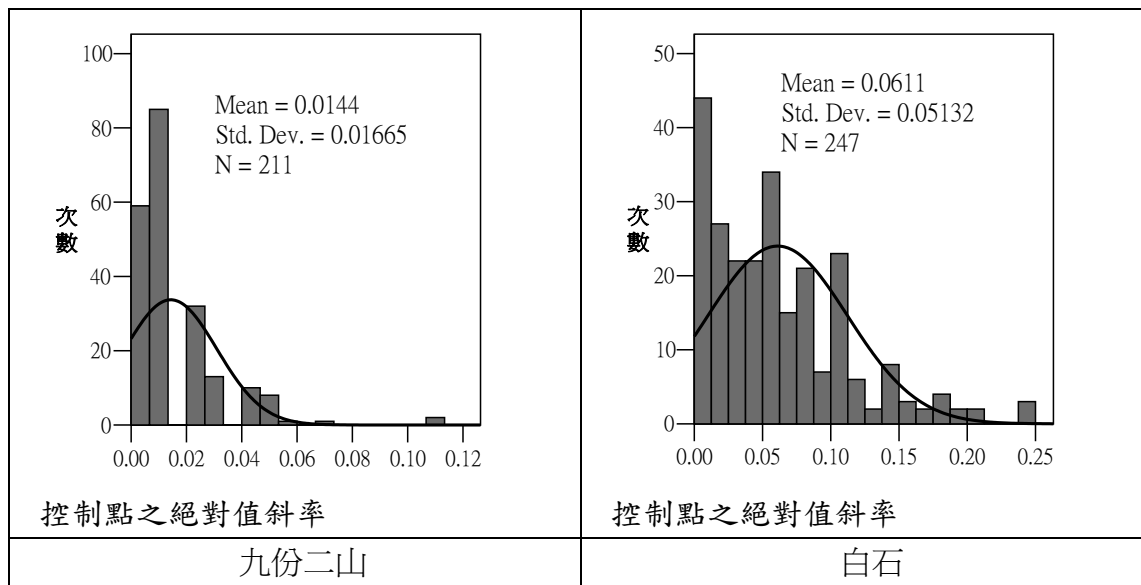


圖17 控制點斜率絕對值直方圖

(III) DEM 修正法萃取

以地理統計之反距離權重法修正崩塌範圍內之崩塌前各格點高程，再利用 DEM 相減法萃取滑落及堆積區（圖 18）。將 DEM 相減、DEM 修正法及 Khazai and Sitar（2000）所提出之崩塌土方量進行比較（表 4 及表 5），僅以崩塌前後期 DEM 直接相減，可見九份二山之最大堆積深度與 DEM 修正法差 2 公尺、最大崩塌深度差 1 公尺，顯示崩塌地內之地物遮蔽誤差約 1~2 公尺，本研究所提之 DEM 修正法方法可將誤差部分予以修正，以更符實需。DEM 修正法所推估之崩塌及堆積體積較 DEM 相減少，DEM 相減與 DEM 修正法之堆積體積與崩塌體積比相近，分別為 1.17 及 1.16。另與 Khazai and Sitar(2000)方法所推估之崩塌體積為 2,040,000 m³ 相比，DEM 相減法及 DEM 修正法所得之崩塌體積約為 Khazai and Sitar 法之 16.5 倍。白石崩塌地之最大堆積深度與 DEM 修正法之差為 4 公尺、最大崩塌深度之差為-9 公尺，顯示於最大堆積及崩塌深度之地物高度差約為 4~9 公尺左右，與 DEM

平均誤差精度（前期數值高程模型）相比，應屬可接受範圍，在崩塌土方量比較上，兩者間有較大差異，DEM 相減所得之滑落區崩塌土方量小於堆積區，而 DEM 修正法所得之體積則反之，因白石崩場地造成原因為豪雨導致之河道向源侵蝕，一般而言，滑落區產生崩塌後之土石則易藉由河（雨）水運移往下游輸出，且白石崩場地處大漢溪上游，地勢陡峻，土石泥砂沉積機率甚小，且再與艾利風災後所拍攝之現況照片比對（圖 19），發現下游堆積處，河道已有岩盤裸露，故研判堆積區之土砂早已運移至下游，故堆積區崩塌土方量應小於滑落區崩塌土方量，另一原因為本研究所採用之 DEM 資料為 2008 年 9 月，中間已歷經約四年，且期間亦經過多次颱風暴雨，堆積區之土砂理應已運移至下游，故 DEM 相減之錯估誤差推斷可能為崩塌前後期 DEM 精度誤差所致，而本研究所提出之 DEM 修正法較符合實際現況。再與 Khazai and Sitar（2000）所提之方法比較，因 DEM 相減所得之結果與現況條件有所差異，故僅以 DEM 修正法所得之崩塌土方量比較，發現其體積差約 11.7 倍。

崩塌地組成包含滑落及堆積區，以 NDVI 差值進行崩塌地萃取，若無 DEM 或其他方式將崩塌地區分為滑落及堆積區，實際應用上有其盲點；若以 Khazai and Sitar 方法對崩塌地進行崩塌深度萃取，九份二山之崩塌體積為 3,819,900m³，需修正 8.8 倍，白石為 1,113,400m³，需修正 7.74 倍（表 4 及表 5）。

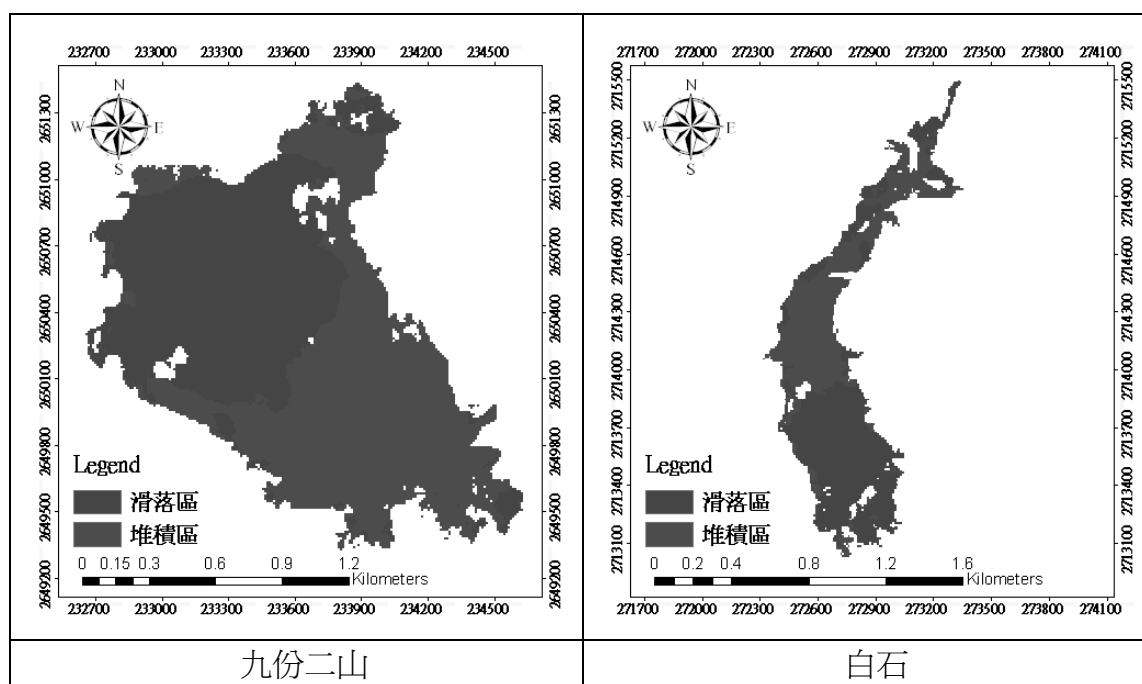


圖 18 以 DEM 高程差修正萃取結果

表 4 九份二山崩場地萃取屬性資料比較

方法	最大堆積 深度(m)	最大崩塌 深度(m)	堆積體積 (m ³)	崩塌體積 (m ³)	堆積體積/ 崩塌體積
DEM 相減	111	72	40,489,900	34,628,000	1.17
DEM 修正法	109	71	38,983,900	33,614,800	1.16
Khazai and Sitar (滑落區)	—	—	—	2,040,000	—
Khazai and Sitar (崩場地)	—	—	—	3,819,900	—

註：—表示無法推估。

表 5 白石崩場地萃取屬性資料比較

方法	最大堆積深度 (m)	最大崩塌 深度(m)	堆積體積 (m ³)	崩塌體積 (m ³)	堆積體積/ 崩塌體積
DEM 相減	66	64	7,956,400	6,048,300	1.32
DEM 修正法	62	73	6,136,910	8,622,540	0.71
Khazai and Sitar (滑落區)	—	—	—	734,598	—
Khazai and Sitar (崩場地)	—	—	—	1,113,400	—

註：—表示無法推估。

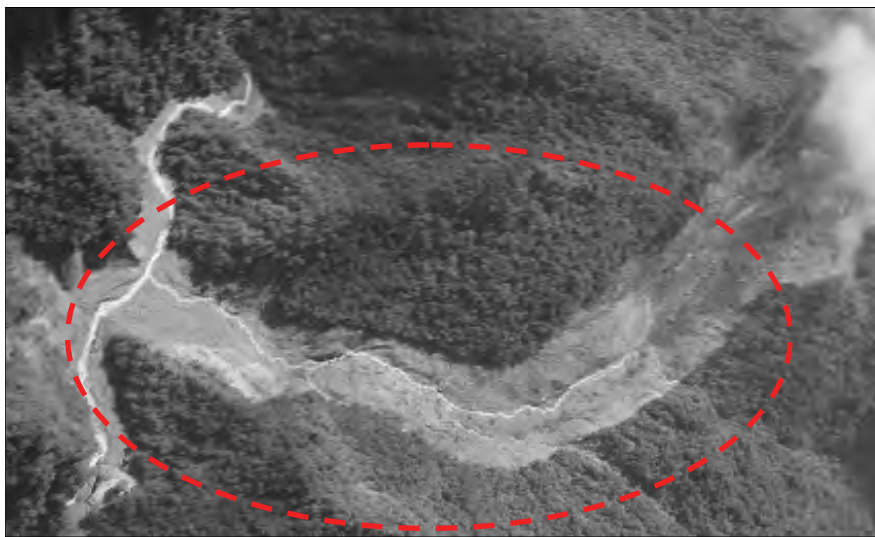


圖19 白石崩場地空拍 (資料來源：能資所)

(V) 模式應用

崩塌土方量體估算可藉由現地調查、崩塌前後期 DEM 直接相減或由統計分析求得崩塌深度與各因子關係，再乘上崩塌面積即可求得崩塌土方量，常見係以經驗公式或統計方法加以求得，目前以 Khazai and Sitar 方法最常被應用，但由前述分析結果可知，Khazai and Sitar 方法所得之土方量有低估現象，需加以修正，為合理推估崩塌土方量，另以九二一地震最為嚴重之大甲溪集水區、九份二山及九九峰崩場地利用 DEM 修正法推估所得之體積與 Khazai and Sitar 方法所得之體積進行分析，發現兩者呈正相關（圖 20），方程式為 $y = 11.08x_1 - 48335$ ($R^2=0.927^{**}$)；考量遙測衛星影像進行崩場地判釋，係無法將崩場地再分為滑落及堆積區位，另以整體崩塌進行分析，其關係亦呈正相關（圖 21），方程式為 $y = 5.792x_2 - 45366$ ($R^2=0.871^{**}$)，因此，未來若採用 Khazai and Sitar 方法於崩塌土方量推估時，可利用上述算式進行修正，其中 x_1 與 x_2 為 Khazai and Sitar 方法所推估之崩塌土方量，其值介於 $4500\sim 911600\text{m}^3$ 及 $8000\sim 1200000\text{m}^3$ 。

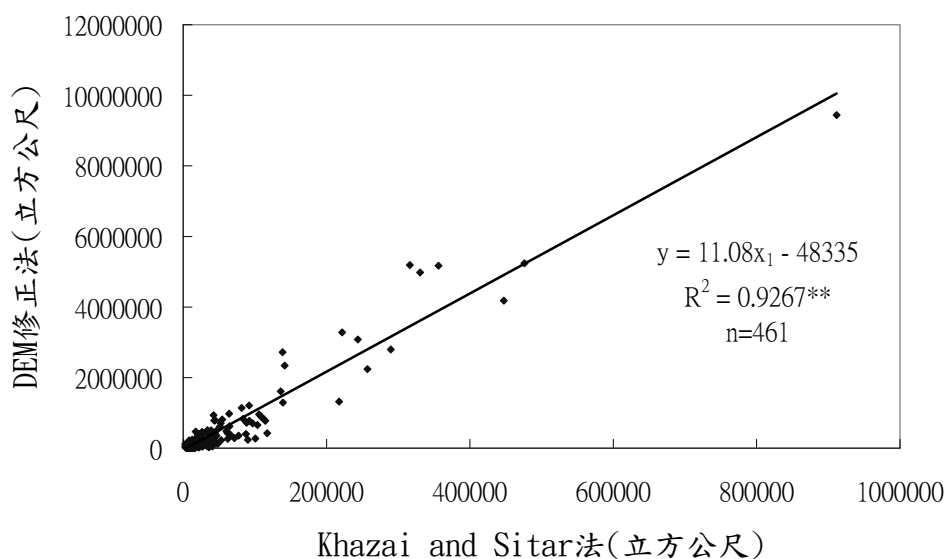


圖20 崩塌土方推估模式之相關分析（滑落區）

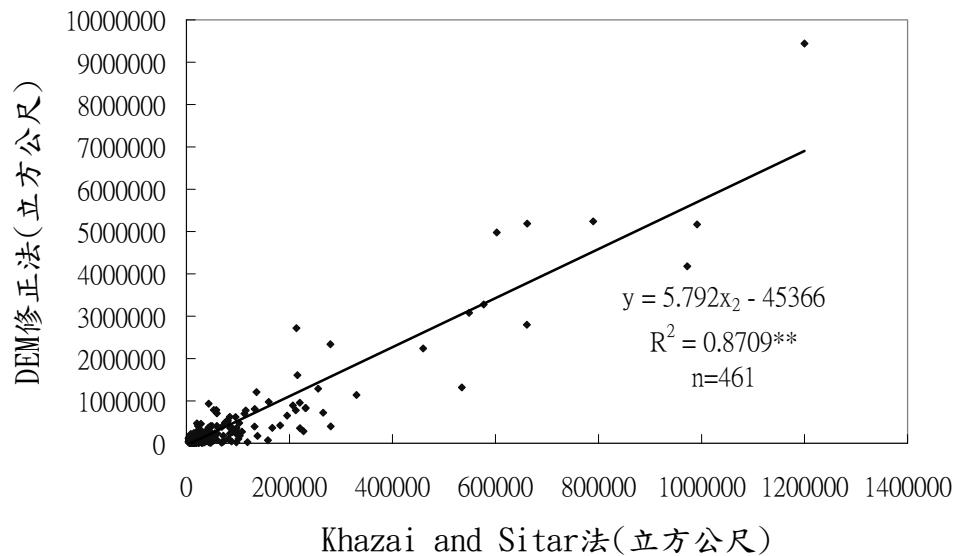


圖21 崩塌土方推估模式之相關分析（崩塌地）

V、結論

以直方圖匹配後之影像，消除季節、大氣輻射等誤差，配合影像相減法及 FCM 可有效、快速及客觀性進行崩塌地萃取，所得之分類 kappa 係數皆大於 0.7，精確度良好，顯示此種方法可應用於崩塌地萃取；另輔以崩塌前後之修正 DEM 資料進行崩塌地萃取，不僅可補強影像相減法之缺失，更可進一步萃取相關屬性資料，如滑落區及堆積區之劃分、最大崩塌與堆積深度及滑落區與堆積區體積等資訊，供崩塌地治理之參考。國內目前常用 Khazai and Sitar 所提出之公式進行崩塌土方量估算，研究結果顯示該公式有低估情形，需加以修正。

VI、參考文獻

- 呂誌強（2004），「DEM 解析度對大地起伏模式之影響」，國立交通大學土木工程學系碩士論文。
- 林文賜、廖紹安、張文詔、周建明、洪耀明（2008），「應用支援向量機於九份二山崩塌地變遷評估之研究」，水保技術，3(3)：108-116。
- 陳思仁（2007），「內政部數值地形模型建置現況及加值應用」，國土資訊系統通訊，61：2-14。
- 黃凱易（2006），「應用地球空間資訊技術於土石流災害與坡地農墾關係及崩塌地植生恢復之評估」，中華水土保持學報，37(3)：305-315。

- 歐陽元淳 (2003), 「水庫集水區土壤沖蝕之研究-以石門、翡翠水庫為例」, 國立台灣大學地理環境資源學系碩士論文。
- 劉守恆、林慶偉 (2004), 「SPOT 衛星影像之崩場地自動分類研究」, 航測及遙測學刊, 9(2): 9-22。
- 蔡光榮、陳建富 (2005), 「遙測技術應用於台灣中部集集地震災區崩場地植生處理工程之植生指數評估」, 航測及遙測學刊, 10(2): 203-212。
- 謝漢欽 (1998), 「應用 SPOT 衛星影像與地理資訊系統於林地土地利用型綠度分析」, 台灣林業科學, 11(1): 77-86。
- 蕭國鑫、尹承遠、劉進金、遊明芳、王晉倫 (2003), 「SPOT 影像與航照資料應用於崩場地辨識之探討」, 航測及遙測學刊, 8(4): 29-42。
- Bezdek, J. C. (1981) *Pattern Recognition with Fuzzy Objective Function Algorithms*. Plenum Press. New York.
- Burgan, R.E., R. A. Hartford (1993) *Monitoring vegetation greenness with satellite data*. USDA Forest Service Intermountain Research Station General Technical Report INT-297.
- Chang, K. J., A. Taboada, M. L. Lin, and R. F. Chen (2005) *Analysis of landsliding by earthquake shaking using a block-on-slope thermo-mechanical model: Example of Jiufengershan landslide, central Taiwan*. *Engineering Geology*.80: 151-163.
- Congalton, R. G. (1991) *A Review of Assessing the Accuracy of Classifications of Remotely Sensed Data*. *Remote Sensing of Environment*.37: 35-46.
- Dymond, J.R., M. R. Jessen, and L. R. Lovell (1999) *Computer simulation of shallow landsliding in New Zealand hill country*. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*.1(2): 122-131.
- Elvidge, C.D., Z. Chen (1995) *Comparison of Broad-band And narrow-band Red and Near-infrared Vegetation Indices*. *Remote Sensing of Environment*.54: 38-48.
- Janssen, L.L.F., F.J.M. Vanderwel (1994) *Accuracy assessment of satellite derived land-cover data: a review*. *Photogrammet. Eng. Remote Sens*.60(4): 410-432.
- Khazai, B., N. Sitar (2000) *Landsliding in Native Ground: A GIS-Based Approach to Regional Seismic Slope Stability Assessment*. Internet Report, URL: <http://www.ce.berkeley.edu/~khazai/Research/Report/index.html>.
- Kleissner, C. (1998) *Data mining for the enterprise*. *Proceedings of the Thirty-First Hawaii International Conference*.7: 295-304.
- Richards, J. A. (1993) *Remote Sensing Digital Analysis, An Introduction*. Second Editor, Springer.340pp.
- Rolland, J. P., V. Vo, B. Bloss, C. K. Abbey (2000) *Fast Algorithms for Histogram Matching: Application to Texture Synthesis*. *Journal of Electronic Imaging*.9: 39-45.

應用無線感測網路建立地滑地即時監測系統

洪耀明¹

【摘要】本研究利用無線感測網路多點跳躍的特性，建立地滑地監測系統。首先研發銜接感測器與無線感測網路節點之訊號放大器，再透過無線感測器網路將多站之量測電壓訊號回傳至中繼站；中繼站採用嵌入式系統進行資料之暫存後，透過整體封包無線電服務將訊號即時回傳至控制中心；回傳之電壓訊號透過轉換公式可以得到即時感測資料，這些資料包括降雨量、地下水位、岩錨之荷重、擋土牆之鋼筋彎矩等，再透過網頁及資料庫建立，提供使用者之即時查詢。本系統實際安裝於霧社水庫下游之地滑地，透過太陽能建立自給自足之供電系統，經長期驗證後證實可以穩定使用，未來可進一步應用於相關環境監測。

【關鍵詞】無線感測網路、地滑地、環境監測。

USING WIRELESS SENSOR NETWORK ON THE ESTABLISHMENT OF REAL-TIME MONITORING SYSTEM FOR LANDSLIDE

Yao-Ming Hong

【Abstract】This study used the multi-hop topology of wireless sensor network (WSN) to construct a real-time monitoring system of landslide. The amplifier is developed to build the connection between sensors and WSN, which is then used to transmit the sensor data to gateway by the format of electric voltage. The gateway, which adopts the embedded system as the control system, temporarily stores sensor data and transmits them to internet server by using General packet radio service(GPRS). The sensor data is then obtained by the transport equation between electric voltage of sensor and physical data, which may include rainfall depth, groundwater level, load

¹明道大學綠環境設計學系助理教授，通訊作者。電子郵件:blueway@mdu.edu.tw@mdu.edu.tw
Assistant Professor, Department of Design for sustainable environment, MingDao University; e-mail: blueway@mdu.edu.tw.

cell and momentum of rebar. The website and database is also built to supply the requirement of real-time query. This system is installed in the landslide located in the downstream of Wu-She dam. The solar cell is used to provide the enough power. After a long term verification, this system is still stable, so as to apply in the environmental monitoring of hillslope.

【Key words】 Wireless sensor network, landslide, environmental monitoring.

I、前言

台灣地區山坡地具有滑動潛能之大型坡地，此類坡地如果發生滑動將造成重大人命財產之損失，如果能夠為此類坡地滑動建立一有效之監測與安全分析系統，將有助於國內坡地災害之防治。而常用來監測地滑地之設備包括雨量計、地下水位計、地表傾斜儀、地表伸縮計、管內傾斜儀、地下水位計、孔內傾斜移等，若有設置地錨與擋土牆則會在增設地錨荷重計及鋼筋計。例如如蘇苗彬(2003)建置梨山地區地層滑動監測系統，可即時透過有線寬頻網路回傳降雨及地下水位資料；胡鐵艦(2006)以無線感測器網路模擬即時監測降雨及地下水位。此外最常見的監測感測器設備為雨量筒與地下水位計(洪耀明等，2007)，經由長期的監測雨量與地下水位得知降雨量與坡地地下水位關係，再進一步求算危險地下水位，便可在地下水位到達危險水位時，透過警報系統發出警訊，但這些措施需要建立即時傳輸系統。

由於無線技術與嵌入式系統之快速發展，促成了無線感測網路(wireless sensornetwork, WSN)之興起，WSN 是由一到數個無線資料收集器以及眾多的感測器所構成，通常用來偵測環境所發生的變化及產生可量測的回應，而與其他感測器元件間的通訊方式採用無線網路互相傳遞資料。在無線感測網路的架構下，透過所銜接的感測模組，可監測例如溫度、溼度、車輛流動、壓力、速度及方向等參數，因此無論在通訊、國防軍事、電腦網路、家庭自動化、保全偵測系統、環境監控及個人醫療照護等領域，都非常具有應用之潛力。而無線監測地點無市電及固定網路系統，需耗費大量經費興建供電系統及傳輸系統，若能利用 GPRS 或 3G 進行資料傳輸，及太陽能提供無線感測器網路節點及傳輸站之電力，或可大大降低設置成本。例如洪耀明(2009)為解決現場無通訊系統及供電系統之問題，採用低耗電的無線感測器網路銜接感測器，並發展太陽能充放電控制器，配

合太陽能電版，提供前端設備穩定的電力；而洪耀明等(2009)採用無線感測器網路、GPRS 及配合太陽能供電系統，建立氫離子濃度、電導度、溶氧及濁度之水質即時傳輸系統，不需額外電源及有線網路，並經明道大學蠡澤湖實際測試可行。

本研究於霧社水庫建立地滑地監測系統，監測項目包括雨量、地下水位、地錨荷重計及鋼筋計設備，傳輸方式包括區域內之無線感測網路，及長距離之 GPRS 傳輸系統，所有設備均採用太陽能電板供電，以確保暴雨期間能夠提供穩定的電力。

II、系統分析

本研究透過三年期計畫，於霧社水庫下游崩場地先行測試安裝雨量計、地下水位計、荷重計及鋼筋計，再透過無線感測網路將即時資訊回傳至區域內之中繼站(gateway)，再透過 GPRS 回傳至基地台，系統包括五種基本元件：(1)感測器節點；(2)基礎節點；(3)中繼站節點；及(4)網路介面(如圖 1)。

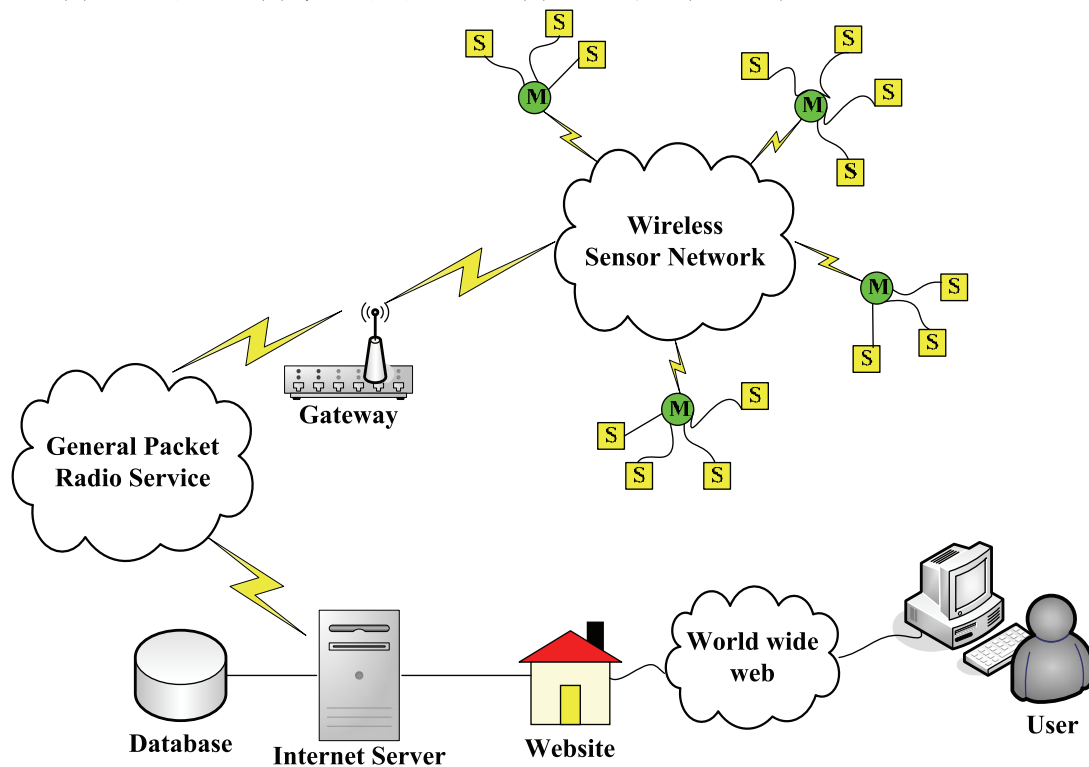


圖 1 網路架構圖

(I)感測器節點

本研究採用之感測器包括雨量計、孔隙水壓計、荷重計及鋼筋計，圖 2(a) 為為 DAVIS 公司所製造的 RainCollectorII 雨量筒，本雨量筒是由一漏斗型之套筒中

間有一小孔，當降雨時雨水會隨著小孔流入筒內之傾斗內，此類型為傾斗式雨量筒 (Tipping-bucket Rain Gages)，適合測量在區段時間內之降雨深度，當雨水到達水深 0.2mm 水量時集水器漏斗就會自行作動，並且導通一次電路使得計數器累加。

圖 2(b)為 Tokyo Sokki Kenkyujo 公司所製造 KPA-200KPA 孔隙水壓計。本研究使用 10V 的直流電壓輸入於孔隙水壓計進行地下水位率定，經由地下水位水深高低變化不同，使孔隙水壓計回傳一微量電壓 (μV)，並將接收到的量測電壓值經過放大計算求得，假設水深為 h (cm)、電壓為 v (mV)，則水深與電壓之關係如下，可做為電壓與水深換算之用。

$$h = 218.564v - 460.475 \quad (R^2) = 0.999 \quad (1)$$

圖 2(c)為三聯科技之荷重計，係設計用來量測地錨荷重、預力錨件、隧道斷面之應力。而圖 3 (d)為三聯科技之電阻式鋼筋計，用來量測擋土設施結構體主鋼筋之應力，以校核結構體之安全度。擋土設施因基地開挖或承受外力而發生變形時，會連帶引起其內鋼筋應力之變化，在地下基礎施工過程中，以鋼筋計監測鋼筋應力，控制其在容許應力內，以維護施工安全。



(a) DAVIS 公司雨量筒



(c) LC31003 荷重計



(b) 孔隙水壓計



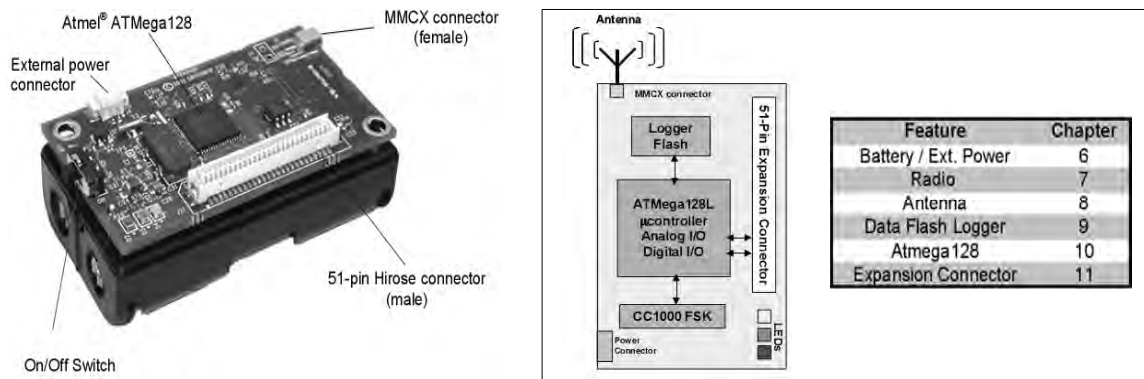
(d) 電阻式鋼筋計

圖 2 感測器設備

(II) 基礎節點

本研究採用 Crossbow 公司非 ZigBee 規範及 P2P(point to point)傳輸的 WSN 設備如圖 3，圖 3(a)為型號 MPR410(Mote Processor Radio)，通訊頻道為 433MHz，分為 Mote board 及 Sensor board，圖 3(b)為 MPR410 架構圖，可得知 Mote 本身只有 I/O(Input/Output)訊號處理、訊號傳遞、微處理及可程式化的功能，並沒有感測器(Sensor)的功能，必須外接感測器將資訊透過 Mote I/O 做微處理控制。本研究只需要 mote 板即可。MPR410 因頻率較短波長較長，穿透力較佳，適合於有障礙物或下雨時之傳輸，因此適合應用在環境監測中；電源需求只需兩個 AA 電池 2.7~3.6V 電力供應即可達數月以上的生命週期，並且在程式內設定天線功率如 433MHz 有-20、-10、0 及 10(dBm)四種選擇，相對選擇越高的天線功率，電力消耗功率也相對提高，

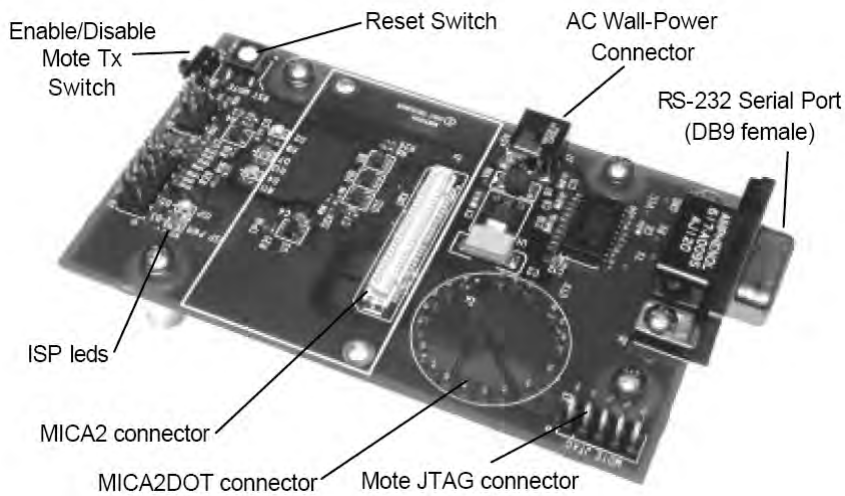
無線感測器網路接收設備稱為 Gateway，本研究採用 MIB510 如圖 4 所示，MIB510 因本身無訊號傳遞的功能，因此必需額外裝設 Mote 傳輸設備。



(a) MPR410 (Mote Processor Radio)

(b) MPR410 架構圖

圖 3 無線感測器網路



(b) Gateway MIB510

圖 4 無線感測器網路

(III)中繼站設備

監測地區環境氣候早晚溫差變化大、濕氣重且無電源供應，本研究使用泓格公司之嵌入式設備 I-7000 系列做為 Gateway 處理接收傳送資料設備如圖 5，I-7000 不易受環境因素影響、消耗功率低、體積小、穩定性高且可程式化之優點，採用太陽能電板供電即可。圖 5(a)之 I-7188 含有微電腦 80188、EEPROM、Flash Memory、SRAM 及時間，可編寫 C 程式碼燒入於 I-7188 Flash Memory 中，MIB510 可經由 RS232 將 Remote Sensor 資料傳送給 I-7188，同時 I-7188 可外接 I-7016D 模組(圖 5(b))將雨量計數值透過 RS485 傳回 I-7188 及穩壓工作。此外 I-7188 可透過圖 5(c)之 GPRS Modern 將資料傳送給 Server 資料庫。



(a) I-7188 實體圖



(b) I-7016D 實體圖



(c) GPRS Modem

圖 5 中繼站嵌入式設備(資料來源：ICPDAS)

此外在地勢險峻地區無市電提供的情況下，架設太陽能系統吸收太陽的輻射能轉變成電力經由充放電控制器提供給負載如 Gateway 與 GPRS 設備使用，而多餘電力將轉而儲存於蓄電池中，當氣候不佳太陽能電板電力無法提供給負載使用時就轉而經由蓄電池電力提供給負載，其系統架構如圖 6 所示。

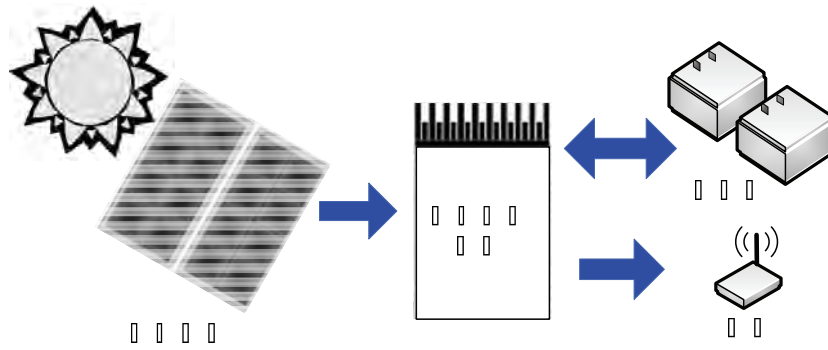


圖 6 太陽能充放電系統架構圖

III. 系統開發與現場佈設

先將系統分為無線感測器網路系統、嵌入式系統及基地台網站進行實作與測試，再進行系統整合測試及架設於崩場地完成實際運作測試。

(I) 無線感測網路系統

WSN 使用加州柏克萊大學所開發的應用程式語言 nesC，nesC 為元件基礎 (Component-based) 語言，本研究使用 CrossBow 公司所設計的 Surge 範例程式，因下水位計以電壓值回傳，因此增加 ADC 讀取類比訊號程式碼。另外因接收的類比資料呈現為不規則型態，因此本研究設計在傳送前 10 秒時，每 100(ms) 取一次電壓值，共取 100 筆類比資料並計算成平均值，再將資料傳送給 MIB510(Gateway)。

(II) 嵌入式系統

I-7188EX 為本研究中繼站所採用的硬體控制設備，主要連結 I-7016D 外接模組、MIB510(Gateway) 以及 GPRS Modem 模組；首先架設嵌入式系統測試環境如圖 7，並且將圖中架構大致分為 I-7188EX、I-7016D、GPRS Modem、自製電路控制等五個部份，說明如下：

(1) I-7188EX

為嵌入式控制設備，經由 RS-485 連結 I-7016D 模組讀取雨量計資料、接收 MIB510 傳送的封包資料及連結 GPRS Modem，傳遞連結的遠端伺服器 IP Address 以及斷線等指令動作。

(2) I-7016D

為本研究外接 IO 模組，可透過 DIO(Digital Input/Output) 腳位讀取控制任何數位資料，或者經由 AI(Analog Input) 腳位讀取類比資料，且包含計數器可儲存雨量作動次數。

(3) GPRS Modem

提供封包傳送技術，將接收到的封包傳輸給 ISP 電信業者，且透過乙太網路傳送給 Socket Server。

(4) 自製控制電路

可從 I-7016D 的 DO 收到 Hi 動作時，將開啓輸入的 DC 直流電壓送出給 GPRS Modem；且當 GPRS Modem 連續撥號不通時，則 I-7016D 會送出 Lo 動作關閉 GPRS Modem 電源，以節省電力消耗，並固定每小時嘗試撥號達 15 以上；另外提供穩壓 DC 5V 直流電壓電路，供給 Gateway 電力需求，或將蓄電池輸入電壓經由分壓電路為輸入電壓值除以 10 提供給 I-7016D 偵測，因此當 Socket Server 接收到電壓值時再乘以 10 還原。

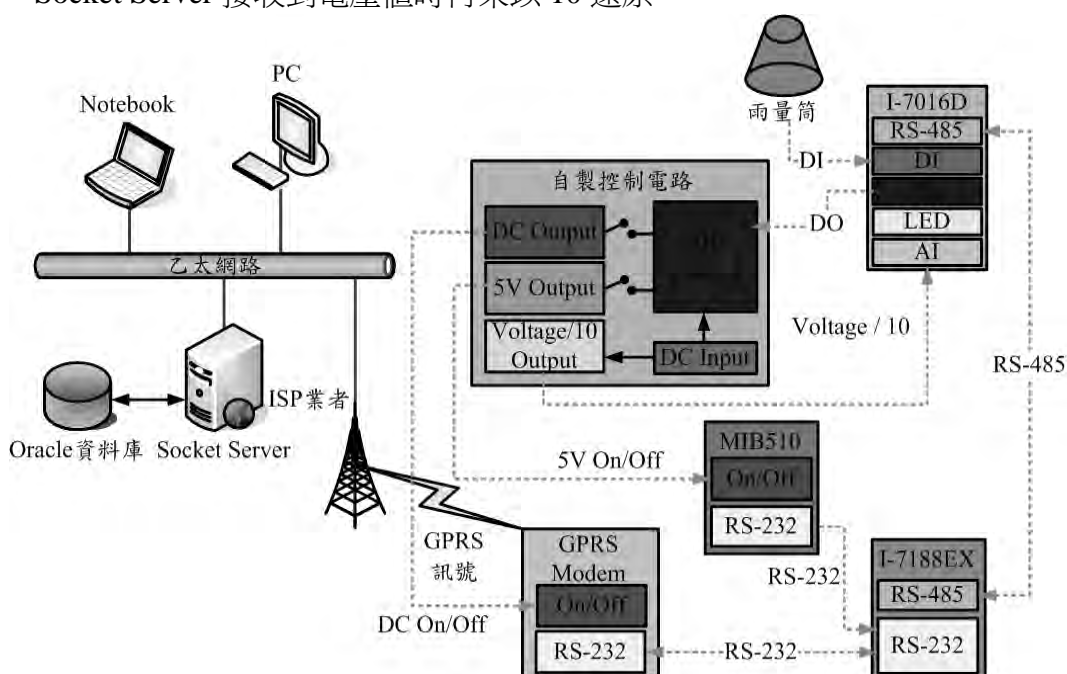


圖 7 嵌入式系統示意圖

(III) 基地台接收

本研究使用 Visual Basic 程式設計 Socket 監聽程式如圖 8，提供給客戶端下達指令給遠端 I-7188EX，且接收由 GPRS Modem 傳送出的封包資料，並儲存於 Oracle 資料庫中。

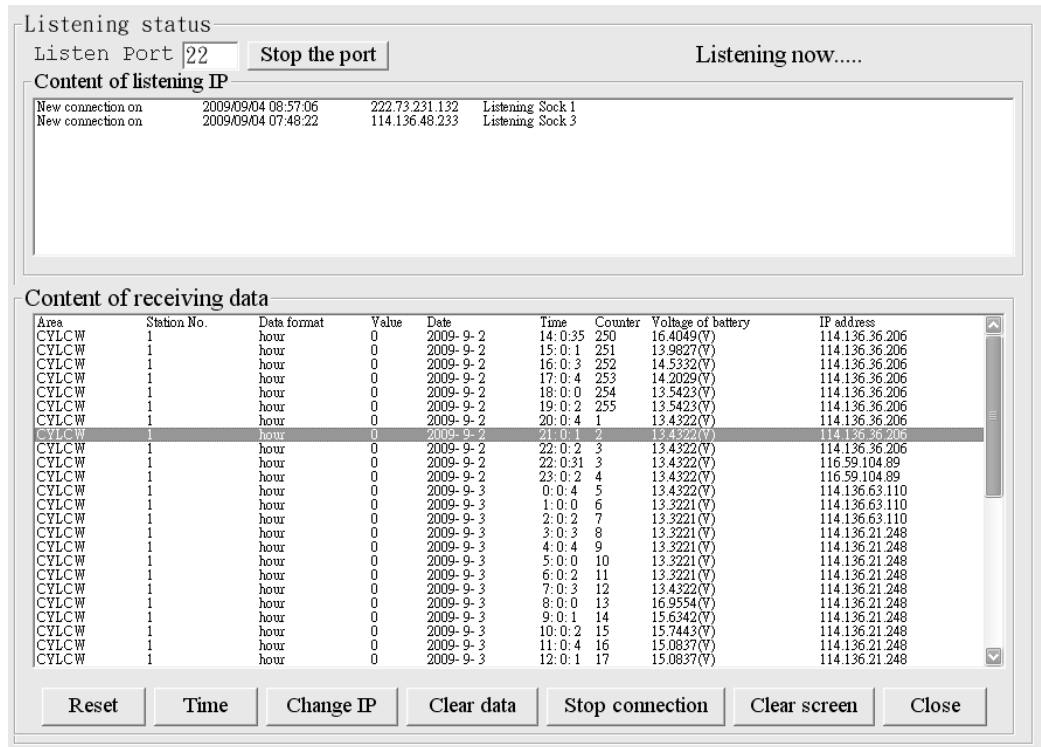


圖 8 Socket 程式接收畫面

(IV)即時查詢介面建立

本研究使用 Oracle 建立資料庫，設計如圖 9 為資料庫二階正規化後之實體關聯模型(Entity Relation Diagram, ERD)，並使用 JSP(JavaServer Pages)建構查詢監測資料網站。

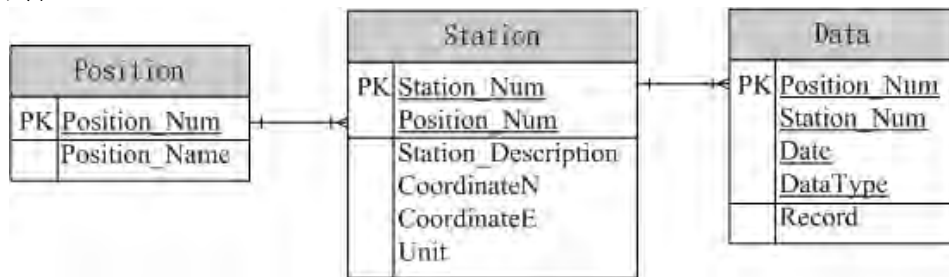


圖 9 ERD 實體關聯模型

IV、現場應用

(I)霧社水庫下游崩場地簡介

霧社水力發電工程為濁水溪日月潭電力系統之一環，位於濁水溪上游海拔 1,000 公尺左右之萬大山區，屬南投縣仁愛鄉。主要工程為築高 114 公尺之曲線重

力式混凝土壩，以攔截霧社溪水流，使萬大與霧社間約 10 公里之河流形成一大水庫，總儲水量為一億四千六百立方公尺。進水口設於大壩上游右岸，引進之水經長約 380 公尺的壓力隧道，穿山越溪後進入壩下游左岸之萬大發電廠發電。發電後的尾水洩入濁水溪，至武界進水口導入日月潭。霧社水庫之完成，除直接增加萬大電廠發電量兩萬餘瓩外，其下游日月潭之大觀、鉅工二大發電廠，也因有霧社水庫之調節而提高其引水量，增加可靠電力達四萬二千瓩，故經濟價值甚大。

但目前在其壩址下方出口處右側邊坡呈現部份滑動現象，為長期監控此滑動面，霧社水庫以建立了五個地下水觀測井，如圖 10 所示。圖 10 位於霧社水庫壩址下游右岸，霧社電廠則位於左岸，現場有三處崩塌地，崩塌地滑動除會造成通往奧萬大道路中斷之外，可能會因為土石堆積河床造成流路阻塞而無法排洪，因此霧社水庫管理局對此崩塌地極為重視。目前地滑地監測設備如表 1 所示，以長期監測各項地滑地參數。但因該監測站處因為所有設施均須依靠人工至現場進行資料收集，因此無法於豪雨時期偵測各項即時參數。同時無雨量站設置，無法進行降雨與地下水位關係模擬。

表 1 霧社水庫監測系統

設施名稱	數量
地表傾斜儀	19
地表伸縮計	2
地下水位觀測井	7
位移觀測點	41
量水堰	4
荷重計(50T)	5
荷重計(100T)	8
鋼筋應力計組數 (每組 6 點)	4



圖 10 霧社壩右山脊邊坡地形及現有監測系統平面位置圖

(II)硬體架設及展示

本研究於霧社萬大水庫水位井現場架設無線感測器網路進行測試，共設計兩地下水井、兩處荷重計及兩處鋼筋計，並經由多點跳躍(multi-hop)方式由一中繼站收集資料後回傳至基地台，圖 11 為前端監測站之標準配備，使用 MR77B 天線，天線絕對增益(dBi)為 3.4，以提高 Mote 點對點間無線傳輸距離如圖 11(a)。天線絕對增益(dBi)越大可增加 Mote 點與點間無線傳輸距離；且 Mote 編號 2 無須透過其他節點即可將封包訊息回傳於中繼接收站如圖 11(b)，經由嵌入式設備讀取資料後，透過 GPRS 回傳至基地台後，本研究以 Java Server Page(JSP)撰寫網頁，以擷取資料庫內容，提供即時展示如圖 12，網址為 <http://210.60.98.221/river>，可即時查詢該區之各項監測成果。



(a)霧社前端監測站外觀



(b)霧社中繼接收端外觀

圖 11 現場監測設備佈置

萬大水庫監測站 - 地下水位資料

請選取查詢日期範圍 2007/12/10 ~ 2007-12-21

請選取查詢站編號 3

請選取資料回傳類型 hour

送出

時間	回傳類型	地下水位高程 (m)
2007-12-10 08:08:59.0	hour	919.458
2007-12-10 09:00:27.0	hour	919.458
2007-12-10 11:11:18.0	hour	919.458
2007-12-10 12:00:08.0	hour	919.458
2007-12-11 08:27:27.0	hour	919.458
2007-12-11 09:00:22.0	hour	919.458

圖 12 網頁展示介面

V、結論

本研究建立一套以無線感測器網路、嵌入式設備、太陽能供電系統建構地滑地之即時監測系統。將個別系統測試以及整合測試結果發現，獨立式太陽能與無線感網路整合運用是可行的，不僅低耗電量、穩定性高以及可廣泛的佈署監測節點；且只需由中繼站將各節點監測資料接收，透過 GPRS Modem 即可將監測資料儲存於遠端 Oracle 資料庫中，達到資料於永久性儲存，可建構完成一個值得推廣與應用的即時環境監測系統。

VI、謝誌

本研究承國科會計畫編號 98-2625-M-451-001 經費補助，台電霧社水庫管理局提供試驗場地，謹此致謝。

VII、參考文獻

洪耀明、甘堯江、陳映熾 (2007)，研發以無線感測器網路及太陽能供電之坡地降雨量與地下水位即時監測系統-以霧社水庫為例，96 年電子計算機於土木水利工程應用研討會論文，366-372。

洪耀明、陳少鈞、許祐邨、陳映熾、林昭遠（2009）應用無線感測網路建立蓄洪池水質即時監測系統-以明道大學蠡澤湖為例，水保技術，4(2)：124-136。

洪耀明（2009）無線感應器網路在土石流監控之應用，國科會工程科技通訊，99：123-127。

胡鐵艦(2006) 無線感測器網路於降雨深度及地下水位監測，明道大學管理研究所碩士論文。

蘇苗彬(2003) 梨山地區地層滑動整治計畫成果報告，行政院農業委員會水土保持局。

Crossbow technology inc. , <http://www.xbow.com>.

ICPDAS Co., Ltd , http://www.icpdas.com.tw/index_c.htm

鳳崗崩場地特性和滑動機制調查

黃瓊璘¹ 林照松² 謝漢欽² 林壯沛² 周富三²

【摘要】 2005 年海棠風災，於六龜試驗林鳳崗林道 12.3k 形成一崩場地。其發生機制、後續影響、處理對策均值得進一步探究，以作為相關案例之作業示範模式。而地滑區域因地形變動產生土層鬆動、岩層張力裂隙、地下水位賦存狀態改變等，將可能繼續引發坡面崩塌。本研究擬於本地區進行地滑地特性調查及監測，研究內容包括植生調查、定點攝影、物理探測、力學試驗、以及在適當地點設置地下水位計、傾斜管等觀測儀器，以便進行坡面之力學安定分析，及長期監測之工作，提供對策設計及施工時之參據。此外，並對該崩場地之森林生態環境及水文泥沙特性變異，進行調查分析，期能發現地滑對森林生態系之影響，及採取因應對策後之生態及水土資源復育效果，作為爾後經營之示範。

【關鍵詞】 崩塌、滑動機制、植生演替。

Investigations on the characteristics and sliding mechanism of Fungang landslide

Huang Chiung-Piau¹, Lin Chao-Song², Hsieh Han-Ching², Lin Juang-Pey²,
Chou Fu-Shan²

【Abstract】 A huge landslide of about 2.95 ha. had occurred at point of 12.3 km of Funfgang forest road during Haitang typhoon attacked Liouguei experimental forest in 2005. This research is focusing on the followed treatments to the landslide by studying its basic characteristics and sliding mechanism. And the future developing tendency of the

¹行政院農業委員會林業試驗所集水區經營組研究員，通訊作者。電子郵件: tfrihcp@tfri.gov.tw

Senior Scientist, Division of Watershed Management, Taiwan Forestry Research Institute, Council of Agriculture, Executive Yuan. Corresponding Author. E-mail: tfrihcp@tfri.gov.tw

²行政院農業委員會林業試驗所副研究員、助理研究員、副研究員、特聘研究員。

Associate Scientist、Assistant Scientist、Associate Scientist、Specific Scientist, Taiwan Forestry Research Institute, Council of Agriculture, Executive Yuan.

area is also concerned. Several investigation items are executed to fit the needs the study, including boring test、soil mechanics、photograph monitoring、vegetation succession monitoring. An obvious result has been found out that series of sliding layers existed beneath the surface of 5m to 19m and its sliding activities were measured as well. It is expected that the research would be helpful to the rehabilitation of landslide in fields of forest management and ecosystem.

【key words】 landslide, sliding mechanism ,vegetation succession.

I、前言

降雨、地質及地震等因素，是發生崩塌的主要原因，其中之豪大雨和地滑面存在的影響，導致滑動面附近孔隙水壓上升，土層剪斷抵抗應力急速降低，造成滑動層土塊的不安定所致。豪大雨所造成的地滑特徵，一般以平緩至稍陡的山腹坡面及凹形坡面最常發生，產生圓弧形之滑動面，其分佈以緊鄰河岸之坡面以及河谷上源頭附近較多，起因於坡面基腳掏空和第層土方失去平衡所致。2005 年海棠風災，於六龜試驗林鳳崗 12.3k 形成一崩場地。其發生機制、後續影響、處理對策均值得進一步探究，以作為相關案例之作業示範模式。而地滑區域因地形變動產生土層鬆動、岩層張力裂隙、地下水位賦存狀態改變等，將可能繼續引發坡面崩塌。在崩塌區域的西側，雨季期間地表湧水現象相當明顯。經第一年初步調查結果，約與上述狀況相似，有必要進行鑽探和相關的實驗，深入探討其真正原因，並據以為後續對策研判之準則。本研究擬於本地區進行地滑地特性調查及監測，研究內容包括物理探測、力學試驗、以及在適當地點設置地下水位計、傾斜管等觀測儀器，以便進行坡面之力學安定分析，及長期監測之工作，提供對策設計及施工時之參據。此外，並對該崩場地之森林生態環境及水文泥沙特性變異，進行調查分析，期能發現地滑對森林生態系之影響，及採取因應對策後之生態及水土資源復育效果，作為爾後經營之示範。

II、研究範圍、目的與方法

(I)研究範圍和狀況說明

1. 基本資料收集調查：鳳崗林道 12.3k 崩塌災害發生於 2005 年 7 月 18 日，因強烈颱風海棠侵襲台灣本島，帶來強風豪雨。導致路基流失 168,000M³，箱籠擋土

牆掉落 100 公尺，PC 路面毀損 150 公尺。本處為一大型之地滑，其範圍已由航照確認，面積約 2.95 公頃（圖 1）。據現場判斷，崩場地尚處於不穩定狀態中，仍可能繼續滑動，應先予監測再做處理。

本區地質屬第三紀亞變質岩之廬山層，以黑色或灰色硬頁岩、板岩、砂岩為主頁岩中含有石墨質和鐵質，尤以石墨質遇水軟化後，易形成滑動層。崩場地之平均坡度約為 29.3%。表土為永春里系或萬山系之崩積土，厚約 50 公分。植群主要為台灣杉造林地，平均 25 年生。根據氣象資料顯示（圖 2）：處於海拔 1,510 公尺之鳳崗山測候站，75-89 年之平均溫度為 17.6°C，相對濕度 86.5%，年平均降雨量 2,525.2mm。

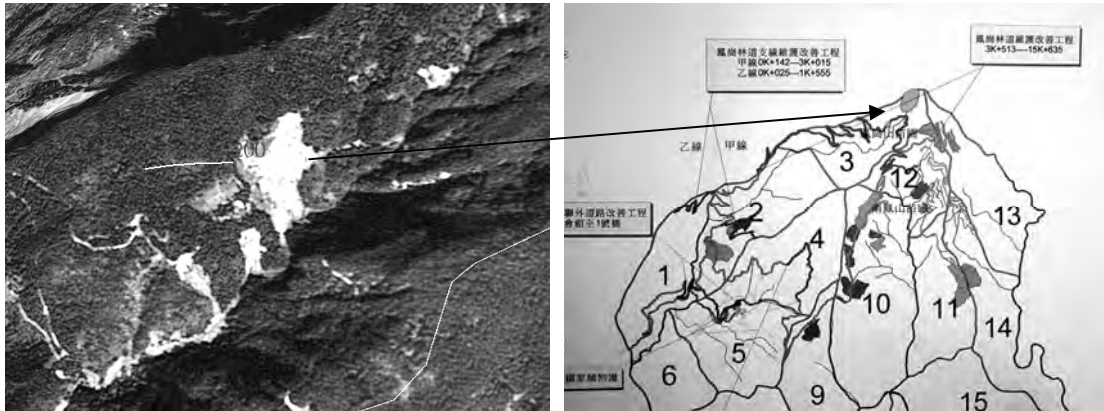


圖 1 鳳崗崩塌災害之位置

Fig.1 The location of Fungang landslide

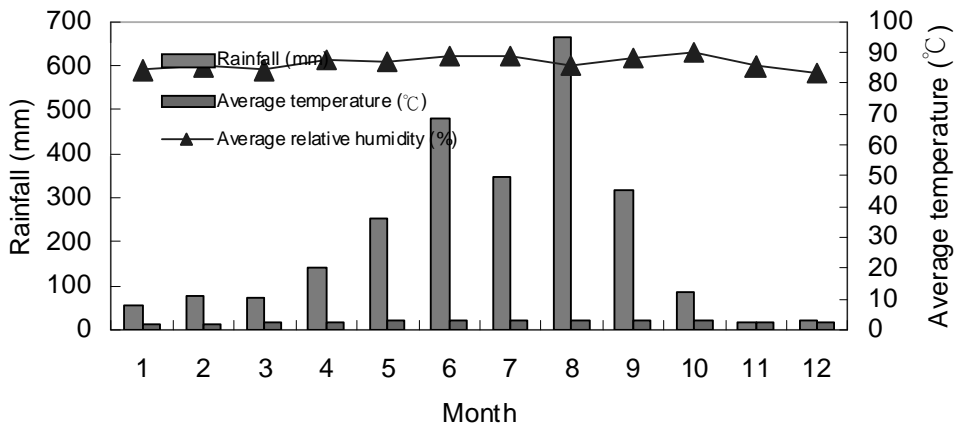


圖 2 鳳崗山測候站月雨量、相對濕度及平均溫度(75-89年)

Fig.2 Average rainfalls、temperatures and ralative humiditys Of Fungangshan weather station

(II)目的與方法

崩場地的形成，有其主客觀的因素交互影響而產生，需先經基本調查和分析，探究發生之主因；再經適當之監測過程，量測其變動趨勢和復舊概況；最後綜合監測結果，擬定有效的處理對策。本計畫擬定初期基本調查資料，包括定點照相比對、GPS 三維資料測量、植生調查。及後續之地質鑽探、力學試驗結果，分析地層剖面構造；監測崩場地位移量與地下水位的變化，及地下水流動特性，瞭解崩場地的機制，及坡面安定的長期變遷情形。調查研究結果供擬訂崩場地以及堆積土體處理對策工程規劃的參考依據。同時對該地區森林結構和植被進行調查分析，期能發現地滑對森林生態系之影響，及應採取之對策及復育後之成效。分項工作方法如下：

1. 崩場地鑽探結果及傾斜管變異量調查：

- (1) 根據第初步調查結果的綜合研判，選定縱橫兩條主軸線，規劃 5 個鑽探點，編號 BH-1~BH-5，深度初步估算在 20-30 公尺之間，總深度 115 公尺。同時持續以高精準度之 GPS 定期量測其孔口高程資料，供作長期比對其變動量之需。
- (2) 採取薄管岩心取樣，進行物理和力學性質試驗，包括 3 吋薄管取樣 2 組，劈管取樣 25 組，現地試驗包括標準貫入試驗 25 組。並在鑽孔埋設傾斜儀觀測裝置，定期讀取地下水位和導管變形資料。
- (3) 室內試驗包括土壤一般物性試驗 25 組、土壤無圍壓縮試驗 1 組、土壤直接剪力試驗 1 組、岩石單壓試驗 5 組、岩石直接剪力試驗 3 組及岩石三軸試驗 1 組。
- (4) 傾斜管埋設鑽探完成後，將每段 3 米之觀測管以套管接頭相互連接，觀測管底端蓋上保護蓋，在接頭處塗上凝結膠並打設鉚釘固定，並塗上凝結膠再以防水膠布裹封牢固。將連接完成觀測管注入清水徐徐置入孔中，觀測管放置時並使一對軌道凹槽平行於擋土壁中心線，另一對軌道凹槽則垂直於擋土壁中心線。當傾度管完全置入孔中後，以細砂及細石完全將傾度管外圍回填至地表。並做好保護設施。傾斜管埋設裝置完成後，俟其狀態穩定時作其基準值量測；爾後每隔約 20 天量測一次，總計含基準值量測 6 次。

2. 滑動機制之力學分析：彙集崩場地之地形地質水文和土壤岩石之力學資料，據以判斷其崩塌發生機制，並配合地中傾斜儀長期觀測數據之佐證，可判別滑動層位置及未來動向。經過力學平衡分析，將進一步確定其滑動機制之所在。

3. 定點照相觀測：在崩場地對面適當之制高點搭建乙座觀測平台，其高度以能超越樹冠層，並可清晰直接觀測崩場地之全貌為適宜。不定期使用數位像機紀錄崩場地之各項變化，提供長期連續比對之結果。數位相機紀錄崩場地之照片，經特別處理後，可獲知其變化趨勢，提供長期連續比對之結果。
4. 地表植群變異性調查：調查鳳崗林道崩場地的維管束植物組成。逢機設置 27 個 5 公尺 × 5 公尺的永久方形樣區，每個方形樣區由 25 個 1 公尺 × 1 公尺的小區所組成，使用 1 公尺 × 1 公尺的木框，此木框以綿線劃分成 100 格 10 公分 × 10 公分的小方格，調查每一小區內的維管束植物組成，並估測其覆蓋度。平時維護崩場地區域內之植群調查樣區，並定期調查樣區內植生之種類及數量，做為長期植生復舊趨勢之分析資料。

III、結果與討論

(I)崩場地鑽探結果及傾斜管變異量調查：

1. 崩場地鑽探結果：為瞭解土層性質，基址內共配置 5 個鑽探孔位；鑽孔深度為 2、3、4 號孔各 20.00 公尺、1 號孔 25.00 公尺、5 號孔 30.00 公尺，除形成縱向（1、3、5 號）及橫向（2、3、4 號）兩個剖面外，各孔鑽並裝置傾斜管定期監測其變動量，共計深度 115.00 公尺（參閱圖 3）。

由現場 0.00~30.00 公尺之鑽探結果顯示，可區分為 2 個地層層次，其地層柱狀之分佈情形請參閱圖 3。茲將各鑽孔之地層分佈狀況，分別敘述如下：

(1) 黃棕色表土及崩積風化板岩塊

本層分佈於 GL：0.00m 至 GL：-3.00m~GL：-7.80m 範圍，厚度約在 3.00m~7.80m，平均厚度約為 5.15m。由黃棕色表土及崩積風化板岩塊所組成，係屬中等緊密至緊密之地層。由現場所取土樣進行一般物理性試驗結果：其礫石含量介於 27.9~57.0%，平均約為 43.5%；砂土含量介於 17.7~49.2%，平均約為 37.4%；粉土、粘土含量介於 14.0~25.3%，平均約為 19.1%；含水量介於 7.5~11.2%，平均為 9.9%；比重介於 2.74~2.76，平均為 2.75；土壤單位重介於 1.70~2.19 t/m³，平均為 1.84 t/m³；孔隙比介於 0.36~0.79，平均為 0.69。土壤分類為 SM、GM。

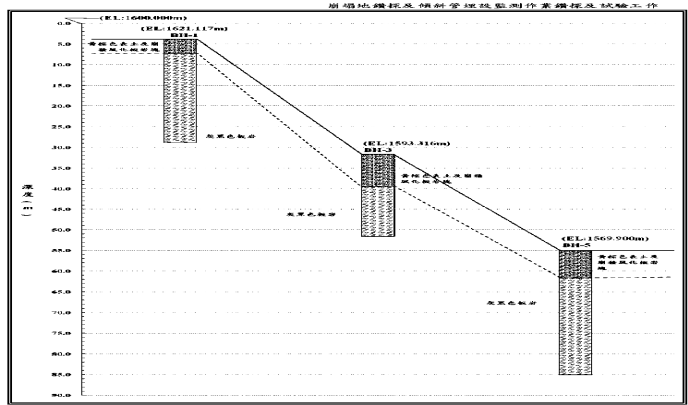
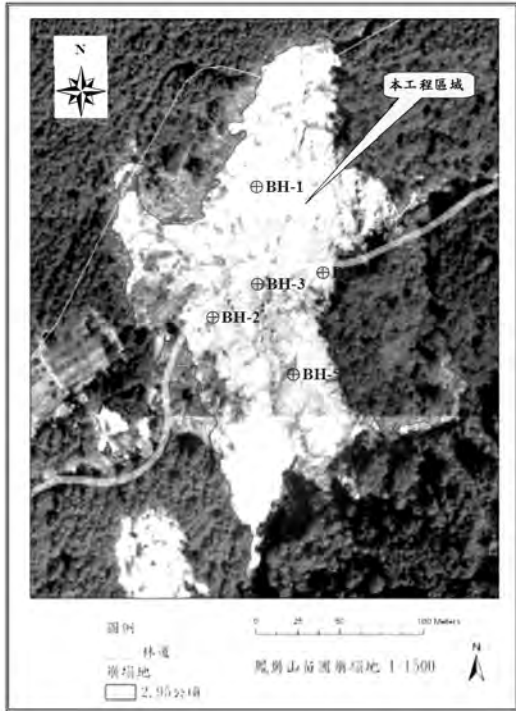


圖 8 地層柱狀剖面圖(A-A剖面)

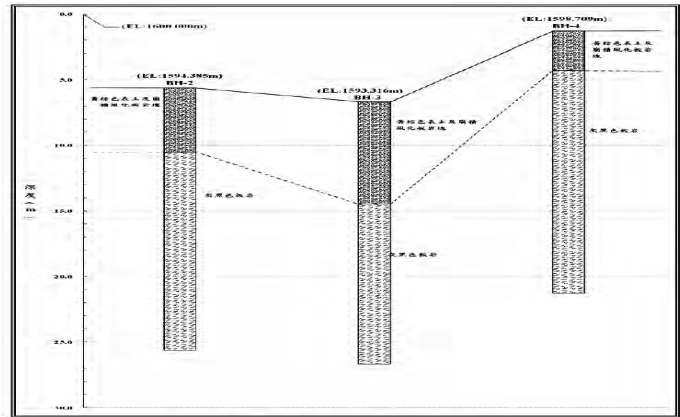


圖 9 地層柱狀剖面圖(B-B剖面)

圖3 鑽孔位置及其地層柱狀圖形成之剖面

Fig.3 Locations of boring holes and its longitudinal and latitudinal profiles

(2) 灰黑色板岩

本層分佈於GL：-3.00m~GL：-7.80m 至 GL：-30.00m(最大鑽孔深度)之範圍，由灰黑色板岩所組成。經現場標準貫入試驗N值均為大於100。根據鑽探取出之岩芯，多呈灰黑色,劈理明顯之岩塊，少數間夾石英脈約，或有剪裂帶，相當軟弱並參雜夾泥，程灰黑色，或為主要滑動層之所在。

水為直接影響基礎工程的重要因素，其中最主要為地質材料中之孔隙水所引起的超額孔隙水壓的消散，對地下工程的破壞之影響至鉅。由現場鑽探結束後經觀測各孔之地下水位約在地表面下約GL：-1.08m~GL：-6.51m 之間。考慮季節性之水位變化或暴雨之影響，建議於進行基礎分析設計時，平常水位採用位於地表面下1.00 公尺處，而高水位則採用位於地表面處。本崩場地各地層之相關簡化參數如下表。其數值用以做土方力學穩定分析之參據。

表1 崩塌地各地層之相關簡化參數

Table 1. Simplified parameters of strata in landslide area

分層 \ 項目	平均分佈深度	γ_t t/m ³	SPT N 值 (N _{平均})	q_u (t/m ²)	C' (C _{修正}) (t/m ²)	ϕ' ($\phi'_{修正}$) (deg.)
黃棕色表土及崩積風化板岩塊 (RF1)	0.00m 至 5.15m	1.84	26~46 (35)	-	0.0*	34.5*
灰黑色板岩(S12)	5.15m 至 40.00m	1.93	>100	2800.0	(0.65)	(30.0)

2. 傾斜管變異量調查

由傾斜儀量測資料得知:該處傾斜管同時於量測出現位移異常偏大情形,依實地視察邊坡發現,該異常變位發生期間並無不同之應力作用,而位移速率卻一直增加,未來將隨地下水變化影響,故可由「時間依存」(Time Dependent)的潛變破壞(Creep Failure)現象來解釋。

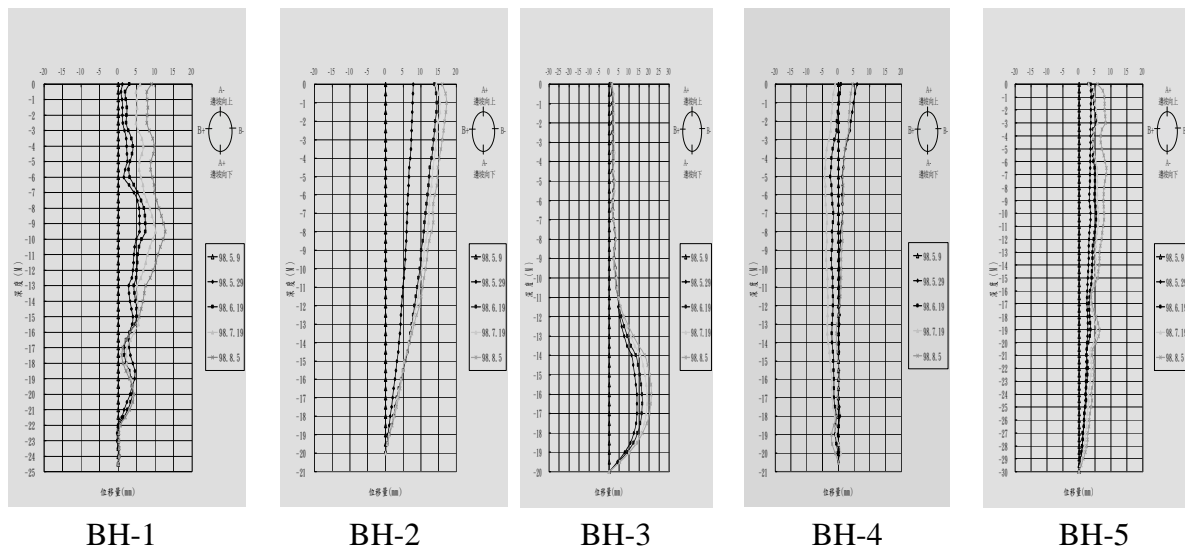


圖4 各鑽孔傾斜管監測變異值

Fig.4 The variance data measured by inclinometer from boring holes

由圖4傾斜管變異量監測結果，判釋出各鑽孔地層中之滑動深度列式如下：

BH-1： 4.0m， 9.5m， 19.0m。

BH-2： 3.0m。

BH-3： 5.0m， 16.0m。

BH-4： 5.0m。

BH-5： 6.5m， 19.5m。

再經航空照片圖和衛星照片，計算出各鑽孔的高成及水平相對位置，並套入地層柱狀圖和滑動深度，繪出縱剖面 and 橫剖面滑動層分佈圖（圖5），根據該圖可以發現：橫向變異性不明顯，縱向則存在明確的滑動機制，本崩場地具有「向源發展」的特性和趨勢。

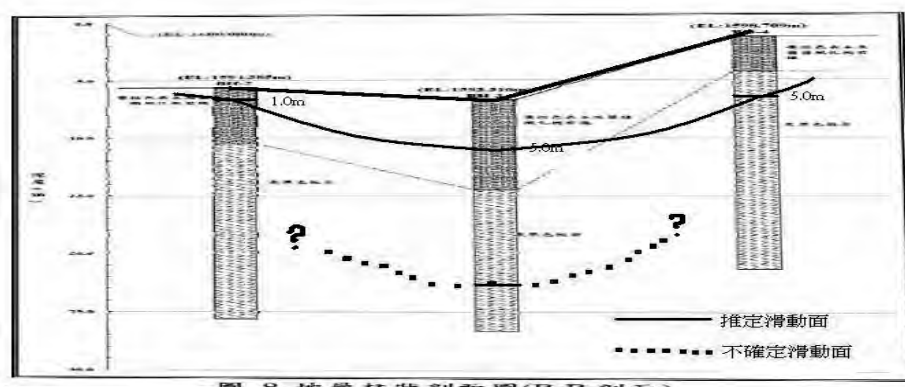


圖 5 地層柱狀剖面圖(B-B剖面)

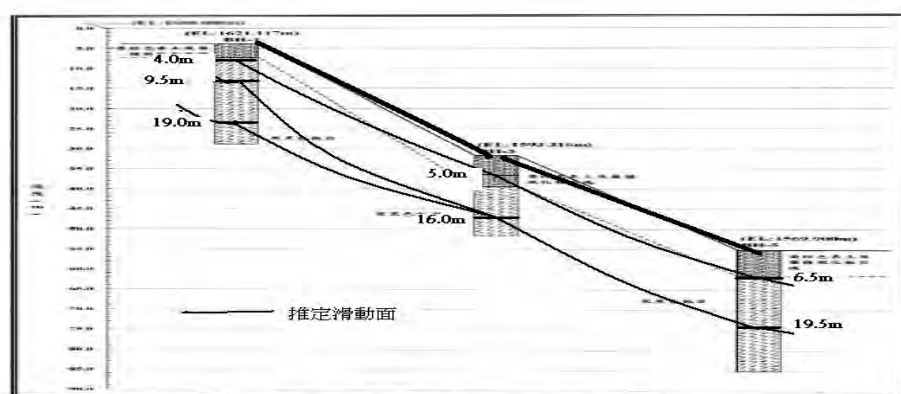


圖 5 地層柱狀剖面圖(A-A剖面)

圖5 縱軸推定滑動面（下）和橫軸推定滑動面（上）

Fig.5 The estimated longitudinal and latitudinal sliding layers

2.滑動機制之力學分析：

本崩場地之地表出露覆蓋層全為崩積岩塊，穩定性極低，岩塊以極破碎之板岩塊為主，在林道上方邊坡出露灰黑色剪裂帶，以板岩剪裂斷層泥為主，易形成滑動面。本崩場地發育僅於本範圍內，惟本處地形因層面及傾角之關係，初步判定為一平面滑動型之崩場地，且因溪谷向源侵蝕亦相當明顯，後續較精確之分析仍進行中。

根據一般計算地滑力學穩定分析的公式，不考慮太複雜的因子，如地下水揚壓力、膨潤土壤上舉應力等等，其安全係數之計算為：

$$\text{安全係數之計算公式 } F.S. = \frac{\sum C \times L + \sum (W_n \cos a \times \tan \Phi)}{\sum W_n \sin a}$$

其中 C：土壤粘著力
L：滑動面長度
W_n：土塊重量
a：滑動面傾角
Φ：土石內部摩擦角

本崩場地之平衡力學分析乃採「切片法」，且為求簡單快速，將縱向滑動剖面區分為五大區塊，主要是以滑動深度和鑽孔位置做為區隔。計分為淺層滑動區塊之：(I) -1、(I) -2；中深層滑動區塊之：(II) -1、(II) -2；深層滑動區塊之：(III)。(如圖 6)。並計算各區塊之有關參數如下：

	面積 (m ²)	滑動面傾角 a (°)	滑動面長度 L _n (m)
(I) -1	243.0	26.1	60.1
(I) -2	316.3	20.3	58.6
(II) -1 + (I) -1	688.5	34.2	65.3
(II) -2 + (I) -2	976.3	30.1	63.6
(III) + (II) -1 + (I) -1	945.0	21.3	58.0

再加上表1所測得相關數值，崩場地力學分析結果如圖6和表2。從計算結果來看，本崩場地的頭部中間地層並不穩定，亦受地下水和基腳淘刷的影響，其安全係數均小

於1，代表是一股向下推動的力量，極易因為水分的侵入而改變其穩定狀態；表層尚稱穩定，但因面臨河川的攻擊坡，一遇溪水暴漲，平衡輒遭破壞；整體而言，安全係數僅達1.25，若遭逢極端氣候至溪水暴漲或土塊荷重增加，安全確難維持。

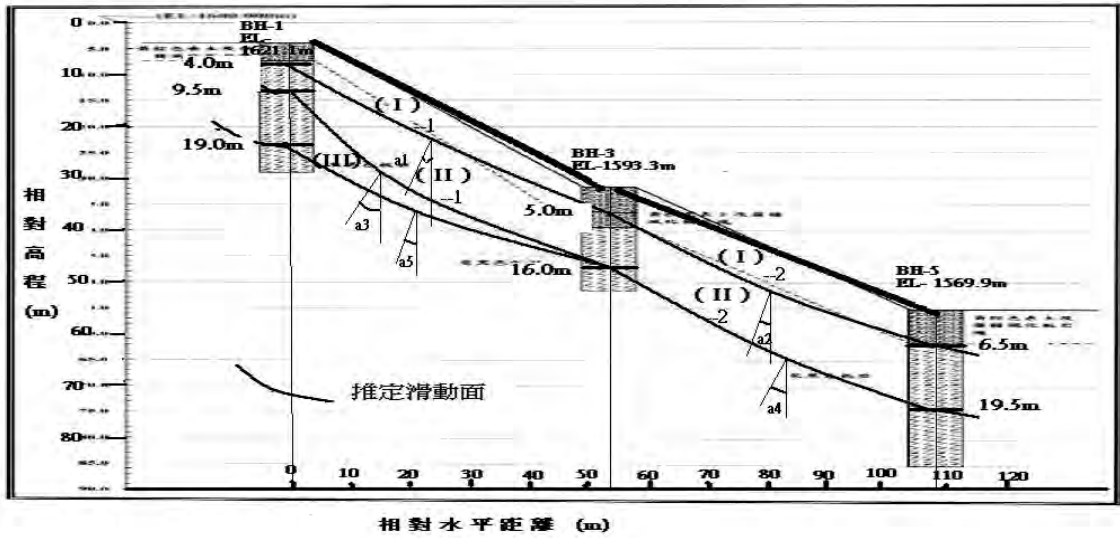


圖6 滑動機制之力學分析

Fig.6 A Analysis diagram of sliding mechanism

表 2 滑動區塊力學平衡初步分析

Table 2. The mechanics analysis for sliding blocks balance

區塊 編號	土方平 均密度 $D(\frac{t}{m^3})$	區塊 面積 $A(m^2)$	$D \times A$ W_n	滑動層 平均深 (m)	滑動面 平均角 (α_n)	$W_n \sin \alpha$	$W_n \cos \alpha$	Φ ($^\circ$)	L_n (m)	C ($\frac{t}{m^2}$)	F.S.
I-1	1.83	243.0	444.7	4.5	26.1	195.6	399.4	34.5	60.1	0.0	1.40
I-2	1.85	316.3	588.3	5.75	20.3	204.1	551.8	34.5	58.6	0.0	1.85
平均	1.84	559.3	1029.1	5.12	23.2	405.4	945.9	34.5	118.7	0.0	1.60
II-1	1.93	688.5	1328.8	12.75	34.2	746.9	1099.0	30.0	65.3	0.65	0.91
II-2	1.86	976.3	1815.9	17.75	30.1	910.7	1571.0	30.0	63.6	0.65	1.04
平均	1.89	1664.8	3146.5	15.25	32.1	1672.0	2665.5	30.0	128.9	0.65	0.97
III	2.19	945.0	2069.6	17.5	21.3	751.8	1928.2	30.0	58.0	0.65	1.53
總平均	1.99	1921.3	3823.4	17.6	25.7	1658.1	3445.2	30.0	121.6	0.65	1.25

4. 定點照相觀測：

在崩場地對面適當之制高點搭建乙座觀測平台，其高度為14公尺，已能超越樹冠層，並可清晰直接觀測崩場地之全貌為適宜。不定期使用數位像機紀錄崩場地之各項變化，提供長期連續比對之結果。為了能清楚判釋崩場區域之消長，特別將照片做假色處理，其方法是：因係定點定畫面，比例尺相同。為凸顯崩場地區域之變化，特將顏色以主色為藍色，加重其亮度及對比至75%，再予以反相處理，得到結果如圖7；同時亦將各照片時間點與颱風發生時間，做一相互比對，以了解期間變化之關聯性。經過一段時間觀測，其結果如圖7所示。在2008之上半年，植生入侵速度很快，縱使在2008年下半年經歷卡玫基、辛樂克、薔蜜等大颱風來襲，依舊朝穩定復舊的方向進行。但是2009年的莫拉克颱風卻又帶來空前的災害，使得崩場影響範圍往上擴大，後續另為文探討之。至少在2009年7月之前崩場面積沒有擴大，且植生逐漸恢復。惟於四、五月份時，因鑽探需要而闢建若干小徑，故清楚地觀測到在右半邊地表和小溝沖蝕。

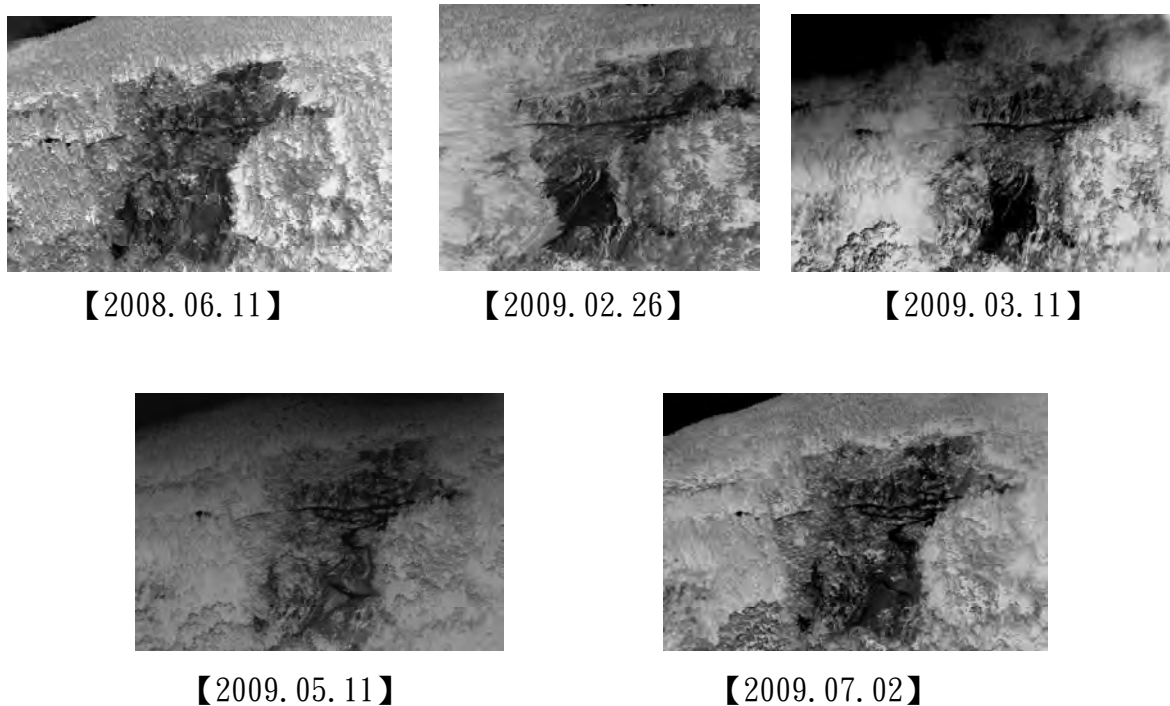


圖7 定點攝影之監測結果

Fig.7 Photograph monitoring in time series

5. 地表植群變異性調查：

- (1) 於 2008 年逢機設置 27 個 5 公尺 × 5 公尺的永久方形植生調查樣區，調查每一小區內的維管束植物組成，並估測其覆蓋度。共記錄 116 種維管束植物，分別屬於 53 科、99 屬。2009 年覆查前一年所設置的樣區，有 1 個樣區幾乎全毀，6 個樣區半毀，主要是受到颱風所帶來強大豪雨沖刷的影響，被毀壞的 7 個樣區全部都是遭到土石流所掩蓋。
- (2) 植物種類的變化：在 2008 年與 2009 年分別記錄到 116 與 115 種維管束植物，有 18 種是在 2008 年出現而在 2009 年消失的物種，分別為大本山梗菜、大葉南蛇藤、小毛蕨、小杜若、山黃麻、巴拉草、石葦、刺果衛矛、狗骨消、咬人貓、禹毛茛、鬼懸鉤子、焊菜、通條木、裂葉艾納香、蜘蛛絲毛藍耳草、鵝兒腸、變葉懸鉤子；有 17 種是 2008 年沒有出現而在 2009 年出現的物種，分別為九芎、台灣山桂花、台灣何首烏、四生臂形草、扛香藤、杜虹花、赤楊、金絲桃、青楓、阿里山月桃、假吐金菊、野苘蒿、短葉水蜈蚣、對開蕨、樟葉槭、燈秤花、繁縷（如表 3）；其中九芎、台灣山桂花、杜虹花、赤楊、青楓、樟葉槭、燈秤花為木本植物，顯示此崩場地的演替方向會朝向森林發展。

表 3 比較 2008 年與 2009 年差異的維管束植物種類

Table 3. A comparison of variance of vascular vegetations from 2008 to 2009

2008 年	2009 年
大本山梗菜	九芎
大葉南蛇藤	台灣山桂花
小毛蕨	台灣何首烏
小杜若	四生臂形草
山黃麻	扛香藤
巴拉草	杜虹花
石葦	赤楊
刺果衛矛	金絲桃
狗骨消	青楓
咬人貓	阿里山月桃
禹毛茛	假吐金菊
鬼懸鉤子	野苘蒿
焊菜	短葉水蜈蚣
通條木	對開蕨

裂葉艾納香	樟葉槭
蜘蛛絲毛藍耳草	燈秤花
鵝兒腸	繁縷
變葉懸鉤子	

(3) 主要優勢植物的變化

在 2008 年重要值前十名的維管束植物分別為：大莞草、火炭母草、倒地蜈蚣、虎婆刺、五節芒、波葉山螞蝗、乞食碗、紅果薑、劉氏薑、巒大蕨 (表 4)；在 2009 年重要值前十名的維管束植物分別為：大莞草、五節芒、火炭母草、倒地蜈蚣、波葉山螞蝗、虎婆刺、紅果薑、刺楸、劉氏薑、台灣澤蘭 (表 5)。此 2 年都是以大莞草為最優勢的組成；五節芒的重要值在 2009 年有明顯增加；退出 2008 年重要值前十名的維管束植物是乞食碗與巒大蕨；新進入 2009 年重要值前十名的維管束植物的是刺楸與台灣澤蘭。

表 4 於 2008 年重要值前十名的維管束植物

Table 4. The top 10 dominate species of vascular vegetation in 2008

名稱	學名	相對覆蓋度	相對頻度	重要值
大莞草	<i>Scirpus ternatanus</i>	37.93	27.98	32.96
火炭母草	<i>Polygonum chinense</i>	11.19	14.31	12.75
倒地蜈蚣	<i>Torenia concolor</i>	6.24	14.28	10.26
虎婆刺	<i>Rubus croceacanthus</i>	5.44	5.05	5.25
五節芒	<i>Miscanthus floridulus</i>	5.09	4.17	4.63
波葉山螞蝗	<i>Desmodium sequax</i>	3.43	3.12	3.27
乞食碗	<i>Hydrocotyle nepalensis</i>	1.99	4.56	3.27
紅果薑	<i>Carex baccans</i>	3.51	2.87	3.19
劉氏薑	<i>Carex liui</i>	2.89	2.41	2.65
巒大蕨	<i>Pteridium aquilinum</i>	2.91	2.32	2.61

表 5 於 2009 年重要值前十名的維管束植物

Table 5. The top 10 dominate species of vascular vegetation in 2009

名稱	學名	相對覆蓋度	相對頻度	重要值
大莞草	<i>Scirpus ternatanus</i>	45.51	36.26	40.89
五節芒	<i>Miscanthus floridulus</i>	9.72	7.54	8.63
火炭母草	<i>Polygonum chinense</i>	4.31	9.08	6.69
倒地蜈蚣	<i>Torenia concolor</i>	2.61	7.91	5.26
波葉山螞蝗	<i>Desmodium sequax</i>	4.69	5.15	4.92
虎婆刺	<i>Rubus croceacanthus</i>	3.72	4.36	4.04

紅果薹	<i>Carex baccans</i>	3.28	3.29	3.29
刺楸	<i>Aralia decaisneana</i>	3.68	2.72	3.20
劉氏薹	<i>Carex liui</i>	2.43	2.25	2.34
台灣澤蘭	<i>Eupatorium cannabinum</i>	1.71	2.24	1.97

IV、結論

1. 崩場地滑動機制綜合分析：鑽探共計五個孔位，總深度115公尺；傾斜管埋設裝並完成六次監測。莫拉克風災之後，本試驗地之地貌發生劇烈變異並向上擴大，且車輛和人員均難以到達，後續工作室礙難行。傾斜管埋設裝置監測作業時，一併進行現地GPS孔位標高量測，已調查六次資料，在此期間高程並無明顯變化。定點照相觀測已執行五次作業，由監測結果，判定因八八風災之前，崩場地並未擴大範圍，且穩定朝森林型態之植物生態系發展。
2. 地層滑動監測和資料分析收集調查之野外工作已完成，由傾斜儀量測資料得知：該處位於高程約1581.2 至1569.1公尺區間，有一層不穩定之滑動面出現，正向下坡位移中，且地下水位甚高(高程約1587 公尺)。再根據傾斜儀監測數據分析結果，崩場地縱剖面1號孔滑動層在地表下9.5和19.0公尺；3號孔滑動層在地表下16.0公尺；5號孔滑動層在地表下6.5和19.5公尺。初步分析，發生崩壞滑動或停保持穩定之因素，決定於地表水變化及基腳淘刷應力改變雙重影響；降雨條件、河岸基腳淘刷狀況、崩場地地表水和伏流水動向，是影響本崩場地發展趨勢之要因。
3. 已經初步完成地層滑動之力學分析，確定中深層之不穩定剖面，為導致崩場地持續發展的主要推力。由福衛二號衛星照片顯示，八八風災導致崩塌擴大、地形劇烈變動，對既有的整體之綜合分析產生極大影響，舊有資料和監測結果，或許部份尚可使用，但是大部分已經差異巨大，必須經現地勘測後，重新分析計算，才能規劃設計有效的復建措施。
4. 對森林恢復而言，自然演替是一種有效率且不需花費用的方法，在缺乏干擾的情況下，在30到50年內，退化的生育地可能從草生地或灌叢發展成次生林，然而限制此崩場地恢復成森林的主要因素是不斷發生土石沖刷所產生的崩塌現象，此地滑現象不但會阻擾生育地朝著森林的方向演變，甚至於會造成生育地退化的現象。

5. 本崩塌試驗地經莫拉克颱風侵襲後，外觀地貌及內部地層結構發生大幅變異，原預定之後續調查分析項目，已不全然適用，俟相關支援設施妥善後，需至現場重新評估後續做法，確定繼續執行的方向，此外亦考慮將全面調查六龜地區崩場地之數量、型態及未來因應措施，以為因應。長程的做法，將全盤檢討本所試驗林經營和林道維護策略，務實的訂定試驗研究和資源保育方向。

V、謝誌

感謝研究團隊中跨組和中心各研究同仁之努力，以及六龜研究中心全體員工同仁之鼎力支援，謹此致謝。

VI、參考文獻

- 水土保持局（1992） 水土保持手冊。
- 吳正雄（1989） 林口台地堆積層崩場地優勢植生調查。中華水土保持學報 20(2): 46-54。
- 林信輝、張俊斌（1995） 中橫崩場地植被特性及其優勢植物主要生理反應之研究。中華水土保持學報 26(1): 1-16。
- 林信輝、賴伯薰、曾彥學（2007） 石門水庫集水區崩塌裸露地植被類型。環境綠化 47: 2-13。
- 房性中（1994） 標準貫入試驗N值應用的比較與探討，宏文書局，台北市。
- 陳信雄（2004） 水土保持工程學，臺北市：科技圖書。
- 黃瓊璘、林照松、王炳宗（2004） 敏督利颱風對六龜試驗林林道之影響及復建對策。林業研究專訊 11：(04)。
- 黃瓊璘、林照松、郭耀章、黃國輝（2006） 扇平林道 2k 崩場地調查及道路復建工程。兩岸山地災害與環境保育論文集。中國水土保持學會。第五卷：398-408。
- 黃瓊璘、林壯沛（2006） 土地利用及崩塌對森林生態系水文泥砂特性之影響。第 11 屆海峽兩岸山地災害與環境保育研究論文集 pp：5-15。
- 廖洪鈞等（2002） 臺灣地區道路邊坡崩塌發生機制及防治效益評估方法研究與應用（一），交通部。

- LaHusen, R. G. (1984) Characteristics of management-related debris flow, Northwestern California. Symposium on EFLUES, East-West Center. 139-145.
- Leaf, C. F. (1975) Watershed management in the Rocky Mountain subalpine zone. USDA Forest Service, Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station Research Paper RM-137.31pp.
- Schoeder, W. L., and G. W. Brown. (1984) Debris torrent, precipitation, and road in two coastal Oregon watershed. Symposium on EFLUES, East-West Center. 117-122.
- Troendle, C. A., and R. M. King. (1987) The effect of timber harvest on the Fool Creek watershed 30 years later. Water Resources Research (21) : 1915-1922.

集水區崩塌潛勢動態變化之研究—以蓮華池為例

莊永忠¹ 廖學誠² 黃正良³

【摘要】崩塌潛勢分析於森林集水區經營管理與水土保持上扮演重要角色，故許多以數值地形為基礎之評估模式應運而生，但其多透過地形搭配集流面積進行靜態分析，且具參數複雜等限制，因而無法有效隨降雨、地景變遷等事件呈現動態模擬效果。為彌補此不足，本研究以蓮華池四號及五號集水區為例，透過土壤水份演算模式(Soil Moisture Routing Model, SMR)模擬土壤含水量隨降雨之動態變化，後將分析結果代入可計算邊坡穩定程度之無限邊坡模式，搭配蒙地卡羅模擬進行小尺度動態崩塌潛勢運算，並對照集水區實際崩塌情況反推土壤與植生根部凝聚力參數。研究結果顯示，集水區內具較低安全係數之網格，會隨不同季節降雨與土壤含水量而於面積上呈現動態增減，坡度、土壤凝聚力與植物根部凝聚力則影響安全係數值與其隨降雨變化之幅度。而透過此崩塌潛勢動態模擬流程將有助於分析降雨變化對坡地穩定之影響程度，並可協助決策管理者選擇最適合之土地利用型態。

【關鍵字】：崩塌潛勢、土壤水份演算模式、無限邊坡模式。

Dynamic Change of Landslide Susceptibility in the Lien-Hua-Chih Watersheds

Yung-Chung Chuang¹ Shyue-Cherng Liaw² Jeen-Liang Hwong³

【Abstract】 The analysis of landslide susceptibility in mountainous watersheds has become the focus of watershed management and soil water conservation in recent years. Consequently, many assessment models based on quantitative digital terrain analysis have developed for related applications. Respecting the unavailability of

¹ 加拿大英屬哥倫比亞大學地理學系博士後研究員。

Postdoctoral Fellow, Department of Geography, University of British Columbia, Vancouver, Canada.

² 國立台灣師範大學地理學系教授，通訊作者。

Professor, Department of Geography, National Taiwan Normal University. Corresponding Author.

³ 行政院農委會林業試驗所蓮華池研究中心主任。

Director, Lien-Hua-Chih Research Center, Taiwan Forestry Research Institute.

the relevant factors collection of landslide prediction and the nature dynamic changes of rainfall and landscape, this paper presents a GIS-based modeling approach that includes grid-based Soil Moisture Routing (SMR) model, infinite slope model, and Monte Carlo simulation with probabilistic analysis. The SMR model is a daily water balance model that simulates the hydrology of forested watersheds by combining climate data, a digital elevation model, soil, and land use data, that is commonly used to quantify soil moisture, saturation excess overland flow, and subsurface flow. The infinite slope model is used for slope stability analysis and determining the factor of safety for a slope. This integrated approach of dynamic slope stability analysis was applied to the Lien-Hwa-Chi watershed no. 4 and no. 5 located in Taiwan. Reversal educating method was also used to calculate the soil cohesion and root cohesion through the real landslide situation. The results showed the proportion of susceptible and non-susceptible cells changes spatially and temporally with effective precipitation and soil moisture. Besides, the factor of safety is strongly influenced by slope, root cohesion and soil cohesion. Such dynamic model-based processes could be used to present the great effects upon landslide susceptibility of rainfall intensity, and help decision-makers to choose the most suitable land use.

【 Keywords 】 Landslide susceptibility 、 Soil moisture routing model 、 Infinite slope model.

I、前言

臺灣山坡地地形陡峭，水保法規範之山坡地(含高山地)所占面積比例達全臺灣面積 73.7%，可利用土地面積相當有限。故近年來在平地利用幾乎達飽和且土地需求壓力持續增大之狀態下，人為開發逐漸向山坡地蔓延，然而臺灣山地地質脆弱，加上每年颱風與豐沛雨量影響，使山坡地崩塌事件頻傳，也因此造成公共設施與居民生命財產重大損失。有鑑於此，政府單位依據歷年災害統計數據與發生位置歸納環境敏感區位，研擬水土保持法、森林法與山坡地保育利用條例等相關法令進行管制，並透過劃設特定水土保持區與山坡地可利用限度標準等方式，管制集水區範圍內屬於邊際土地之人為開發，以消除或減少對自然環境之干擾與破壞程度，並降低人為活動範圍與具崩塌危險性區域重疊之機率(柯勇全、陳樹群，2004)。然而上述危險區定義與法令規範範圍雖廣，但多僅

以單一或少量影響因子為依據進行規範，例如山坡地可利用限度標準依據坡度與土壤深度區分可利用或不可利用土地，並未考量地表下水流與土壤穩定之動態變動；而採固定水平距離劃設之保護林帶與濱水緩衝區，則缺乏隨降雨或地表覆蓋區域差異反應逕流生成位置變動之彈性。由於上述法令與經驗法則對不同時期崩塌災害之防治或減災效果不一，故有關山地集水區崩塌屬性調查、成因分析、潛勢等預測長年一直為學者研究重點。

而參照許多坡面穩定與崩塌災害成因探討之前人研究，可發現在具自由端之邊坡上，決定岩塊、岩屑或土壤穩定與否之主要項目為：(1)造成下滑之剪應力(shear stress)，其來源主要包括邊坡岩石、岩屑或土壤重量及外在因子之荷重或應力；(2)邊坡內部所提供之抗剪強度(shear strength)，其來源為岩石、岩屑或土壤因摩擦與膠結作用所產生之凝聚力，或由植物根系所提供之凝聚力(Dietrich *et al.*, 1986；Pack, 1995)。若剪應力與抗剪強度達應力平衡時，則邊坡處於穩定狀態，反之當剪應力大於抗剪強度時，邊坡則開始發生地滑或崩塌等現象。而影響邊坡剪應力與抗剪強度之誘因與控因極多，包括地質(岩層排列組成、岩體內摩擦角)、地形(坡度、坡型)、水文(降雨量、蒸發散、地下水狀態)、地表狀態(覆蓋率、植生種類、根系強度)、土壤屬性(厚度、密度、凝聚力、水力傳導度)與人類活動等因子(Tsukamoto and Noguchi,1982；Gao and Lo,1991；Wu and Sidle, 1995)，其中又以降雨動態變化為主要且影響層面最廣之誘因(Gasmo *et al.*, 2000；Gorsevski *et al.*, 2006；Polemio and Sdao, 1999；Guzzetti *et al.*, 2008；陳本康, 2005)，降雨除造成地質破碎、節理發達或順向坡區域之邊坡崩塌現象外，也會對植生覆蓋之地表造成土壤沖蝕與土體穩定性破壞。在降雨所引發之坡面崩壞類型與機制研究中，Caine (1980)發現延時介於 10 分鐘至 10 天之降雨，其崩塌深度(d)與降雨延時(D)具有 $d = 14.82 \times D^{0.44}$ 之關聯性；Wieczorek (1987) 指出降雨所引發之崩塌大多以淺層土壤滑動及土砂混合形態之土石流為主，發生原因則可能為土壤孔隙水壓增加所造成之抗剪強度降低；而 Campbell (1975) 則發現降雨時期，當表層土壤層入滲率高於下方岩層滲漏速度時，即會於土壤層中產生棲留含水層(perched water)，因而於特定深度形成滑動面，促使土壤塊體崩塌。Guzzetti *et al.* (2008) 則歸納降雨事件對邊坡穩定之主要影響，其指出降雨入滲除使地下水位升高外，同時亦增加非飽和層土壤之單位重量，導致土體下滑力上升，另亦會使土壤抗剪強度降低，使邊坡脆弱部位發生滑動破壞。

表1 與崩塌相關之降雨特性指標列表

Table 1. Rainfall indexes related to landslides

指標	描述	單位	首次提出者
D	降雨持續時間	h/d	Caine (1980)
D _c	臨界降雨事件持續時間	h	Aleotti (2004)
E	累積降雨量；從降雨開始到崩塌發生時之總降雨量	mm	Innes (1983)
E _{MAP}	標準化降雨量；用 MAP ($E_{MAP} = E/MAP$) 標準化之累積降雨量；也稱為標準化暴雨量	-	Guidicini and Iwasa (1977)
C	臨界降雨量；從降雨強度 (t_0) 明顯增加到觸發首個崩塌之時間 (t_f) 內的總降雨量	mm	Govi and Sorzana (1980)
C _{MAP}	標準化臨界降雨量；臨界降雨量除以 MAP ($C_{MAP} = C/MAP$)	-	Govi and Sorzana (1980)
R	日降雨量；崩塌發生當日總降雨量	mm	Crozier and Eyles (1980)
R _{MAP}	標準化降雨量；日降雨量除以 MAP ($R_{MAP} = R/MAP$)	mm	Terlien (1998)
I	降雨強度；降雨事件的平均降雨強度	$\frac{mm}{h^{-1}}$	Caine (1980)
I _{MAP}	標準化降雨強度；降雨強度除以 MAP ($I_{MAP} = I/MAP$)	h^{-1}	Cannon (1988)
I _{MAX}	最大每小時降雨強度	$\frac{mm}{h^{-1}}$	Onodera et al. (1974)
I _p	降雨期間之最大降雨強度，可以從詳細降雨記錄中獲得	$\frac{mm}{h^{-1}}$	Wilson et al. (1992)
$\hat{I}(h)$	最後暴雨期的平均降雨強度；“h”表示考慮的時期，單位是小時，大部分都是從 3~24h	$\frac{mm}{h^{-1}}$	Govi and Sorzana (1980)
I _F	邊坡崩塌時知降雨強度；可以從詳細的降雨記錄中獲得	$\frac{mm}{h^{-1}}$	Aleotti (2004)
I _C	臨界小時降雨強度	$\frac{mm}{h^{-1}}$	Heyerdahl et al. (2003)
I _{FMAP}	標準化的邊坡崩塌時之降雨強度；用邊坡崩塌時之降雨強度除以 MAP ($I_{FMAP} = I_F/MAP$)	h^{-1}	Aleotti (2004)
A(D)	前期降雨量。在觸發崩塌降雨事件之前的總（累積）降雨量；“D”表示考慮的天數	mm	Govi and Sorzana (1980)
A _{MAP}	標準化之前期降雨量；前期降雨量除以 MAP ($A_{MAP} = A/MAP$)	-	Aleotti (2004)
MAP	年均降水量；一個雨量站的長年年均降水量，可以從降雨歷史記錄中獲得；替代局部地區的氣候條件	mm	Guidicini and Iwasa (1977)
RD _S	一年中降雨頻率；雨天的降雨量至少為 0.1mm；一個雨量站的長年年均雨天天數，可從歷史降雨記錄中獲得，以替代局部地區的氣候條件	#	Wilson and Jayko (1997)
RDN	全年雨天平均降水量；一個雨量站的 MAP 與一年中雨天天數的平均值的比值 ($RDN = MAP/RD_S$)	mm/#	Wilson and Jayko (1997)
N	兩個不同地區 MAP 的比值	-	Barbero et al. (2004)

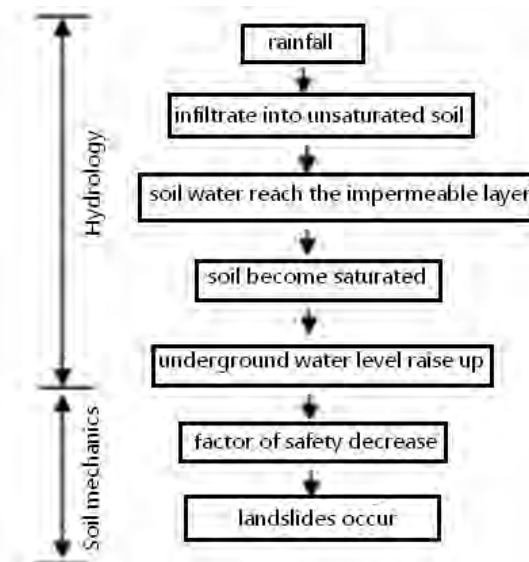
資料來源：Guzzetti *et al.* (2008)

而鑒於降雨乃邊坡崩塌之促發因子，故許多前人研究試圖透過對降雨-崩塌時空特性之分析，找出誘發邊坡崩塌發生之降雨特徵(Caine, 1980；Crozier and Glade, 1999；Guzzetti *et al.*, 2008)。由其結論可發現，降雨因子對坡面穩定程度之主要影響，在於促使土壤飽和度上升，以及促成棲留含水層之發生，而為了解影響程度，故降雨量(mm)、降雨強度(mm/hr)與降雨延時(hr)等指標應運而生(表1)。但總體而言，無論以何種指標或觀點進行降雨對邊坡穩定之影響分析，其主要

目的均在估算邊坡土壤含水量或土壤飽和度之變化，以及不同土壤飽和度在不同條件下造成邊坡不穩定之狀態與類型。也因此，如何在特定之時間與範圍內，估算出影響集水區邊坡穩定性之有效降雨量與土壤飽和度，為研究者必須克服之主要重點。由於上述之降雨入滲，乃至於坡面內部反應，均為互相關聯之連鎖反應，故O' Loughlin (1986)、Montgomery and Dietrich (1994)、Pack *et al.* (1998)等均建議利用物理模式串聯各類影響參數，以完整呈現崩塌事件作用過程。

而臺灣地形陡峭，且颱風與豪大雨所帶來之季節性雨量分布集中，高強度降雨時期由水流所引起之土壤沖蝕、崩塌及土石流等自然災害現象十分嚴重，故以模式類型進行坡面穩定模擬之超前性預測研究眾多，但前人研究多將高強度降雨前期土壤視為完全乾燥或完全飽和，或僅考慮暴雨時期數日內各網格之向下入滲量，而忽略各網格間之地表下水流側向移動，然而邊坡穩定與土壤水份之流動關係密切，若以上述較單純之分析方法評估邊坡穩定性，則可能會高估或低估事件前之土壤含水量，因而造成土壤達飽和時間點、土壤飽和度、土體抗剪強度與邊坡穩定性分析估算上之誤差。

為避免上述之問題，本研究以地理資訊系統為平台連結各類地文因子，並搭配數值高程模型與分布型水文模式，以隨時間變動之降雨為主要變數進行連續性水文演算，估算長期集水區邊坡水文特性(如土壤飽和度變化)。而後探討於不同土壤飽和度下，具滑動面之淺層土壤抗剪強度與安全係數等隨時間改變之狀態與過程，以進行邊坡穩定程度之時變性分析(圖1)。



資料來源：修改自游繁結等(2006)

圖1 降雨造成土體斜面崩壞之過程

Fig. 1 The process of rainfall-induced shallow slope failures.

另一方面，有鑒於地表質生根系具有提高邊坡穩定程度與土壤加勁之能力(陳信雄，1995)，但吾人並無法獲知不同地形與降雨條件下，特定植生根系對邊坡穩定所造成之影響是否顯著，以及某地形應採何種植生覆蓋較能維持邊坡穩定。故本研究亦以蓮華池 4 號與 5 號集水區為例，對照模式與實際崩塌情況，以反推方式推算不同降雨狀態與土壤飽和度下，維持邊坡穩定所需之單位面積最小土壤凝聚力與植生根部凝聚力，如此即可對照不同植生根系凝聚力之實驗數據，選擇適當之地表覆蓋與土地利用方式。

II、研究區介紹

本研究以林業試驗所蓮華池 4 號集水區與 5 號集水區為研究區。兩集水區均位於南投縣魚池鄉(圖 2)，屬淺山丘陵地帶，地質組成為新生代第三紀砂岩層及頁岩層，地質屬白冷層及位於其上之水長流層，白冷層主要以厚層至塊狀粗粒或白色礫質的石英岩質砂岩為其特徵，其中夾有灰色緻密砂岩和暗灰色硬頁岩或板岩互層，中上部則具數層薄煤層或炭質頁岩；水長流層組成岩層則以暗灰色或黑灰色頁岩或硬頁岩為主要岩性，偶間夾薄層至暗灰色細粒泥質砂岩或粉砂岩(黃鑑水等，2000)；土壤方面，蓮華池 4 號與 5 號集水區表土為灰褐色砂質黏壤土，底土黏質夾有岩石碎塊(葛錦昭等，1978)。研究試區年平均降雨量約為 2,181 mm，5-9 月降雨量較多，佔全年降雨量 78.7%，可視為濕季，10 月至翌年 4 月降雨較少，佔全年降雨量 21.3%，可視為乾季，年降雨量雖豐沛，但乾濕季分明，年均溫為 20.8 °C，年平均蒸發散量為 1,033 mm，年平均相對濕度達 85.6%(林業試驗所，1997)。蓮華池 4 號(LHC-4)與 5 號(LHC-5)集水區面積分別為 5.86 ha 及 8.39 ha，海拔高介於 720 m 至 790 m，平均坡度為 40%左右。蓮華池 4 號集水區植生為 30 年生杉木人工林，5 號集水區則為天然闊葉林。

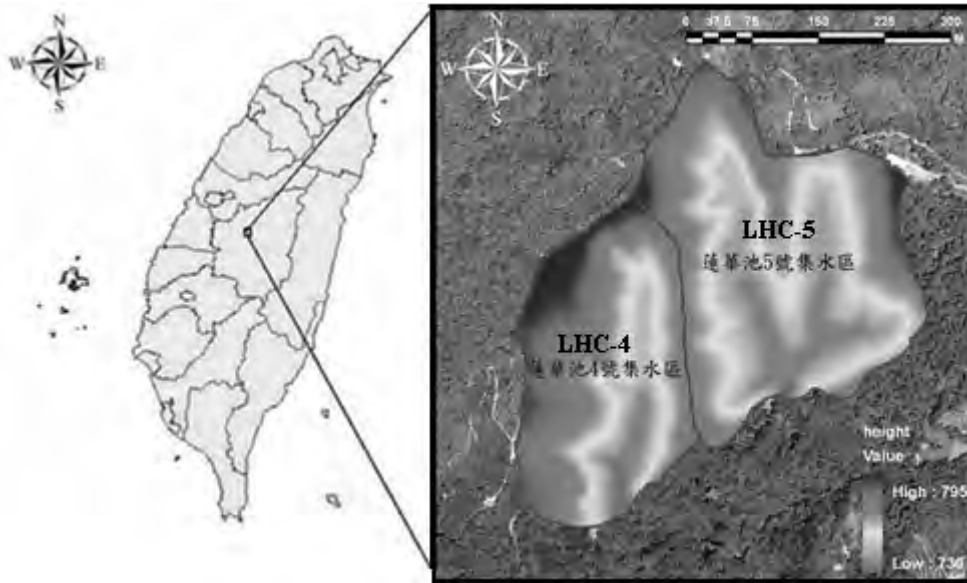


圖 2 蓮華池 4 號與 5 號集水區

Fig.2 Maps of the Lien-Hwa-Chi watersheds No.4 and No.5.

III、研究流程與方法

因降雨為觸發崩塌之主要因子之一(Sidle *et al.*, 1985)，且具季節性或短期變化之特性，故若能將其影響量化納入邊坡穩定模式中進行模擬估算，將有助於了解崩塌潛勢之變化，並提升災害防治效果。基於此，本研究將降雨列為影響崩塌之主要因素之一，並說明研究流程與方法如下：

(一)使用土壤水份演算模式(SMR)估算土壤飽和度

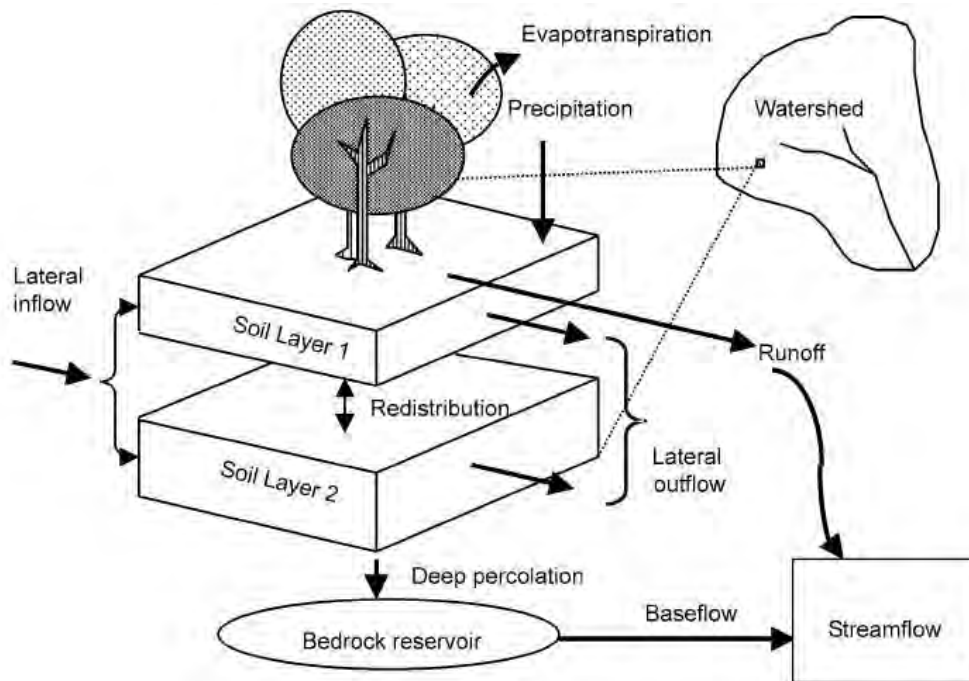
土壤水份演算模式(SMR)主要原理根據為 Steenhuis *et al.*(1986)所提出之淺層土壤水份移動模式，而後 Zollweg (1994)於地理資訊系統(Geographic Information System, GIS)之 GRASS 平台(U.S. Army CERL, 1991)上將其改寫為可模擬水文特性空間分布之演算模組。其整合多種與集水區水文收支相關之自然現象模式，例如蒸發散、地表下水流移動、大孔隙流，甚至融雪現象，並發展成為一套半分布型水文模式(Brooks *et al.*, 2007; Frankenberger *et al.*, 1999; Zollweg *et al.*, 1996)。

土壤水份演算模式採集水區內所切割出之單一網格水文收支會達到平衡之現象，作為運算概念主軸(圖 3)，其中土壤層 1 設定為受地表植生根系影響之土壤層(Active Root Zone)；土壤層 2 為不受地表植生根系影響之土壤層(Inactive Root Zone)；最下層則為底岩或地下水面以下之飽和含水層，箭號則代表水份傳遞之方向。

而單位網格中各層土壤每日之水文收支平衡式如式(1)(Marchant *et al.*, 2006; Mehta *et al.*, 2004; Zollweg *et al.*, 1996)：

$$D_i \frac{d\theta_i}{dt} = P - ET_i + \frac{\sum Q_{in,i} - \sum Q_{out,i}}{A} - L_i - R_i \quad (1)$$

式 1 中， i 為網格位置， D_i 為單位網格內由土壤表層至底岩岩床之深度 [m]， θ_i 為該日單位網格內平均含水程度 [m^3/m^3]， P 為當日降雨與融雪深度 [m]， ET 為當日實際蒸發散量 [m]， $\sum Q_{in,i}$ 為周圍上坡網格當日側流之流入總水量 [m^3]， $\sum Q_{out,i}$ 為當日側流流出至周圍下坡網格之總水量 [m^3]， L_i 為該土壤層滲入下層土壤之水深 [m]， R_i 代表地表逕流 [m]， A 則為網格面積 [m^2]。而透過式 1，以日作為單位進行運算，即可以連續疊代方式求得集水區全域每日之土壤水份變化。



資料來源：Mehta *et al.* (2004)

圖 3 土壤水份演算模式概念圖

Fig.3 Conceptual map of soil moisture routing model.

而在土壤水份演算模式參數輸入方面，除集水區之數值地形模型，以及每日之降雨、氣溫與蒸發散資料外，影響最重大之參數主要為土壤層屬性。若依據蔣先覺等(1994)撰寫「臺灣高山森林土壤形態、性質與分類」之調查報告敘述，蓮華池地區土壤屬典型濕潤極育土(Typic Paleudults)，土壤特徵在於具備明

顯之淡色表育層(Ochric Epipedon)及粘聚化育層(Argillic Horizon)。本研究以此調查報告中之土壤資料為主，對照 Soil and Water Laboratory (2003)對各類型土壤基礎屬性之設定，並參酌蓮華池土壤試驗相關文獻(陳明杰，1993；陳明杰、何正品，1996；黃正良等，2003；陳明杰、黃禱慧，2007；洪志遠，2007)，以此為修正依據設定土壤之深度、含石量、孔隙率、田間含水量、萎凋點與不同土壤深度之平均飽和水力傳導度等參數(表 2)，以供模式估算蓮華池 4 號與 5 號集水區之土壤飽和度動態變化之用。

表 2 蓮華池 4 號與 5 號集水區土壤屬性設定表

Table 2. Soil properties of the Lien-Hwa-Chi watershed No.4 and No.5.

Layer Number	Depth (mm)	Rocks and Gravels Content (%)	Organic Matter Content (%)	Porosity (%)	Residual Water Content (%)	Permanent Wilting Point (%)	Available Water Capacity (%)	Water content at field capacity (%)	Water content at saturation (%)	Maximum available water content (%)	Potential evapotranspiration limit (%)	Macropore Drainage Limit (%)	Hydraulic Conductivity at saturation (vertical) (mm/d)	Hydraulic Conductivity at saturation (horizontal) (mm/d)
1	180	5	7.2	59.4	1.5	10.5	19.5	30	59.4	48.9	19.5	19.5	6653	22334
2	450	10	2.4	54.6	2.7	10.5	14.5	25	54.6	44.1	15.4	15.4	458	1702
3	1000	30	0.9	35.5	4.1	9	6	15	30	29.4	11	11	46	170

(二)連結土壤飽和度與邊坡穩定評估模式

在求得土壤飽和度之長期變化後，本研究即將其代入邊坡穩定評估模式進行連結。而本研究中邊坡穩定模式所採用之理論架構，主要為摩爾-庫倫破壞準則(Mohr-Coulomb failure criteria) (Mohr, 1900)，其設定一斜面邊坡上之物體材質主要受到：(1)下滑剪應力(τ)；(2)總應力(σ)；(3)孔隙水壓力(u)；(4)抗剪強度(S)；與(5)重力(G)所影響(Mohr, 1900) (圖4)，沿滑動面之剪力強度如下：

$$\tau = C + (\sigma - u) \tan \phi \quad (2)$$

其中($\sigma - u$)為物體材質破壞時，破壞面上之有效總應力， ϕ 為物體材質內摩擦角， C 為物體材質有效內聚力。而若將此式所描述之對象轉換為滑動面上之邊坡土壤，則 C 則可視為土壤凝聚力(C_s)與植物根系凝聚力(C_r)之總合(假設根系凝聚力為獨立應力，不影響土壤既有之有效凝聚力及內摩擦角，且含根土壤之破壞模擬亦適用於土壤破壞定律)。土壤凝聚力之定義，為土壤於自身土粒幾何排列之緊密度及作用力影響下，所產生之凝聚現象；而植生根系凝聚力則為植物根部所提供之拉力強度或抗剪強度。 ϕ 則為邊坡土體之內摩擦角(Sidle, 1992；Dietrich *et al.*, 1995)。在坡度為 θ ，土壤厚度為 Z 之情況下(圖4B)：

$$\sigma = \gamma Z \cos \theta \quad (3)$$

$$S = \gamma Z \sin \theta \quad (4)$$

故若知滑動面以上之土壤厚度 Z 、土壤塊體單位重 γ 與坡度 θ ，則可單純以土壤塊體重量之概念計算滑動面上之土體或岩體是否穩定。而在 Montgomery and Dietrich (1994)之研究中，認為崩塌是由地表下水流所控制，故可結合水文模式和力學模式，來顯示邊坡不穩定之網格，並估算崩塌機率與潛勢。其利用式(2)、式(3)與式(4)，將此土壤力學平衡式轉換為邊坡穩定評估式(5)：

$$\gamma_s Z \cos \theta \sin \theta = C + (\gamma_s Z \cos^2 \theta - \gamma_w z_w \cos^2 \theta) \tan \theta \quad (5)$$

其中 γ_s 為土壤單位重， Z 為土壤厚度， γ_w 為水單位重， z_w 為地下水位高度。

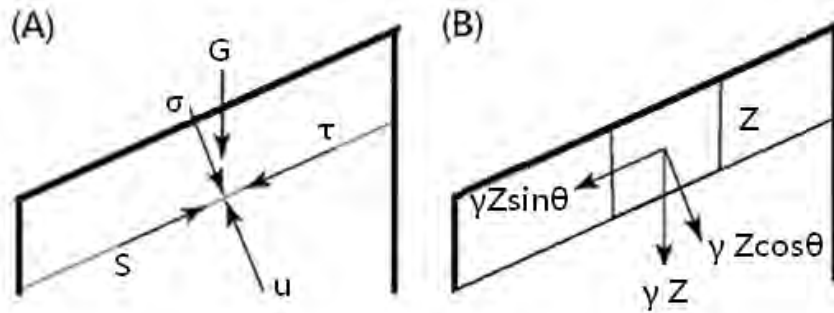


圖 4 (A)斜面土體受力與(B)下滑分力示意圖

Fig.4 (A)A balance force achieve of slope; (B)The division of the slide force.

後續研究中，Pack *et al.* (1998)則進一步套用 Ritter *et al.* (1995)之安全係數概念(安全係數=阻抗下滑之力/下滑力)，將 Montgomery and Dietrich (1994)之邊坡穩定評估式，以無限邊坡理論轉換為式(6)，並被廣泛應用於邊坡穩定性之評估，其式為：

$$FS = \frac{(C_r + C_s) + [\rho_s(D - D_w) + (\rho_s g - \rho_w g) D_w] \cos^2 \theta \tan \phi}{\rho_s g \cos \theta \sin \theta} \quad (6)$$

式(6)中， C_r 為植物根系凝聚力(N/m²)， C_s 為土壤凝聚力(N/m²)， θ 為坡度， ρ_s 為土壤濕密度(kg/m³)， ρ_w 水密度(kg/m³)， g 為重力加速度(9.81 m/s²)， D 為土壤厚度(m)， D_w 為土壤層內地下水垂直高度(m)， ϕ 為土壤內摩擦角。而為求簡化，故將土壤垂直厚度 Z 使用垂直於邊坡之土壤厚度 h 取代表示(圖 5)，其轉換如式(7)：

$$h = Z \cos \theta \quad (7)$$

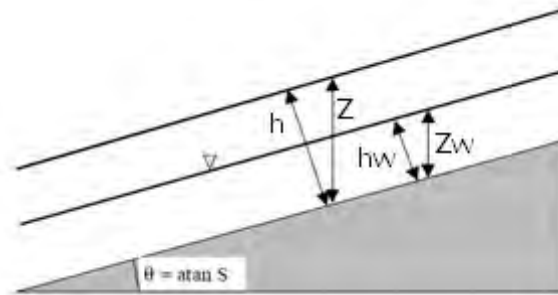
接著以 r 代表水與土壤之相對密度，替換式(6)中之 ρ_s 與 ρ_w ，一般 r 值約介於 0.35 至 0.7(黃誌川、徐美玲，2003)；另外以 w 代表地表下水位高度與土壤厚度之比值(介於 0 與 1 間)，該值於意義上即等同土壤飽和程度，可透過分布型土壤水份演算模式演算得出，如式(8)所示：

$$w = D_w / D = h_w / h \quad (8)$$

除此之外，亦使用參數 C 表示土壤凝聚力 c_r 與植物根部凝聚力 c_s 之總和，即等同土壤與植物根系對邊坡穩定之貢獻總和，如式(9)：

$$C = (c_r + c_s) / (h \rho_s g) \quad (9)$$

其中 $h \rho_s g$ 即等於單位面積土體所承受之重量，透過此轉換程序，即可以無因次數值 C 之方式，在地理資訊平台上呈現網格單元之土體總凝聚力(Pack *et al.*, 1998)。



資料來源：Pack *et al.* (1998)

圖 5 無限邊坡穩定模式示意圖

Fig. 5 Infinite slope stability model schematic.

綜合上述各式，可將 FS 簡化為無因次形式之安全係數模式，如式(10)，其中 ϕ 與 θ 可透過網格式數值高程模型得出，而 C 、 w 、 r 與 $\tan \phi$ 則須視試驗區降雨、土壤與地質層性質而定。運算結果中，若該網格之安全係數小於 1，代表抗剪強度(shear strength)低於剪應力(shear stress)，邊坡即會產生沿滑動面下移之塊體運動(Hammond *et al.*, 1992；黃誌川、徐美玲，2003)。依照此法對集水區各網格逐一進行運算後，即可求出無限邊坡模式下各網格之安全係數。

$$FS = \frac{C + \cos^2(\theta - w r \tan \phi)}{\sin \theta} \quad (10)$$

而在參數設定方面，林又青(2003)提出台灣一般 c_s 值介於 0 kN/m^2 至 25 kN/m^2 ， ϕ 介於 20 度至 40 度。蔡光榮(1994)調查南部泥岩坡地根系力學研究

則發現，無植生坡地 c_s 值在 17 kN/m²到 25 kN/m²左右， φ 介於 18 度至 25 度。此雖然為實測數值，但由於自然界時時處於動態變動，加上人為採樣與試驗過程之擾動，故實際上 C、r 與 $\tan \varphi$ 均非固定值，而多會隨時間或地點而起伏變動，為具有上下值域範圍之參數。以本研究為例，C 值選取範圍為 0.3 至 0.6，並以 0.3、0.4、0.5 與 0.6 四個等級分別代入進行模擬，至於土壤飽和度 w 則使用土壤水份演算模式模擬得出之土壤飽和度運算結果進行輸入，內摩擦角為參考陳本康(2005)(25.7 度至 36.3 度)與黃誌川、徐美玲(2003)(20 度至 40 度)之設定值，取 25.7 至 36.3 之間，r 值則取 0.35 至 0.7(黃誌川、徐美玲，2003)，由於各組參數均為一組範圍數據，故各網格產出之安全係數亦非定值，無法以單純無因次絕對值方式呈現。也因此，本研究以機率概念之崩塌機率(landslide probability, LP)來取代原有之安全係數，其定義崩塌機率等於該網格安全係數最大值小於 1(即達不穩定程度)之機率(式 11)。而若該網格安全係數最大值小於 1 ($FS_{\max} < 1$)，則崩塌潛勢機率則定義為 1(等同 100%)，其式如下：

$$LP = \text{Prob} (FS < 1) \quad (11)$$

一般而言，吾人可透過蒙地卡羅重複模擬來獲得崩塌機率值，當重複模擬之次數越多，其崩塌機率越會收斂至一準確數值。本研究即採用蒙地卡羅模擬，針對上數設定之模擬區間，以隨機變數之方式生成10,000組參數組合進行重複運算(Beven and Binley, 1992)，按照此方式，即可將變動範圍內具參數不確定性之安全係數，轉換為機率概念之崩塌機率加以呈現，而定義出發生邊坡不穩定性機率較高之區域。如此除可考量參數變動性外，亦可將絕對量化之安全係數值，轉換為集水區經營管理上較易使用之發生機率圖層。

(三)利用反推法評估集水區邊坡維持穩定所需之土壤凝聚力與植生根部凝聚力

而在輸入參數進行集水區內各網格之崩塌潛勢估算後，本研究即可將模擬結果對照實際崩塌情況，以反推方式推算蓮華池4號與5號集水區於不同降雨狀態與土壤飽和度下，維持邊坡穩定所需之最小土壤凝聚力與植生根部凝聚力，而後即可對照不同植生根系凝聚力之現場實測數據，評估該集水區內不同區域之植生覆蓋是否能於降雨變動之情況下達到穩定邊坡之效果，其分析結果亦可提供未來集水區農路開發、造林更新以及崩塌地植生復育工作之參考。

IV、結果與討論

本研究以 1993 與 1994 兩年為例，針對蓮華池 4 號與 5 號集水區分別模擬逐日之過飽和漫地流生成機率與土壤飽和度變化。圖 6 與圖 7 分別為蓮華池 4 號與 5 號集水區 1994 年全年度模擬流量與實測流量差異，以及該年度降雨之時間分布。由圖 6 與圖 7 可看出模式模擬結果與實測降雨具高度時間相關，代表模式運算能有效且即時反應降雨輸入。而模擬與實測流量間，除 1994/6 /15 至 1994/7/31 這段時間外，其水文歷線變化趨勢與高流量之峰值大小亦大致符合，顯示土壤水份演算模式對小集水區較高強度降雨具有不錯之流量模擬效果，其中由於蓮華池 5 號集水區面積較大(8.39ha)，故其模擬流量亦較蓮華池 4 號集水區(5.86ha)為高。而若以統計分析角度觀之，表 3 呈現蓮華池 4 號與 5 號集水區於 1994 年與該年內 3 個時期之流量模擬效度。檢核 1994 年統計分析結果，可發現土壤水份演算模式於兩集水區均達 80%以上之模擬效度。其中蓮華池 4 號集水區之 Nash- Sutcliffe 效度指數(Ef)達 0.87(表 3)，蓮華池 5 號集水區則達 0.80，屬於中高效度。但由於 Nash-Sutcliffe 效度指數容易受少數流量極大值影響，故若流量極大與極小值差異過大，以年尺度觀之則無法顯現中低流量時之模擬精度。有鑑於此，本研究依據乾季與濕季，將 1994 年分為 1-4 月、5-8 月，以及 9-12 月三個時期分別進行比較。由表 3 可知，兩集水區在降雨量與流量極小之 1-4 月，其 Nash-Sutcliffe 效度指數均為負值，此顯示在小集水區，分布型土壤水份演算模式對長期土壤處於未飽和狀態之乾季，其模擬效度並不佳；但在具有較高降雨強度之 5-8 月，以及處於濕季雨峰後之 9-12 月，其模擬效度均達 80%以上。換言之，本研究所使用之分布型土壤水份演算模式，較適用於土壤飽和度較高之區域與降雨量較高之濕季。

表 3 蓮華池 4 號與 5 號集水區之模擬流量統計檢定

Table 3. Evaluation of simulated streamflow in the Lien-Hwa-Chi watershed No.4 and No.5.

		平均流量(cms)	最高流量(cms)	最低流量(cms)	Ef
蓮華池4號集水區	1994年全年	0.0039	0.2550	0.0001	0.87
	1994年1月-4月	0.0008	0.0068	0.0002	-6.61
	1994年5月-8月	0.0094	0.2550	0.0003	0.83
	1994年9月-12月	0.0015	0.1200	0.0001	0.98
蓮華池5號集水區	1994年全年	0.0051	0.2601	0.0002	0.80
	1994年1月-4月	0.0010	0.0088	0.0002	-5.87
	1994年5月-8月	0.0128	0.2601	0.0004	0.72
	1994年9月-12月	0.0017	0.1316	0.0002	0.98

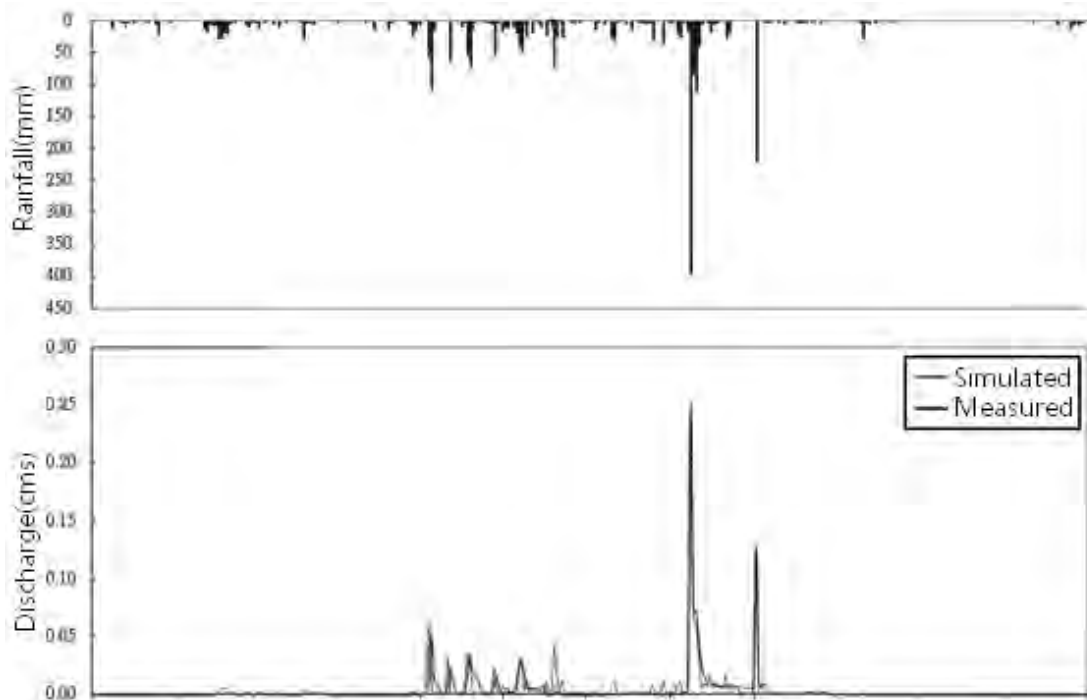


圖 6 蓮華池 4 號集水區 1994 年全年度模擬流量與實測流量比較圖
(紅色為模擬流量，黑線為實測流量)

Fig.6 Simulated and observed hydrograph comparison in the Lien-Hwa-Chi watersheds No.4.

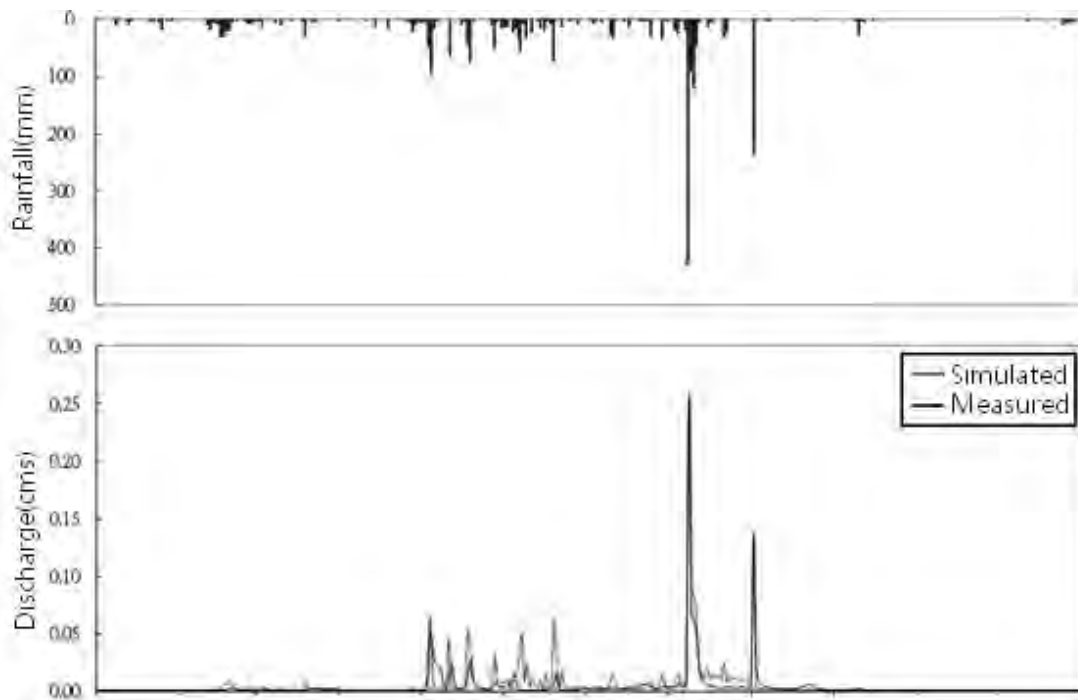


圖 7 蓮華池 5 號集水區 1994 年全年度模擬流量與實測流量比較圖
(紅色為模擬流量，黑線為實測流量)

Fig.7 Simulated and observed hydrograph comparison in the Lien-Hwa-Chi watersheds No.5.

在檢核模式模擬效度後，本研究抽取 1994 年 3 月、6 月、9 月與 12 月之土壤飽和度空間分布數據以代表 4 個季節之土壤水文特性差異，由圖 8 與圖 9 可清楚呈現不同季節之土壤水份空間動態變化。蓮華池 4 號及 5 號集水區於 1994 年 5 月至 8 月之高降雨強度月份（單月平均總降雨量均大於 300 mm）時，雖平均蒸發散量亦較高，但集水區範圍內各網格之土壤達暫時性飽和，或生成過飽和漫地流之月平均機率明顯高於其他月份，且相對高值受地形影響，多位於河道與谷系；而冬春兩季之平均月總降雨量較低（均小於 100 mm），故月平均過飽和漫地流生成機率 相對高值之網格分布面積較小。

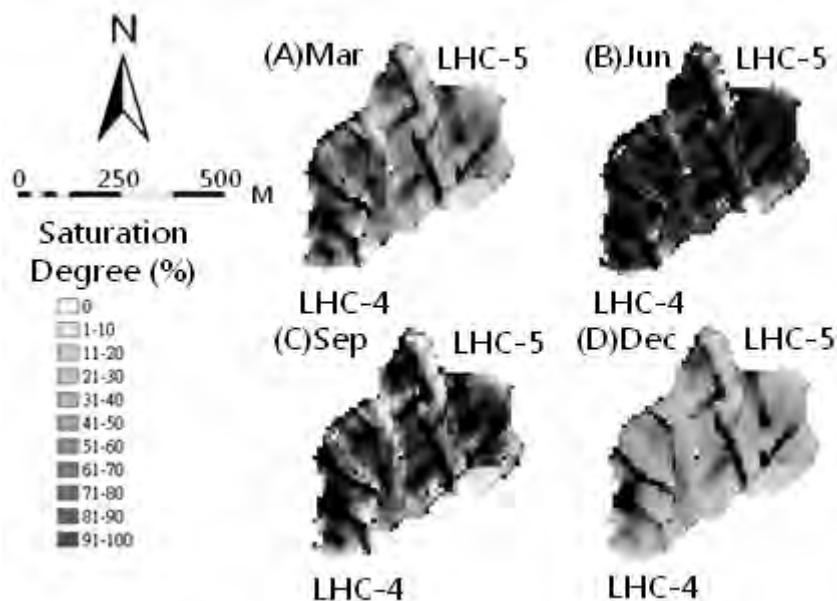


圖 8 蓮華池 4 號與 5 號集水區不同月份之土壤飽和度空間分布

Fig.8 Distribution of monthly average saturation degree in the Lien-Hwa-Chi watershed No.4 and No.5.

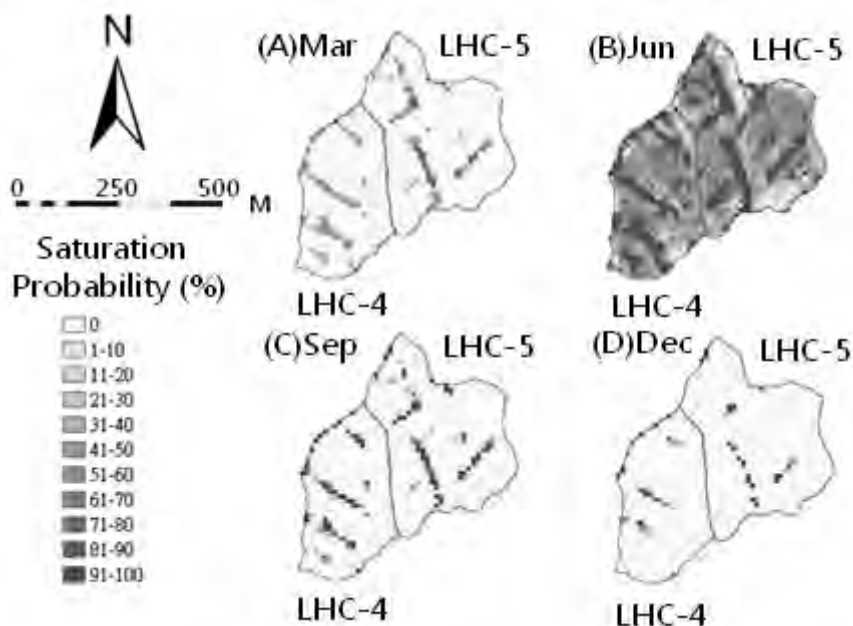


圖 9 蓮華池 4 號與 5 號集水區不同月份之月平均過飽和漫地流生成機率

Fig.9 Distribution of monthly average saturation probability in the Lien-Hwa-Chi watershed No.4 and No.5.

而後將集水區內各網格之 w 值代入無限邊坡模式，並依據不同設定等級之 C 值，以及 r 、 $\tan \phi$ 值域進行蒙特卡羅重複模擬，最終得出各月份之邊坡穩定安全係數(FS)與崩塌機率(LP)(圖 10)。由圖 10 可發現，邊坡較穩定之部位均位於坡度較平緩之谷底或緩坡帶，而較不穩定之部位，則為集水區內較陡之邊坡中段與集水區邊界鄰近道路處，此代表除土壤潤濕程度外，坡度陡緩與道路修築對邊坡穩定之影響極深。而相同位置於不同月份之坡地安全係數亦有所變化，蓮華池 4 號與 5 號集水區於高降雨強度之 6 月，其整體坡地安全係數明顯降低，崩塌潛勢大幅提高，但緩坡區域之相對變化較小，此亦證實同一降雨事件會對同一集水區不同位置產生不同影響。而在兩集水區之崩塌潛勢變化率比較方面，由圖 10 則可發現在 4 個月份，蓮華池 4 號集水區之高崩塌潛勢網格所佔面積比例均較高，且各月份間變動程度明顯較蓮華池 5 號集水區為低。由於廖學誠等(1998)曾針對蓮華池 4 號與 5 號集水區於諾瑞斯暴雨時期之水文反應進行比較，發現兩集水區在颱風暴雨(390mm)情況下具有相似水文反應；而莊永忠等(2007)利用地形指標探討蓮華池 4 號與 5 號集水區水文相似度亦得出相同結論。故由此可得出在相同水文反應變化率下，蓮華池 4 號集水區因整體平均坡度($\tan \beta=0.40$)較蓮華池 5 號集水區略陡($\tan \beta=0.38$)，故較易因地形因素而提升崩塌潛勢。

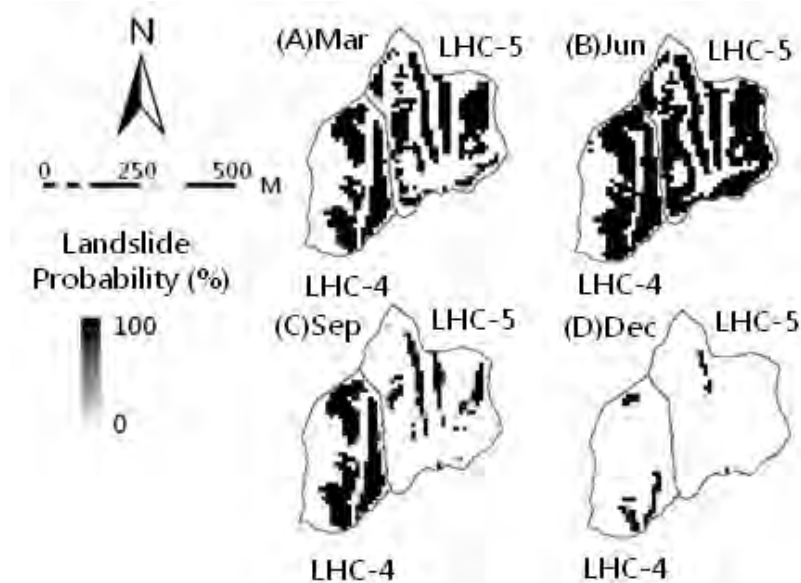


圖 10 蓮華池 4 號與 5 號集水區不同月份之崩塌潛勢(土壤凝聚力與植生根部凝聚力總和為 0.3)

Fig.10 Distribution of monthly average landslide probability in the Lien-Hwa-Chi watershed No.4 and No.5. (The sum of soil cohesion and root cohesion are 0.3)

在比較兩集水區崩塌潛勢之差異後，本研究進一步針對參數設定之正確性，對照歷年正射影像與實際現場狀況進行逐筆參數檢核。可發現蓮華池 4 號與 5 號集水區之地表覆蓋完整，並無任何崩塌現象發生，故圖 10 設定 C 值為 0.3 之模擬結果並不符合實際情況，鑒於此，本研究透過參數重複試驗結果，以

反推方式求算合理之 C 值。圖 11 即為於各種 C 值設定下(0.3、0.4、0.5、0.6)，1993 年與 1994 年各月份之安全係數與坡度對應圖。透過此對應圖可進行：(1)在假設 r 與 φ 值域正確之情況下，反推求合理之 C 值；(2)推算不同坡度下之安全係數分布範圍；(3)檢核不同降雨強度下之安全係數變動等三項分析。由圖 11 可看出，蓮華池 4 號集水區與蓮華池 5 號集水區於不同降雨情況下之安全係數分布雖具差異，但大致相近，代表兩集水區之地形與水文狀態差異性有限。而安全係數小於 1(代表邊坡不穩定)之網格數量會隨 C 值設定增加而減少，顯示當土壤凝聚力與植生凝聚力上升時，邊坡穩定程度亦會隨之提升，且 C 值越高，同一位置於不同降雨情況下之安全係數變動率亦會由約 ± 3 ，減小為約 ± 2 ，此證實地表植生對集水區土砂捍止與邊坡穩定具有正向效果。而隨坡度升高，安全係數值則會呈現先急後緩之下降趨勢，並以 15 度至 25 度為大致分界，大於 25 度後之安全係數值變化不大，且點數量較少，此代表蓮華池集水區整體地表平緩且地表複雜度較低。而由圖 11G 與圖 11H 可知，當 C 值調升至 0.6 時，蓮華池 4 號集水區與蓮華池 5 號集水區全體即可達到安全係數大於 1 之邊坡穩定程度，故吾人即可透過此無因次數據與式(9)($C = (C_r + C_s) / (h\rho_s g)$)，反推維持集水區邊坡穩定之最小土壤凝聚力與植生根部凝聚力。

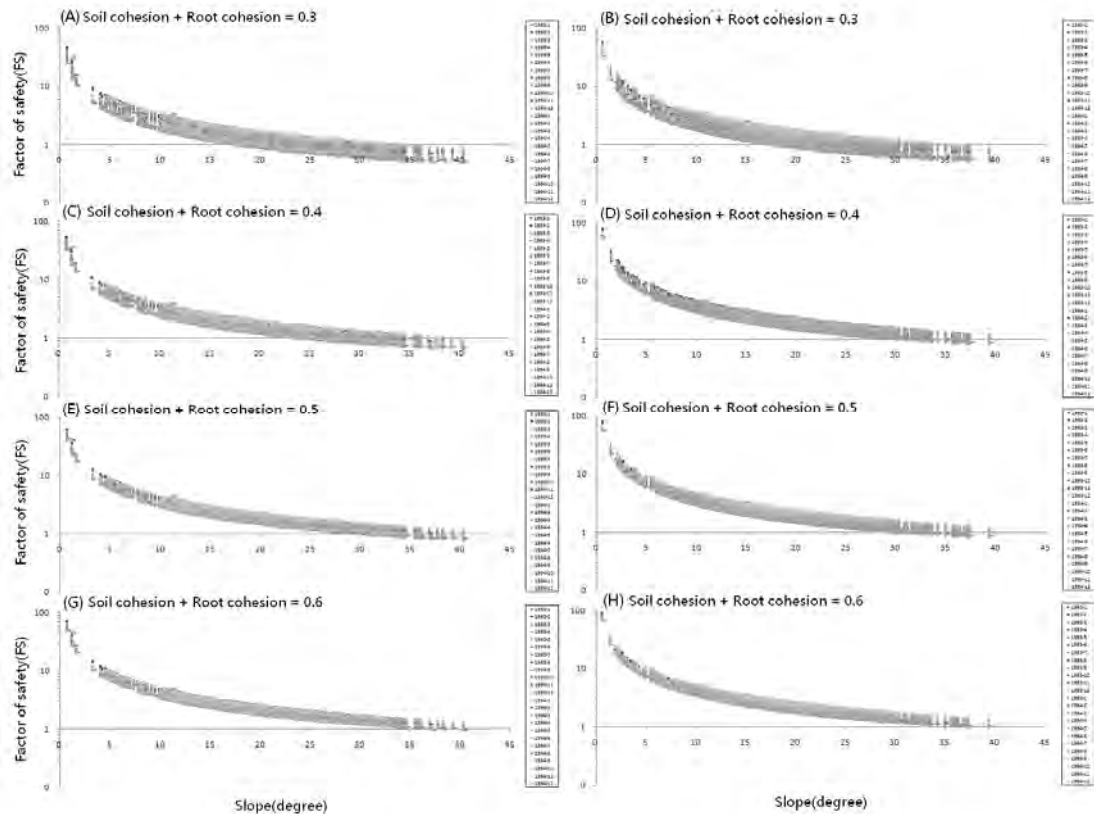
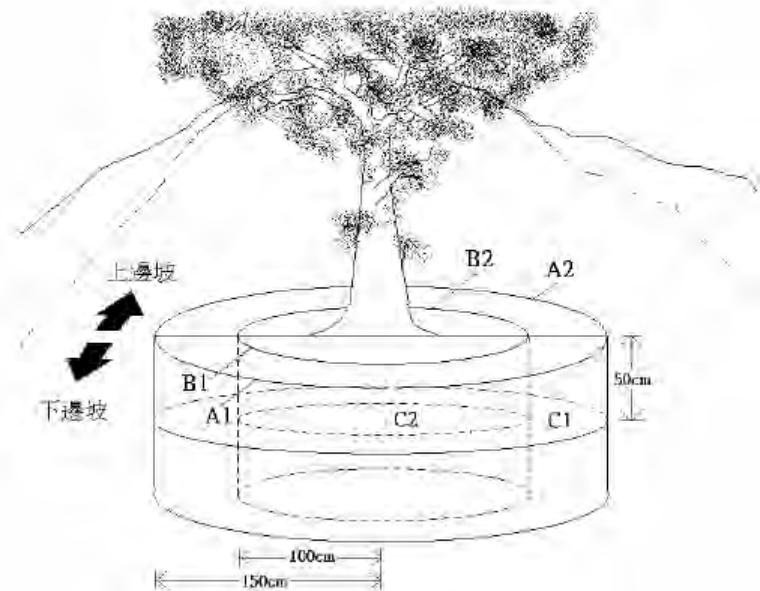


圖 11 蓮華池 4 號與 5 號集水區不同月份之坡度-月平均坡地安全係數對應圖

Fig.11 The slope degree and the monthly average safety factors in the Lien-Hwa-Chi watershed No.4 and No.5.

由上述反推法推得使蓮華池4號與5號集水區均不發生崩塌之最小合理C值(C=0.6)後，吾人即可參考此臨界C值進行邊坡穩定工程或復育。以吳正雄(1990)於南投縣蓮華池進行台灣杉為根力分析調查數據(表4)為例，其顯示台灣杉之剖面根力強度總和約介於1626.68(kgf/m²)至3077.33 (kgf/m²)之間(等同16.26 kN/m²至30.77 kN/m²)，而土壤單位重一般則介於14kN/m³至19kN/m³之間(蔡攀鰲，2001)，本研究則假設為18kN/m³。故在土壤深度1m範圍內，即使土壤凝聚力c_s設定為0，其C值仍會高於0.6(計算式為 $C = (C_r + C_s) / (h\rho_s g) = ((16.26 \text{ kN/m}^2) / (18 \text{ kN/m}^3 \times 1 \text{ m}) = 0.903)$)，顯示蓮華池4號與5號集水區若維持現有地表植生覆蓋，則不論於何種降雨強度下，根系凝聚力在1m深度之淺層邊坡均能發揮維持邊坡穩定之功能。但若蓮華池集水區之降雨入滲有效土壤深度為2 m，其C值將大幅降低為0.45，此時則可能會發生邊坡失穩之情形，此代表植生根系有效影響範圍僅限於較緩之淺層崩塌，但仍具有有效提升安全係數之功能。

總體而言，透過本研究之分析流程，已可有效分析不同降雨情況下集水區邊坡穩定性之變化，亦可以量化方式呈現地表植生覆蓋對邊坡穩定造成之影響。而未來亦可應用此方式於其他不同地形或不同類型集水區，以推估最適合該集水區之地表覆蓋或開發方式。



資料來源：吳正雄(1990)

圖 12 土壤剖面 A1、A2、B1、B2、C1、C2 示意圖(採部份挖掘法，在地表下以樹根部幹軸為圓心向外分別畫出半徑為 100cm 之 B 剖面以及 150cm 之 A 剖面，其中再將坡面上段與下段區分為 A2、B2 以及 A1、B1，並取地表下 50cm 處取 100cm 以及 150cm 之半徑為圓周之圓為 C1、C2 剖面)

Fig.12 The soil profile A1, A2, B1, B2, C1, C2

表4 台灣杉各剖面計算根力強度

Table 4. The root cohesion of *Taiwania cryptomerioides* in every soil profile.

項目 剖面	拉力強度 (kg)	根斷面積 Ar (cm ²)	平均拉力 強度Tr (kgf/cm ²)	根面積比 Ar/As	單位拉力 強度Tr (kgf/m ²)	K	根力強度 ΔS (kgf/m ²)
A1	1990.82	8.5328	233.31	2.9427×10^{-4}	686.57	1.12	768.96
A2	2322.72	31.1790	74.50	6.6197×10^{-4}	493.14	1.12	552.32
C1	1927.36	21.8539	88.19	3.0919×10^{-4}	272.68	1.12	305.40
合計	6240.36	61.5657			1452.39		1626.68
B1	2714.20	22.2068	122.22	7.0722×10^{-4}	864.39	1.12	968.12
B2	3985.95	75.9987	52.45	24.2034×10^{-4}	1269.41	1.12	1421.74
C2	1927.36	21.8539	88.19	6.9598×10^{-4}	613.81	1.12	687.47
合計	8627.51	120.0594			2747.61		3077.33

資料來源：吳正雄(1990)

V、結論

本研究鑒於前人研究之集水區崩塌潛勢預測多採靜態指標或短期暫態模式，以至於無法有效進行長期預測，故以蓮華池 4 號及 5 號集水區為例，透過模擬 1993-1994 年之集水區水文特性，以獲取影響邊坡穩定之土壤飽和度動態變化；後將分析結果代入無限邊坡模式，搭配蒙地卡羅之重複模擬，進行小尺度動態崩塌潛勢運算。研究結果顯示，集水區內具較高崩塌潛勢之網格，會隨季節與時間降雨，而於面積上呈現動態增減，而坡度、土壤凝聚力與植生凝聚力則影響高崩塌潛勢網格之分布位置與密度。另透過參數反推法得知，在假設土體單位重為 18 kN/m^3 之情況下，若欲維持蓮華池集水區邊坡穩定，則土壤與植生根部凝聚力之總和至少需 10.8 kN/m^2 。而透過此崩塌潛勢動態模擬流程將有助於分析降雨變化對坡地穩定之影響程度，並可協助決策管理者選擇最適合之土地用用型態。

VI、參考文獻

- 吳正雄 (1990) 植生根力與坡面穩定關係之研究，國立台灣大學森林學研究所博士論文。
- 林又青 (2003) 生態工法於坡趾穩定之初步分析與應用，國立臺灣大學土木工程學研究所碩士論文。

- 林業試驗所 (1997) 林業試驗所蓮華池分所氣象資料(1961-1996)，林業叢刊第 76 號。
- 洪志遠 (2007) 蓮華池集水區不飽和土壤的水力特性，國立臺灣大學森林環境暨資源學系碩士論文。
- 柯勇全、陳樹群 (2004) 特定水土保持區之過去、現在與未來，中華水土保持學報，35(2)：165-174。
- 黃誌川、徐美玲 (2003) 森林集水區邊坡穩定性評估-以蒙地卡羅模擬無限邊坡模式之參數，地理學報，33:1-18。
- 黃鑑水、謝凱旋、陳勉銘 (2000) 五萬分之一臺灣地質圖說明書-埔里，經濟部中央地質調查所。
- 陳本康 (2005) 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學系博士論文，共230頁。
- 陳明杰 (1993) 蓮華池地區不同林相土壤孔隙分布特性之研究，中華林學季刊，26(2)：63-77。
- 陳明杰、何正品 (1996) 蓮華池地區林地土壤水貯留變化之研究，臺大實驗林研究報告，10(1)：67-85。
- 陳明杰、黃禱慧 (2006) 張力滲透計應用於蓮華池五號集水區土壤水力傳導度測定分析，中華林學季刊，39(2)：207-220。
- 陳信雄 (1995) 崩場地調查與分析，渤海堂文化公司。
- 黃正良、廖學誠、金恆鏞、孫正春 (2003) 蓮華池人工林及天然林集水區土壤水力傳導度之比較(一)－Guelph滲透計法，中華林學季刊，36(2)：187-198。
- 游繁結、吳仁明、翁緯明 (2006) 礫石層邊坡形成土石流之微地形探討，中華水土保持學報，37(4)：329-340
- 莊永忠、廖學誠、詹進發、黃正良 (2007) 不同網格解析度與流向演算法對蓮華池集水區地形指標之影響，地理學報，50：73-100。
- 葛錦昭、楊炳炎、林淵霖、楊楚淇、漆陞忠 (1978) 台灣森林集水區經營試驗初步報告，林業試驗所試驗報告，304：50。
- 廖學誠、盛志澄、黃正良 (1998) 蓮華池森林及皆伐跡地於諾瑞斯颱風暴雨時水文反應之研究，台灣林業科學，13(3)：237-241。
- 蔡光榮(1994) 台灣西部泥岩地區植生護坡之根系力學模式應用性探討，土工技術雜誌，48(1)：49-61。
- 蔡攀鰲 (2001) 排水性鋪面設計及施工，土木水利，27(1)：13-26。
- 蔣先覺、陳尊賢、林光清、洪富文 (1994) 臺灣高山森林土壤形態、性質與分類，林業試驗所。
- Beven, K. J. and Binley, A. (1992) The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction, *Hydrological Processes*, 6: 279–298.
- Brooks, E. S., Boll, J. and McDaniel, P. A. (2007) Distributed and integrated response of a geographic information system-based hydrologic model in the eastern Palouse region, Idaho, *Hydrological Processes*, 21: 110-122.

- Caine, N. (1980) The rainfall intensity duration control of shallow landslides and debris flow, *Geografiska Annaler*, 62: 23-27.
- Campbell, R. H. (1975) Soil slips, debris flows and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, Southern California, *U. S. Geological Survey Professional Paper*, 851: 51.
- Crozier, M. J. and Glade. T. (1999) Frequency and magnitude of landsliding: fundamental research issues, *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, 115: 141–155.
- Dietrich, W. E., Wilson, C. J., and Reneau, S. L. (1986) Hollows, colluvium, and landslides in soil-mantled landscapes. In: A. D. Abraham (ed.) *Hillslope Processes*, Allen and Unwin, pp. 361-388.
- Dietrich, W. E., Reiss, R., Hsu, M. L., and Montgomery, D. R. (1995) A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data, *Hydrological Processes*, 9: 383–400.
- Frankenberger, J. R., Brooks, E. S., Walter, M. T., Walter, M. F. and Steenhuis, T. S. (1999) A GIS-based variable source area model, *Hydrological Processes*, 13 (6): 805-822.
- Gao, J. and Lo, C. P. (1991) GIS modeling of influence of topography and morphology on landslide occurrence in Nelson County, Virginia, *GIS/LIS '91 Proceedings*, 1: 954-963.
- Gorsevski, P. V., Gessler, P. E., Boll, J., Elliot, W. J., Foltz, R. B. (2006) Spatially and temporally distributed modeling of landslide susceptibility. *Geomorphology*, 80: 178-198.
- Gasmo, J. M., Rahardjo, H. and Leong, E. C. (2000) Infiltration effects on stability of a residual soil slope, *Computers and Geotechnics*, 26(2): 145-165.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., Stark, C. P. (2008) The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows: an update, *Landslides*, 5: 3-17.
- Hammond, C., Hall, D., Miller, S. and Swetik, P. (1992) *Level I stability analysis (LISA) documentation for version 2.0*, General Technical Report INT-285, USDA Forest Service Intermountain Research Station.
- Mehta, V. K., Walter, M. T., Brooks, E. S., Steenhuis, T. S., Johnson, M. S., Walter, M. F., Boll, J. and Thongs, D. (2004) Application of SMR for modeling watersheds in the Catskills Mountains, *Environmental Modeling and Assessment*, 9: 77-89.
- Marchant, P. G., Hively, W. D., and Steenhuis, T. S. (2006) Distributed hydrological modeling of total dissolved phosphorus transport in an agriculture landscape, Part I: distributed runoff generation, *Hydrology and Earth System Sciences*, 10: 245-261.
- Mohr, O. (1900) Welche Umstände bedingen die Elastizitätsgrenze und den bruch eines materials, *Zeitschrift des Vereins Deutscher Ingenieure*, 44: 1524-1530.
- Montgomery, D. R. and Dietrich, W. E. (1994) A physically-based model for the topographic control on shallow landsliding, *Water Resource Research*, 30(4) : 1153-1171.

- O'Loughlin, E. M. (1986) Prediction of surface saturation zone in watural catchments by topographic analysis, *Water Resources Research*, 22(5): 794-804.
- Pack, R. T. (1995) Statistically-based terrain stability mapping methodology for the Kamloops Forest Region, British Columbia, *Proceedings of the 48th Canadian Geotechnical Conference*, Canadian Geotechnical Society, Vancouver, B.C., pp. 617 -624.
- Pack, R. T., Tarboton, D. G., and Goodwin, C. N. (1998) The SINMAP approach to terrain stability mapping. *Congress of the international association of engineering geology*, Vancouver, British Columbia, Canada, 21-25 September 1998.
- Polemio, M. and Sdao, F. (1999) The role of rainfall in the landslide hazard: the case of the Avigliano urban area (Southern Apennines, Italy), *Engineering Geology*, 53: 297-309.
- Ritter, D. F., Kochel, R. C. and Miller, J. R. (1995) *Process Geomorphology*, 3rd edition, Dubuque, Iowa: Wm. C. Brown.
- Sidle, R. C., A. J. Pearce and O'Loughlin, C. L. (1985) Hillslope stability and land use, *Water Resources Monograph*, 11th Edition, American Geophysical Union, 140p.
- Sidle, R. C. (1992) A theoretical model of the effects of timber harvesting on slope stability, *Water Resource Research*, 28(7): 1897-1910.
- Soil and Water Laboratory (2003) *SMDR - the soil moisture distribution and routing model - documentation version 2.0*, Biological and Environment Engineering Dept., Cornell University, Ithaca, New York 14853, USA.
- Steenhuis, T. S. and Van Der Molen, W. H. (1986) The Thornwaite-Mather procedure as a simple engineering method to predict recharge, *Journal of Hydrology*, 84: 221-229.
- Tsukamoto, Y., Ohta, T., and Noguchi, H. (1982) Hydrological and geomorphological studies of debris slides on forested hillslopes in Japan, In Walling, D.E. (ed.), *Recent developments in the explanation and prediction of erosion and sediment yield: Internation Association of Hydrological Sciences Publication*, 137 : 89-98.
- U.S. Army CERL (1991) *GRASS 4.1 User's Manual*. Construction Engineering Research Laboratory, Champaign, IL.
- Wieczorek, G. F. (1987) Effect of Rainfall Intensity and Duration on Debris Flows in Central Santa Cruz Mountains, California, Flows Avalanches: Process, Recognition and Mitigation, Geological Society of America, *Reviews in Engineering Geology*, 7: 93-104.
- Wu, W., and Sidle, R. C. (1995) A distributed slope stability model for steep forested watersheds, *Water Resources Research*, 31(8): 2097-2110.
- Zollweg, J. A. (1994) *Effective Use of Geographic Information Systems for Rainfall-runoff Modeling*, Ph.D. dissertation, Cornell University, Ithaca, New York, USA.
- Zollweg, J. A., Gburek, W. J. and Steenhuis, T. S. (1996) SmoRMod – A GIS-integrated rainfall-runoff model, *Transactions of the ASAE*, 39 (4): 1299-1307.

藤枝林道之災損與復建策略探討

許中立¹ 戴欣怡² 吳重君³

【摘要】長達 20 公里的藤枝林道受到莫拉克颱風所帶來的超大豪雨影響而損壞嚴重，經現勘調查發現此次林道災害除地質不佳的因素外，道路拓寬後排水不良與蝕溝縱橫向沖蝕受豪雨而加劇等因素，進而引發邊坡大範圍的崩塌，更影響森林的保育工作與附近社區的進出交通安全。今後林道整治除考量復建路基外，道路所匯集的逕流與路基上下邊坡之蝕溝亦應一併處理為宜。而過去為了便於通行大客車與遊覽車，因而造成較大的邊坡挖填與轉折彎曲路線，已使得該條林道的維護費用居高不下。未來的復建應請主管機關再多方考量是否仍要維持如此的路寬與設計等級，以及森林遊樂區的設置目的與營運為宜。

【關鍵詞】林道、莫拉克風災、復建策略。

THE INVESTIGATION AND RECONSTRUCTION POLICY OF TENGJHIH FOREST ROAD DISASTER

Chung-li Hsu¹ Shin-yi Dai² Chon-gin Wu³

【Abstract】 Tengjhih forest road of 20 kilometers were seriously influenced damages by Morakot typhoon ultra torrential rainfall. Influence forest road conservation works and business turn over traffic of the nearby community, directly. It is caused to the mostly bad drainage and vertical and horizontal bottom erosion conduction by the ultra torrential rainfall in the forest road area this time, the result cause a large scale landslides on above slope. Beside to rebuild road foundation on the forest road reconstruction policy in the future and the gully hydraulic stability in the above or down

¹ 屏東科技大學水土保持系副教授，通訊作者。電子郵件: clhsu@mail.npust.edu.tw
Associate Professor, Department of Soil and Water Conservation, National Pingtung University of Science and Technology, Pingtung, Taiwan, R.O.C. Corresponding Author. E-mail: clhsu@mail.npust.edu.tw

² 屏東科技大學坡地防災及水資源工程研究所博士生。
Graduate Student, Graduate Institute of Disaster Prevention on Hillslopes and Water Resources Engineering, National Pingtung University of Science and Technology, Pingtung, Taiwan, R.O.C.

³ 勇霖工程顧問有限公司土木技師。
Professional Civil Engineer, Yonlin Engineering Consultants, Ltd., Pingtung, Taiwan, R.O.C.

slope of road foundation should also be treated together. In the past the motor and general bus for tourists in order to pass through, therefore cause the slope need larger side to dig and fill out and transfers crookedly and make maintenance expenses remain high of forest road. It must detail consider of reconstruction policy and still keep the way like this road wide and designing grade in the future. The government of competent authority should consider and decide as soon as possible in any ways for the pushing of reconstruction works so as to favorable follow-up.

【Key words】 Forest road, Morakot typhoon disaster, Reconstruction policy.

I、前言

2009 年 8 月 7-9 日莫拉克颱風侵襲臺灣地區（部份地區降雨期間為 8 月 5-12 日），經統計其累積降雨量最高為嘉義阿里山之 3037.0mm，其次為屏東尾寮山之 2941.5mm 及高雄御油山之 2883.5mm，這不僅改寫臺灣的記錄，更接近世界極端降雨紀錄，並造成死亡人數超過 600 人的淹水與土砂掩埋淤積之嚴重災害。雖然災後有關此次之各種災情報導、調查與討論頗多，但卻較少關注這些為發展觀光休閒、連絡山裡聚落與森林生態教育遊樂所開闢的林道損壞情形。

屬於行政院農業委員會林務局管理的藤枝林道係位於高雄縣桃源鄉與六龜鄉，受到這次莫拉克颱風所帶來的超大豪雨影響而變得柔腸寸斷、災情慘重。災後林務局屏東林區管理處緊急就其所轄荖濃溪事業區之藤枝林道災情辦理多次會勘，同時因其為通往藤枝森林遊樂區與周邊社區的主要道路，而大量且嚴重的邊坡崩塌、地滑與路基流失情況，不是一時半刻即可復建完成的。雖然供沿線居民進出的臨時便道已經搶通，且道路沿線都設有安全警告標誌，但至下次汛期來臨時其安全性仍顯不足。故咸認應就林道沿線的災害情形進行系統性調查分析，並提出對策供作未來路基復建方案、線型與工法選擇的參考。

II、材料與方法

(I)調查區地理位置

本文的調查區藤枝林道是位於高雄縣桃源鄉與六龜鄉境內，沿台 27 線省道經邦腹溪橋後右側叉路即為林道入口，可通至藤枝森林遊樂區，調查區則位於藤枝林道周邊。主要連外動線為台 27 線省道，往南可經六龜往茂林及屏東，西南經旗

山至高雄，往北方向經荖濃轉台 20 線省道（南橫公路），可往台南或台東地區。（如圖 1）



圖 1 調查區位置與周邊交通動線

Fig.1 Geographical position of investigation area and it's traffic moves line

(II) 調查區地地質與斷層狀況

根據經濟部中央地質調查所公布資料，藤枝林道沿線地層主要為廬山層，如圖 2 所示，本地層主要分布在脊樑山脈帶中，在玉山塊以南，廬山層又出現在荖濃溪的東側山地，南延到屏東平原東邊的山地，再向南直達恒春半島，以及東部的知本和大武一帶。廬山層大部分由黑色到深灰色的硬頁岩、板岩及千枚岩和深灰色的硬砂岩互層組成，含有零星散布的泥灰岩團塊，它的全部厚度估計當在數千公尺上下，藤枝林道沿線可以看到許多大面積的深灰色的硬頁岩與板岩露頭，未受風化的多呈黑色，已受風化則呈黃灰色到黃褐色。另亦有稱本地區出露的主要地層為樟山層，樟山層由經濟部中央地質調查所前所長詹新甫(1964)調查楠梓仙流域地質時所創。主要岩性為硬頁岩夾薄層至中厚層細粒變質砂岩組成。由於它主要分佈在台 27 線省道沿線附近，所以是沿途中最常見到的岩層。岩層中常見大小不一，形狀也不規則之褐黑色矽質結核團塊。本層偶爾也能見到代表濁流沈積環境之布馬層序。地層具有緊密褶皺及傾沒現象。本層中在寶來村東側附近出露

有一厚約 80 公尺，層理非常清楚之變質砂岩夾硬頁岩互層。南北延展十分遙遠，約有數公里長，可視為野外調查追蹤時之指準層。本層中也常見到枕狀玄武岩熔岩流之夾層。

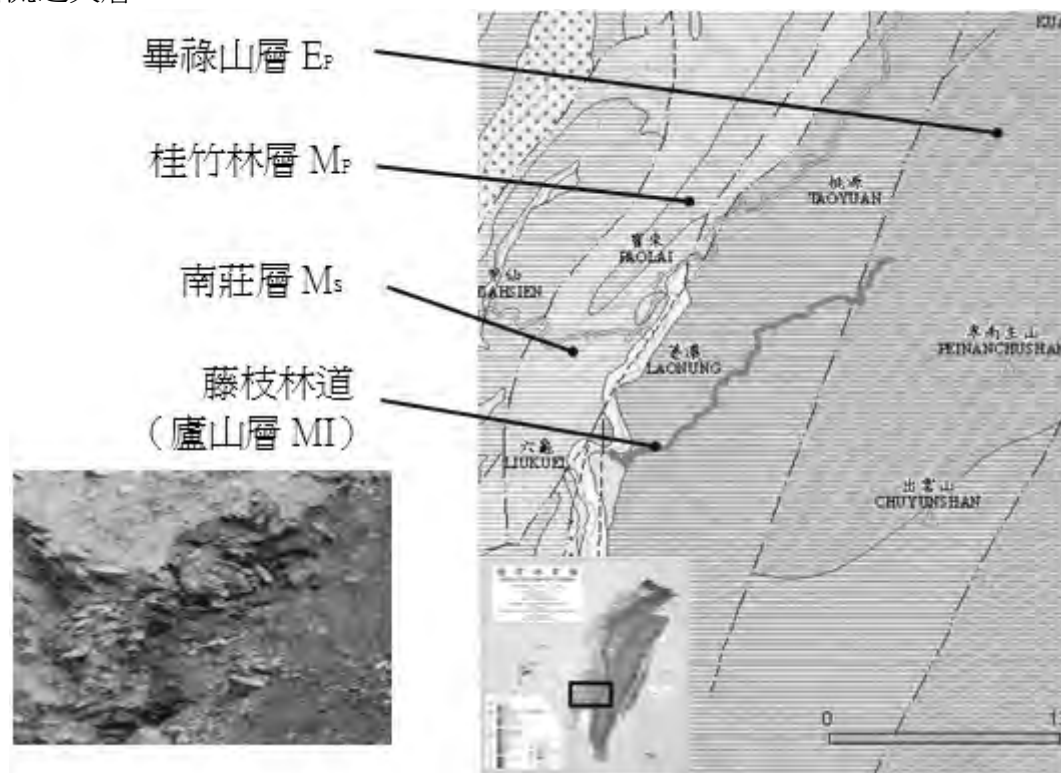


圖 2 調查區地質分布

Fig.2 Geological distribution of investigation area

觀察板岩，可以看到是由一片片頁岩擠壓變質構成，有明顯的葉理。順著葉理可以輕易剝落一片片平滑的岩石。

本調查區為藤枝林道 0K 至 20K 沿線，位於鄰近 15Km 內之斷層計有三條，由左至右排列分別為潮洲斷層、六龜斷層、旗山斷層，如圖 3 所示，若以藤枝林道 4K 處為代表性區域，斷層分布概述與距離說明如下：

1. 潮洲斷層：距藤枝林道 4K 工區約 1.2K，屬逆移斷層兼具左移性質，呈南北走向。斷層由高雄縣寶來向南延伸，經瑪家、泰武至枋寮，長約 85 公里，由於本斷層的活動時代不明確，暫列為存疑性活動斷層。
2. 六龜斷層：距藤枝林道 4K 約 1.9K，位於六龜至新寮間，屬左移性質，呈北東走向，全長約 11 公里斷層西北側為昇側，出露地層為中新世下部達邦層，東南側則露出更新世下部之六龜層，為可能活動斷層。
3. 旗山斷層：距藤枝林道 4K 約 7.8K，位於美濃至六龜間，屬逆衝斷層兼具左移性

質，呈北東走向，全長約 55 公里，1973 年此斷層附近曾發生規模 3.0 以上地震，並使另一更新世下部之二重溪層發生為量變形，由於本斷層的活動時代不明確，暫列為存疑性活動斷層。

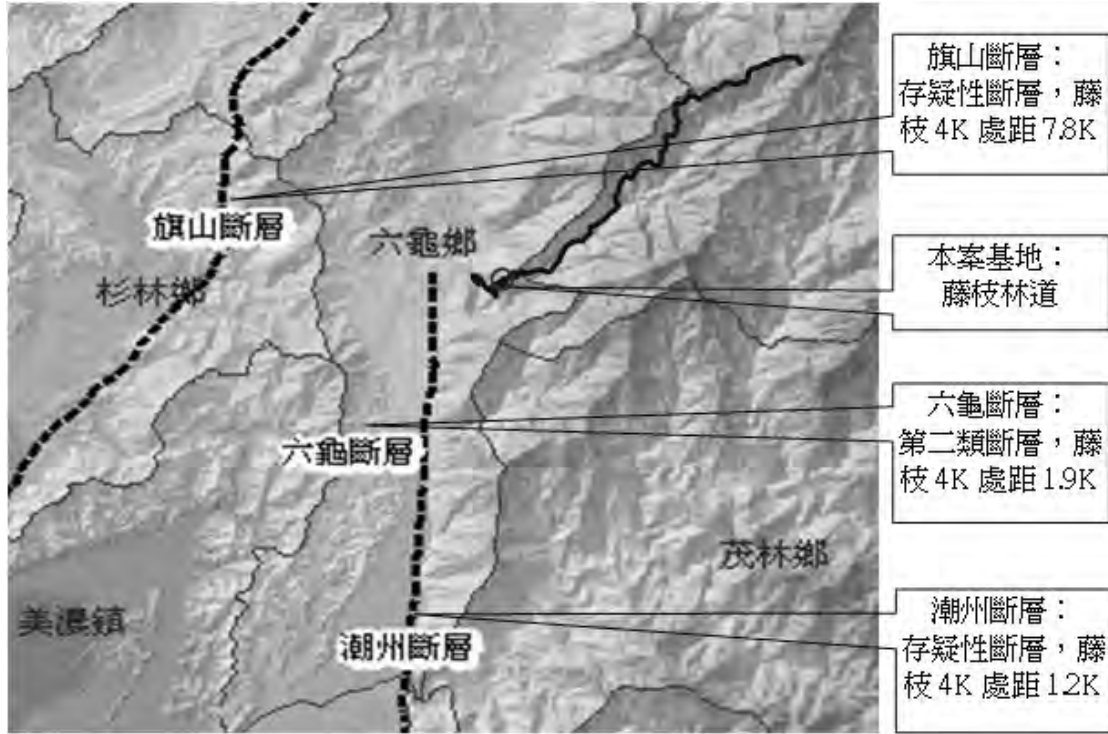


圖 3 調查區斷層分布

Fig.3 Fault distribution of investigation area

(III) 颱風狀況

根據中央氣象局網頁公布資料，統計過去 100 年侵台颱風次數共 348 次，彙整以 8 月份每年平均 1.08 次最高，7、8、9 月三個月合計約 79%。，詳見表 1，平均每年 2.4 次颱風直接影響。

表 1 100 年間颱風侵襲臺灣各月次數統計

Table 1. The typhoon attacks times is counted every month of Taiwan among 100 years

月份	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	全年
次數	0	0	0	2	12	26	86	108	80	27	7	0	348
平均 次數	0.00	0.00	0.00	0.02	0.12	0.26	0.86	1.08	0.80	0.27	0.07	0.00	3.48
百分比	0.0	0.0	0.0	0.6	3.4	7.5	24.7	31.0	23.0	7.8	2.0	0.0	100.0

(IV)水系狀況

藤枝林道主要位於邦腹溪集水區為溪流之右岸山腹，邦腹溪發源於中央山脈東藤枝山山區，流域面積約 30 平方公里，主流流長約 15 公里，東藤枝山標高 1805m，至荖濃溪匯流口標高約 280m，主流高差約 1520m。邦腹溪早期未有完整治理計畫，因此每逢颱風豪雨洪水暴漲，兩岸坡地與坑溝常發生崩塌災害，部份蝕溝甚至於已溯源侵蝕而危及上方山麓之藤枝林道路基與民房住宅安全。

(V)氣象與水文狀況

位於高雄縣桃源鄉與六龜鄉境內之藤枝林道，年平均溫度 18 至 21 度，日夜溫差不大，終年無強風且全年霧天達 180 天，氣候涼爽。區內平均降雨量為 4094.6mm，其中 5 至 9 月份因逢梅雨及颱風季節，降雨量較多，12 月份降雨量最少，全年降水日數平均 130 天。

最鄰近藤枝林道之雨量測站為御油山（中央氣象局 C1V300 測站），雨量觀測記錄為 1993 年迄今，統計期間 1993 年至 2008 年平均降雨量為 4094.6mm，由圖 4 顯示 2004 年以前平均雨量約 3200 mm 上下，2005 年至 2008 年等最近 4 年雨量明顯增加，平均達 6132.0mm，幾乎倍增。

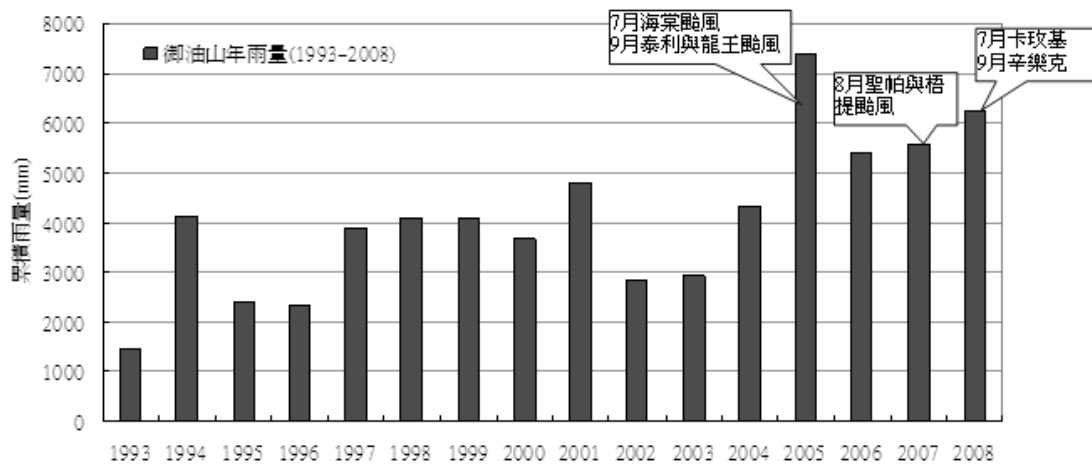


圖 4 御油山 (C1V300 測站) 1993-2008 年之年雨量

Fig.4 1993-2008 annual rainfall of Yiyosan station

御油山雨量測站 2005 年全年總雨量累計達 7376.5mm，為藤枝雨量記錄之最大雨量年度，主要為當年有海棠、龍王、泰利等數個強烈颱風侵台。此外，2006 年累積年雨量為 5376.5mm，2007 年累積年雨量為 5553.5mm，2008 年累積年雨量

為 6221.5mm，其中 2008 年 7 月累計雨量為 2220mm（卡玫基與鳳凰颱風），9 月累計雨量為 1894mm（辛樂克與薔密颱風），皆為雨量偏多之月份。

2009 年 8 月 7 日莫拉克颱風帶來豐沛的雨量重創藤枝林道，御油山雨量測站於颱風期間所測得降雨量統計說明如下：8 月 7 日雨量 501mm，8 日雨量 1283mm，9 日雨量 583 mm，10 日雨量 423 mm，11 日雨量 105mm，其中 8 月 7 日至 9 日共三日累積雨量達 2367mm（約為年均雨量之 57.8%），7 日至 11 日共五日累積雨量達 2895mm（約為年均雨量之 70.7%）。（如圖 5 與 6 所示）

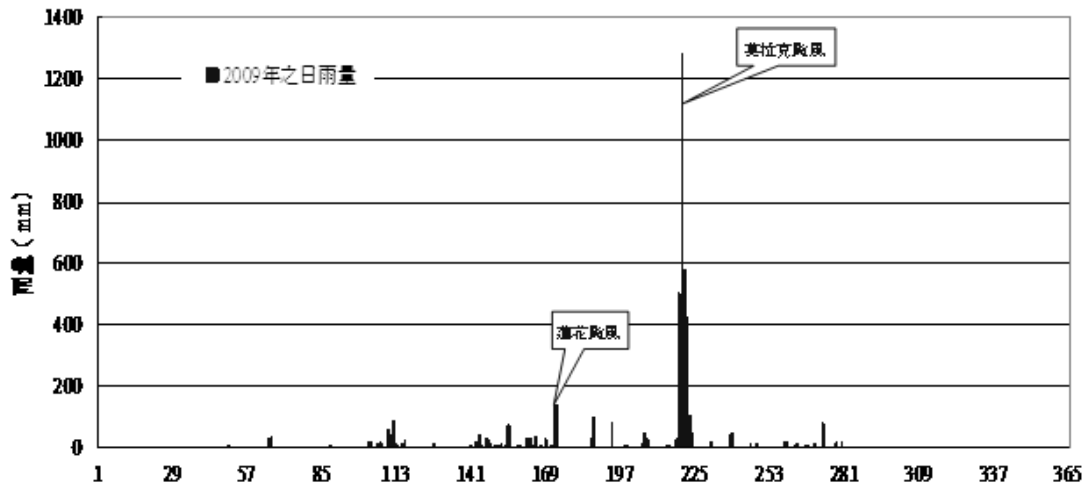


圖 5 御油山 (C1V300 測站) 2009 年之雨量

Fig.5 2009 rainfall of Yiyosan station



圖 6 御油山 (C1V300 測站) 莫拉克颱風之時雨量與累積雨量

Fig.6 Rainfall intensity and accumulate rainfall of Yiyosan station in Morakot typhoon period

III、結果與討論

(I) 在建工程調查

自從 2007 年颱風豪雨過後藤枝林道 2K、5.7K、7K、18.6K 等地，既有地滑潛勢區範圍擴大與滑動面深度下移之跡象，顯示這些區域邊坡仍處不穩定。故 2008 年底乃進行沿線設施檢視、崩場地穩定分析、排水災害調查、後續整治規劃、道路 GIS 建置、地形測量、長期監測等工作。2009 年莫拉克颱風帶來豐沛的雨量重創藤枝林道，風災後地形地貌有重大改變，前述地區等均有明顯之滑移。

藤枝林道 0.5K 與 1.3K 路基下陷可施作 PC 樁、RC 路面版、坡面導水縱橫溝、型框植生護坡、新鋪 AC 面層與透黏層、紐澤西護欄與反光導標改善。2.1K 周邊共有 5 支既有 70T 地錨脫落失效，部分既有擋土牆外移開裂與路面 RC 版龜裂損壞(詳圖 7)，災害集中於 2.1K 至 2.25K 區段，顯示此區地滑在莫拉克累計 3164mm 豪雨期間仍有滑動，由周邊監測成果研判此區岩層需進一步補強岩層穩定。3.2K 周邊與 4.5K 至 5.2K (詳圖 8)，應將崩塌外圍風搖木鋸除、冠部保護與截水、坡面導水縱橫溝、臨時便道旁拍漿溝、橫向截水溝等工項。



圖 7 藤枝林道 2.1K 周邊受莫拉克風災情形

Fig.7 Morakot typhoon disasters around Tengjih forest road 2K+100

另林務局屏東林區管理處於莫拉克風災後對藤枝林道進行緊急災害復建工程，全線 19.7K 施作臨時便道補強與安全維護，施作鋼軌樁打設（詳圖 9）、鋼鈹牆與土方回填、拍漿溝、新鋪 AC 面層與透黏層、紐澤西護欄與反光導標、臨時便道旁拍漿溝、橫向截水溝等工項，讓災後交通能迅速恢復暢通。



圖 8 藤枝林道 3.2K 周邊與 4.5K 至 5.2K 受莫拉克風災情形

Fig.8 Morakot typhoon disasters around Tengjih forest road 3K+200 and 4K+500 to 5K+200

(II)全路段現況調查

1. 沿線大型邊坡災害點現況

本文針對藤枝林道沿線大型路基崩滑災害點共計有 48 處進行勘查，並以莫拉克風災後之航照資料對照，如表 2 所示。

經現場勘查結果可知藤枝林道受損情形頗為嚴重，整條林道明顯的崩滑將近 1/3，潛在破壞則超過 1/2，對林道的復建而言不論是經費、時間與施工的難度都提高頗多。且因邦腹溪的沖刷與向源侵蝕，使得災情更為嚴重，研判未來崩塌源頭控制應無法立即見效，且崩滑趨勢仍有進一步擴大可能。

根據現場調查可歸納本林道的災害成因主要有：降雨集中與強度過大、道路排水不良、邊坡排水不良、蝕溝沖刷與發展（土石流）、溪流向源侵蝕等交互作用結果。另此次的災害主要是沿著林道的上、下邊坡側產生破壞，坡向以南向坡為主，與邦腹溪的支流坑溝發展方向也有密切關係，且此次邦腹溪上游的溪床均被刷出，溪床露頭明顯，裸露面積大增，殘餘邊坡的穩定性堪虞。

2. 復建策略建議

然而藤枝林道不僅是森林遊樂區進出使用的道路，更是沿線居民賴以維生的

運輸命脈，過去為滿足地方交通需求，將林道的設計標準提升到公路路線設計規範中六級路的標準，通行大客車與遊覽車，因而造成更大的邊坡挖填與轉折彎曲，也使得本林道的維護費用居高不下。因此未來著手規劃藤枝林道全線復建工程時，應透過與會專家學者廣泛討論、居民意見充分溝通，作為後續整體復建規劃參考，並可慮以下之策略建議：

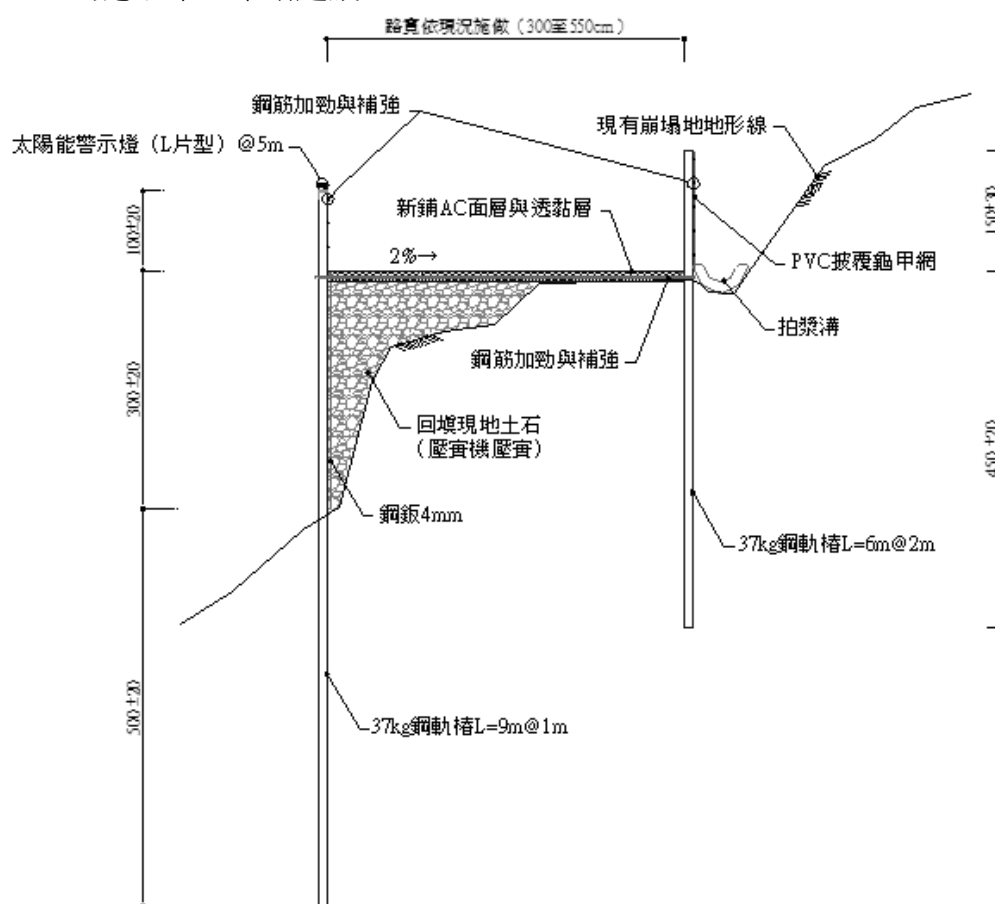


圖 9 莫拉克風災後藤枝林道緊急搶通路基施作狀況

Fig.9 Tengjih forest road rebuilt road foundation promptly after Morakot typhoon

表 2 莫拉克颱風造成藤枝林道損壞統計

Table 2. Morakot typhoon causes forest road damaged and counted

公里數	位置	坡向	破壞情形	研判原因
0K+520	彎道	東南	路基崩塌流失	溪流沖刷
1K+300	直線	西南	路基下滑	道路排水不良
1K+350	直線	北	路基崩塌流失	道路排水不良
3K+270	連續彎道	北	路基崩塌流失	道路排水不良
4K+390	彎道	西北	邊坡崩塌	邊坡排水不良
4K+510	直線	西北	路基下滑	道路與邊坡排水不良
5K+170	連續彎道	西北	路基下滑	道路與邊坡排水不良
5K+380	彎道	西北	路基下滑	蝕溝沖刷與道路排水不良
5K+470	彎道	西北	路基下滑	蝕溝沖刷與道路排水不良
6K+230	直線	東南	路基下滑	溪流沖刷與道路排水不良
6K+250	彎道	東南	路基下滑	溪流沖刷與道路排水不良
6K+320	彎道	東南	路基下滑	溪流沖刷與道路排水不良
7K+280	彎道	南	路基下滑、邊坡崩塌	溪流沖刷與邊坡排水不良
7K+360	直線	南	路基下滑	溪流沖刷與道路排水不良
7K+590	彎道	西南	路基下滑	溪流沖刷與邊坡排水不良
8K+600	直線	東南	路基崩塌流失	蝕溝沖刷與邊坡排水不良
8K+680	直線	東南	路基崩塌流失	道路排水不良
8K+730	直線	東南	路基崩塌流失	道路排水不良
9K+050	彎道	東南	路基崩塌流失	蝕溝沖刷與道路排水不良
9K+690	彎道	東	路基崩塌流失	道路排水不良
9K+960	彎道	東南	路基崩塌流失	蝕溝沖刷與道路排水不良
10K+090	彎道	東南	路基崩塌流失	蝕溝沖刷與道路排水不良
10K+530	彎道	南	路基崩塌流失	蝕溝沖刷與道路排水不良
11K+160	彎道	南	路基崩塌流失	蝕溝沖刷與道路排水不良
11K+430	彎道	東南	路基崩塌流失	道路排水不良
11K+630	彎道	西南	路基崩塌流失	道路排水不良
11K+760	彎道	西南	路基崩塌流失	道路排水不良
12K+610	彎道	東南	路基崩塌流失	蝕溝沖刷與道路排水不良
12K+720	彎道	東南	路基崩塌流失	道路排水不良
12K+790	彎道	東南	邊坡崩塌	邊坡排水不良
13K+230	彎道	東南	路基崩塌流失	蝕溝沖刷與道路排水不良
13K+280	彎道	東南	路基崩塌流失	蝕溝沖刷與道路排水不良
14K+100	彎道	東	邊坡崩塌、路基流失	邊坡與道路排水不良
15K+340	彎道	東	邊坡崩塌、路基流失	邊坡與道路排水不良
18K+010	直線	南	路基崩塌流失	道路排水不良
18K+170	直線	南	路基滑動	蝕溝沖刷與道路排水不良
18K+380	彎道	東南	路基滑動	蝕溝沖刷與道路排水不良
18K+560	彎道	南	路基滑動	蝕溝沖刷與道路排水不良
18K+660	彎道	南	路基滑動	蝕溝沖刷與道路排水不良
18K+740	直線	東南	路基滑動	邊坡與道路排水不良
19K+050	彎道	西南	路基滑動	蝕溝沖刷與道路排水不良
19K+100	彎道	西南	路基滑動	蝕溝沖刷與道路排水不良
19K+220	直線	東南	路基滑動	蝕溝沖刷與道路排水不良
19K+240	彎道	南	路基滑動	蝕溝沖刷與道路排水不良
19K+330	彎道	西南	路基滑動	蝕溝沖刷與道路排水不良
19K+490	彎道	西南	路基滑動	蝕溝沖刷與道路排水不良

(1) 復建線型議題：

藤枝林道沿線邊坡崩塌與路基流失嚴重，特別如 4.7K、10.53K、12.61K、18.01K

等大範圍路基崩塌滑動路段，目前搶通多係借道上側之崩塌坡地，構築臨時便道通行，考量後續永久復建工程安全性而不一定要依目前臨時便道線型再予以興建，建議能分期持續維護與逐漸升級目前便道路況，作為復建期間當地居民出入與施工車輛的通路，並建議應積極評估規劃選線（或尋得合適的替代路線），待復建完工後再將便道廢棄。

(2) 整體規劃議題：

建議應針對藤枝林道沿線大型路基災害點，進行災害原因調查分析、無人載具空拍、航照套繪判釋、路基復建線型評選、周邊土地權屬套繪、用地取得方案、選線初期地質鑽探、路基復建工法與可行性評估、整治優先順序、工程數量、經費概估等詳細調查工作，作為掌握災損狀況與後續全線復建方案之參考。

(3) 復建工法議題：

因災後路基流失與刷深嚴重，不易以傳統擋土工法構築路基，建議可考量採以人工挖掘基樁與墩柱高架跨越坑溝，輔以橋台與橋面版連接流失段兩側路基方式辦理復建。此外由於高架跨越工法可稍遠離崩塌坡面，不穩定坡面暫不施工整治亦無礙，建議待崩塌坡面略微休養穩定後，再深入評估進行永久性復建工程及施作整流工或蝕溝控制工的必要性。

(4) 復建配套建議：

林道周邊排水規劃需特別注重，以免重蹈此次風災逕流沖蝕的慘重後果，懸臂式擋土牆建議增設地錨補強，以強化豪雨累積至最臨界點之擋土牆穩定度。

(5) 部分開闢工區可評估採用鑽掘式基樁工法：

過去藤枝林道 2K 與 4K 經鑽探地調與監測數值推算滑動層深度，據以估算每支樁長度。鑽掘式基樁工區需構築寬闊施工平台，鑽掘時淺層以全套管鑽掘防止坍塌，鑽掘至深層輕度風化岩層區，因岩盤自立性良好故不作套管以節省施工費用，相鄰排樁頂部以帽樑連結，帽樑增做 130T 預力地錨提高基樁穩定性，效果頗佳，可為其他路段復建規劃參考。

(6) 復建道路等級建議：

藤枝林道 4.6K 至 5.2K 等超大型路基崩滑災害，若刪除既有回頭彎線型配置，以直線段銜接路基災害點兩端，則道線型將無法符合交通部 2001 年頒佈公路路線設計規範有關六級路之要求（例如以設計時速 30km/hr，最大縱向坡度 11%，縱坡限制長 180m 等規範要求）。又部份路基崩滑災害點嚴重，若因經費或地形限制，

應可考慮採用甲種林道等級（甚至於考慮丙種林道）之標準規劃復建，以維持基本與安全通行，加強護欄、安全告示牌、夜間警示與照明設施即可。

IV、結論

藤枝林道受到莫拉克颱風所帶來的超大豪雨而柔腸寸斷、災情慘重，因其為通往森林遊樂區與周邊社區的主要道路，雖然林務局屏東林區管理處已儘速搶修臨時便道供林政、育樂、保育與居民進出使用，但沿線之邊坡崩塌、地滑與路基流失情況頗為嚴重，因此乃將勘災調查結果整理分析，並提出林道復策略建議、方案、線型與工法選擇等供後續規劃、設計與施工的參考。

綜觀莫拉克風災之林道災害大多始於一般小蝕溝，因超大降雨引起蝕溝底部縱橫向沖蝕，再引致上方邊坡大範圍崩滑等嚴重災害。今後林道整治除復建路基外，路基上下邊坡之蝕溝亦應一併處理，施作固床工或蝕溝控制工以減少縱向沖蝕破壞。

現在林道將近 1/3 已嚴重崩滑，局部路段的改線將可避免較大的投資，應可著手評估規劃。又過去為了通行大客車與遊覽車，因而造成更大的邊坡挖填與轉折彎曲，也使得林道的維護費用居高不下，未來復建是否仍要維持如此的路寬與設計等級，應請主管機關再多方考量後儘早定調，以利後續復建工作的推動。

林務局屏東林區管理處雖也曾針對邦腹溪進行集水區進行整體規劃，惟時空環境改變，莫拉克風災後有需要再對溪流治理、河道整流、河岸防護、防砂壩興建或整修、坡地水土保持、崩場地處理、蝕溝控制與坑溝整治等項目逐一檢討，以確實掌握邦腹溪集水區現況，規劃評估有效治理方案，並據以提出具體方案為治理依據，以期保育國土資源，達成保護人民生命財產及公共設施安全目的。

V、參考文獻

交通部公路總局（2001）公路路線設計規範。交通部公路總局。

吳淵洵、周南山（2006）台灣山區道路邊坡災害及搶修處理工法之探討。臺灣公路工程 32(12)：2-32。

林科里（2004）山區公路邊坡及擋土結構物災害搶修管理之研究。國立中央大學土木工程學系碩士論文。

周彥士（2007）山區道路破壞模式與復建工法研究-以桃園縣鄉道為例。國立中央

大學土木工程學系碩士論文。

黃瓊彪、林照松、郭耀章、黃國輝（2006）扇平林道 2K 崩場地調查及道路復建工程。海峽兩岸山地災害與環境保育研究會論文集。

黃瓊彪、林照松（2009）淺層錨釘應用於林道維護工程之探討。2009 森林集水區經營研討會論文集。

楊智光（2002）地震衍生重要山區道路護坡工程之破壞機制探討分析。國立屏東科技大學土木工程系碩士論文。

謝宏松、林信輝（2006）林道維護與生態工法設計之探討-以日本地區林道為例。自然資源保育暨應用學術研討會論文集。

Claya A., Roy C. S. and David T. (2004) Application of decision analysis to forest road deactivation in unstable terrain, *Environmental Management* 33(2):173-185.

Eugene L. (2000) The road to disaster, *Environment* 16:31P.

飛砂移動機制之風洞試驗

黃隆明¹ 盧力瑋² 陳財輝³

【摘要】 本試驗為瞭解砂粒之移動機制，因而利用風洞進行不同砂粒粒徑、風速及含水率之觀測，實驗用砂取自於後龍、苑裡、大安及大甲濱海地區。砂粒物性實驗結果：各樣區土壤之質地皆為砂土，其密度介於2.62至2.67g/cm³之間；粒徑分布在0.25~0.42mm者最多；而土壤含水率皆在1%以下，其中後龍樣區0.967%最高，大甲樣區0.282%最低；再由形狀係數得知，大安樣區砂粒接近球形，而大甲樣區則較為扁平。至於風洞實驗結果：砂粒粒徑介於0.15~0.84mm時，其起始風速為5.5~7.0m/s，又粒徑在0.15mm以下之砂粒，其起始風速為5m/s；當砂粒含水率低於1.22%時，飛砂量達到最大值；含水率由1.24%遞增至1.84%時，飛砂量急遽遞減；而含水率達4.35%時，對砂粒起動之抑制作用達到最大值。

【關鍵詞】 砂粒之移動機制、風洞、飛砂量。

THE WIND TUNNEL EXPERIMENT OF AEOLIAN SAND MOVEMENT MECHANISM

Long-Ming Huang¹ Lee-Wei Lu² Tsai-Huei Chen³

【Abstract】 This experiment was to explore the mechanism of sand movement by wind tunnel to observe the different particle diameters, the wind speed and the moisture content. The experiment sand samples were obtained from four locations, Houlong, Yuanli, Da-an and Da-jia on the coast area. The results show that there are all sandy soils in these areas. Their densities are between 2.62 and 2.67g/cm³. The particle diameters are mostly between 0.25~0.42mm. Soil moisture contents are all below 1%.

¹ 國立中興大學水土保持學系副教授。電子郵件:lmhuang@dragon.nchu.edu.tw
Associate Professor, Department of Soil and Water Conservation, National Chung-Hsing University, Taichung, Taiwan, R.O.C. E-mail: lmhuang@dragon.nchu.edu.tw

² 國立中興大學水土保持學系碩士班研究生。
Graduate Student, Department of Soil and Water Conservation, National Chung-Hsing University, Taichung, Taiwan, R.O.C.

³ 行政院農業委員會林業試驗所育林組研究員。
Senior Scientist, Division of Silviculture, Taiwan Forestry Research Institute, Council of Agriculture, Executive Yuan.

Among 4 sample locations 0.967% in Houlong is the highest, 0.282% in Da-jia is the lowest. The sand at Da-an is approximately sphere, but the sand at Da-jia is comparatively flat. The results of wind tunnel test indicate when the particle diameters of sand between 0.15 and 0.84mm, the starting wind speed for sand to fly is 5.5~7.0 m/s, and when the particle diameters of sand are smaller than 0.15mm, the starting wind speed for sand to fly is 5 m/s. When the particle of sand moisture content was less than 1.22%, aeolian sand amount reaches maximum; that from 1.24% increasing to 1.84%, the aeolian sand amount decrease rapidly. When the moisture content reaches 4.35%, its prevention function for sand amount to start flying reach the maximum.

【Key words】 The mechanism of sand movement, Wind tunnel, Aeolian sand amount.

I、前言

影響飛砂運動的因素包括有風速、風持續的時間、砂體性質、砂體含水量及砂粒粒徑等。一般而言，砂粒在風力作用下運動的型態大致可分為三種：懸浮(或飛揚)作用(suspension)、跳躍作用(saltation)與滾動作用(rolling)；較細小的飛砂因受風吹襲而懸浮在空氣中，造成砂塵暴或揚塵等災害，而質量較大之砂粒，因風力及砂粒彼此碰撞使其彈至空中，形成跳躍作用，當跳躍之砂粒撞擊質量較大之砂粒時，可能無法繼續彈跳，而是以沿著地面滾動之方式前進，若遇到道路或人工構造物則形成堆砂，將對環境品質及用路安全造成危害。本研究依防風定砂原理，進行飛砂相關起動機制之探討，除了從事現地採樣，調查分析砂粒物理特性之外，並進行風洞試驗，觀測不同砂粒粒徑、含水量及風速對飛砂移動機制之影響，所得成果可作為濱海地區防風定砂之施業依據。

II、試區概況

研究樣區選定為苗栗苑裡、後龍濱海地區及大安溪、大甲溪等易造成飛砂災害地區之飛砂特性展開調查，如圖1所示；同時以掌上型GPS定位求得各點座標如表1所示。



圖1 各樣區採樣點位置圖(資料來源：Google Earth，2003.11.25)

Fig.1 The location of sampling spots in each sample area
(Resource from: Google Earth，2003.11.25)

表1 各樣區採樣點座標WGS 84(TWD 97)

Table 1. The coordinate of sampling spots in each sample area

採樣點	X 座標	Y 座標
苑裡	213010	2704735
後龍	231291	2729064
大安	209722	2699263
大甲	205971	2691220

(I)苗栗縣後龍

採樣區位於苗栗縣後龍鎮沿海地帶，介於17大排與外埔大排之間，其砂源主

要由後龍溪提供，因台灣夏季多颱風豪雨，且因近年開發不斷，造成中上游大量砂石往下游輸送至出海口附近堆積，又因潮汐關係，造成廣大的砂灘地，適逢東北季風來臨，飛砂大量吹往內陸。

(II)苗栗縣苑裡

採樣區位於苗栗縣苑裡鎮沿海地帶，介於苑裡溪與房裡溪之間，經當地居民描述，苑裡在以前是很少飛砂的地方，近年來山坡地大量開發及颱風引帶超大豪雨影響，使得河川夾帶大量泥砂流至大海，使得沿海一帶泥砂堆積砂灘地變寬廣，每當退潮後產生豐富的飛砂料源，強風吹起飛砂因而往內陸移動，造成沿海居民生活品質變差及公共建設損壞。

(III)台中縣大安

採樣區位於台中縣大安溪下游大安溪橋至出海口間，其砂源主要由大安溪提供，河川兩岸堤防附近大多為自然植生及農作物所覆蓋，而裸露的砂地則分佈於河川中央；經由大安溪南岸堤防下風面之安田莊、下大安等村莊向縣府反映，每當冬季枯水期，配合東北季風的吹襲，嚴重影響居民生活品質，固選定此區作為採樣區。

(VI)台中縣大甲

採樣區位於台中縣大甲溪下游大甲溪橋至出海口間，其砂源主要由大甲溪提供，河岸周邊大多為礫石與少數自然植生所覆蓋。

III、材料與方法

本研究經由現地勘查，選定苑裡、後龍、大安及大甲四個濱海樣區，視現地狀況採集易造成飛砂之區域砂樣。每一採樣區各採樣至少收集5kg之砂樣本，將現地所採集之土砂攜回實驗室，從事砂粒密度、粒徑、質地、含水率及形狀係數等物理量之分析，並於室內風洞實驗進行不同粒徑與風速之飛砂量及不同砂粒含水率之飛砂量，其實施方法如下所述：

(I)砂粒密度分析

砂粒比重 G_s 為砂粒單位重 γ_s 與4°C水的單位重 γ_w 比。如式(2-1)：

$$G_s = \frac{\gamma_s}{\gamma_w} = \frac{W_s}{\gamma_w V_s} \quad (2-1)$$

W_s ：乾土重(g)

V_s ： W_s 所對應之土壤體積

在2-1式中 W_s 與 γ_w 易知，故求得 W_s 所對應之土壤體積 V_s 即可得知砂粒比重 G_s ，進而得知其密度。

(II)砂粒粒徑分析

利用多個不同孔徑之標準篩，如圖2所示，將現地所採集之砂樣經篩分析後，可得到殘留於各篩上之砂重量，應而求得粒徑分布曲線。而以各粒徑等級之平均值代表該粒徑等級之大小，以供分析計算。並由粒徑分佈曲線求出中值粒徑 d_{50} ，用以表示各樣區砂粒之平均大小。



圖 2 美國標準篩

Fig.2 U.S.A. Standard Sieves

(III)砂粒質地分析

土壤機械分析是評定土壤質地之正確且量化之方法，本試驗採用吸管法。當實驗測得砂粒、黏粒、粉粒之含量所佔比例時，對照質地三角圖即可得知基本土壤質地分級。

(IV)砂粒含水率分析

砂粒含水率為飛砂起動因子之中重要的因素，利用烘箱，使土砂粒表面空隙之水份蒸散後，與風乾土砂重量之差值即為水分含量。

(V)砂粒形狀係數分析

本實驗是為了解砂粒形狀是否影響飛砂型態及飛砂量，並依Stokes'law之沉降試驗定義出砂粒形狀。

在靜止流體中球體之沈降時間可由(2-2)式求之，計算出其理論沈降時間(t)，則各粒徑等級之(t/t')值，即代表該粒徑之形狀係數。

$$t = \frac{h}{u_t} = \frac{18h\eta}{d^2g(\rho_s - \rho_f)} \quad (2-2)$$

t：顆粒降落高度 h 所需時間(s)

h：顆粒降落高度(cm)

u_t：球體落下之末速度(cm/s)

η：流體黏滯度(poise)

d：顆粒直徑(cm)

g：重力加速度(cm/s²)

ρ_s：砂粒密度(g/cm³)

ρ_f：流體密度(g/cm³)

(VI)不同粒徑與風速之飛砂量觀測

由粒徑分析得知，四個樣區的砂粒以大安樣區粒徑分佈範圍較廣，因此，研究中採用大安樣區的砂粒來探討不同砂粒粒徑與飛砂量之相關性。風洞試驗粒徑分佈範圍主要為#10~#20、#20~#40、#40~#60、#60~#100及#100以上。實驗風速分別為5.5 m/s、6 m/s、6.5 m/s、7 m/s、9 m/s、11 m/s、13 m/s及15 m/s，吹風時間5分鐘，重複3次，最後再將不同粒徑所測得之飛砂量列於表中，以供分析。

(VII)不同含水率之飛砂量觀測

由粒徑分析得知，四個樣區的砂粒以大甲樣區粒徑分佈範圍較小，因其粒徑分佈範圍較小，可減少因為不同粒徑對飛砂量所產生之誤差。由於在風洞試驗時，砂體表面的含水率並非保持不變，為深入瞭解試驗過程中含水率的變化情形，因此，對於試驗前、試驗後及所收集到的飛砂，皆量測其含水率。

以下式(2-3)計算求得砂粒之含水率：

$$M_C = \frac{W_w - D_w}{D_w} \times 100\% \quad (2-3)$$

$$M_c = \text{砂粒含水率}(\%)$$

$$W_w = \text{含水砂重}(g)$$

$$D_w = \text{烘乾砂重}(g)$$

IV、結果與討論

(I)砂粒密度分析

採用比重瓶來測定顆粒密度，各樣區之砂粒密度介於 2.62 至 2.67g/cm^3 之間，其結果如圖3所示。

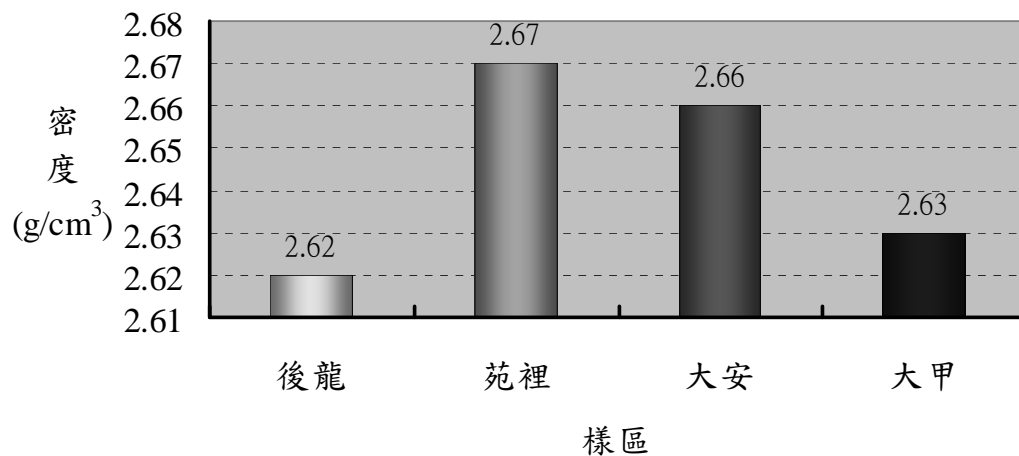


圖3 各樣區砂粒密度

Fig.3 The density of sand in each sample area

(II)砂粒粒徑分析

利用搖篩機過篩，由表2得知，苑裡、後龍及大甲樣區砂粒之中值粒徑最大，大安樣區最小；後龍及大甲砂粒之平均粒徑在 0.255mm 以上，其中以大安最小，平均粒徑只有 0.202mm ；又由曲率係數得知，大安與大甲樣區之砂粒含量組合較類似，而苑裡則與後龍之砂粒含量組合較類似。

表2 砂粒之中值粒徑與曲率係數

Table 2. The median diameter and the curvature coefficient of sand

地點	後龍	苑裡	大安	大甲
中值粒徑(mm)	0.31	0.30	0.27	0.31
平均粒徑(mm)	0.255	0.235	0.202	0.262
曲率係數	1.13	1.14	0.95	1.00

(III)砂粒質地分析

本試驗採用吸管法，利用土壤機械分析來評定土壤質地，其砂粒含量均超過 96 % 以上。由實驗結果對照美國農業部之土壤質地三角圖，如圖4所示，七個樣區都為砂土；由級配係數與質地分析，此七區為貧級配之土壤性質，易受風蝕作用下引起飛砂。

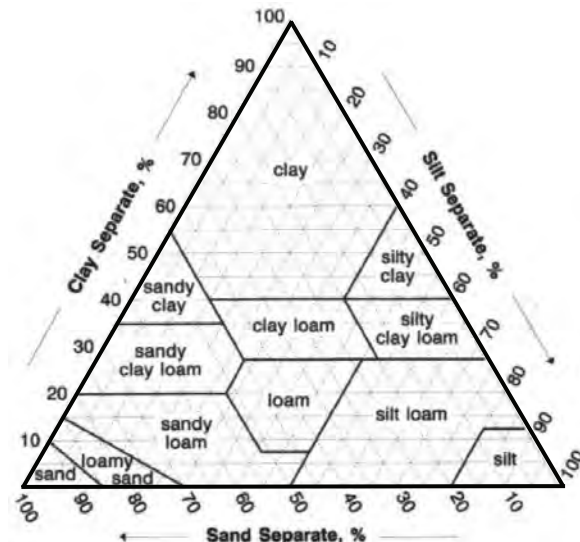


圖4 美國農業部之土壤質地三角圖

Fig.4 The Soil Textural Triangle of United States Department of Agriculture

(IV)砂粒含水率分析

將現地所採集之土砂攜回室內，使其自然風乾，並秤重及烘箱烘乾，求得現地土砂重量水分含量，其結果如圖5。

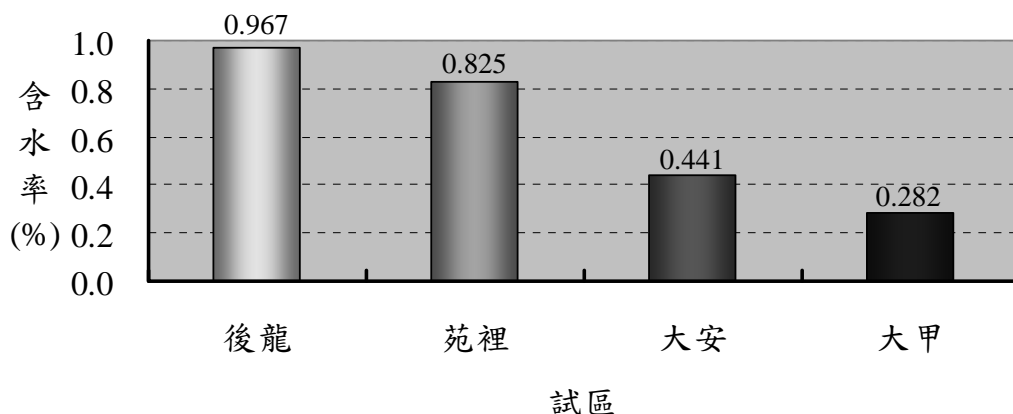


圖5 各樣區顆粒含水率

Fig.5 The moisture content of particle in each sample areas

林信輝、江永哲(1979)以後龍溪砂為材料，在風洞內進形不同含水率之發飛砂量試驗，發現含水率少於1.2 %時，在相同風速條件下，飛砂量與含水率無關。由圖5得知，七個樣區含水量皆在1.2%以下，皆易造成飛砂的產生。

砂的溼度是影響風砂搬運的重要因素，也就是裸露砂面上的含水量，以海岸主要風砂料源區-沙灘為例，其砂面常因潮汐變化或降水等因素而使砂面潮濕，進而改變風砂搬運的行為特性。由實驗結果得知，苑裡與後龍的含水率分別為0.825、0.967%，明顯高於其他樣區，研判是由於潮汐作用使砂面含水率增加。

(V)砂粒形狀分析

經由試驗後得知，粒徑越小，其沉降運動越不穩定，導致其沉降時間增加，此與Stokes' law符合。將不同粒徑之形狀係數加權平均後之結果得知，大安樣區之砂粒較接近圓球狀，而大甲樣區則較為扁平形，又苑裡與大甲樣區其形狀較為類似。此種不同形狀之砂粒一旦受風之作用而移動時，其運動型態當有所不同，此對飛砂量的產生更增複雜性。

(VI)不同粒徑與風速之飛砂量觀測

茲將不同粒徑所測得之飛砂量(江永哲等，1978)列於表3中。由表3中得知，當砂粒粒徑大於0.84 mm以上，風速達13 m/s時飛砂量依然為0 g/m-sec，而風速達15 m/s時飛砂量也不顯著，據此可知，當粒徑大於0.84 mm時，砂粒無法啟動運移，而當砂粒粒徑介於0.42~0.84 mm，入流風速低於11 m/s時，僅收集到微量砂粒，飛砂之通量趨近於零，然而風速達13 m/s時，飛砂量急遽增加。

由表3觀察發現，0.42 mm以下之砂粒，在高風速15 m/s時，雖然粒徑逐漸變小，大粒徑的飛砂量反而多於較小粒徑的飛砂量，然而在低風速9 m/s時，所得結果卻又恰好相反，究其原因，高風速時小粒徑之懸浮量較多所致；再者，當砂粒粒徑小於0.42mm時，風速在9 m/s~11 m/s範圍內，其飛砂量並無明顯差異。再者，由表13得知，粒徑0.42~0.84 mm之砂粒其起始風速為11m/s；粒徑0.25~42 mm之砂粒其起始風速為6 m/s；粒徑0.25 mm以下之砂粒其起始風速為5 m/s。

綜合得知，當砂粒粒徑小於 0.25mm，因起動風速較低，在風速 6m/s 以上，即有大量飛砂產生，其餘粒徑則分別在 9m/s 及 13m/s 以上之臨界風速時，飛砂量才急遽增加。又由風洞實驗觀察得知，砂粒粒徑大於 0.25mm 時，其運動型態多以滾動及跳躍為主，而粒徑小於 0.25mm 時其運動型態則逐漸轉變為懸浮型態移動。

由於飛砂量影響空氣之品質極為嚴重，爲了進一步了解此一現象，本試驗再針對飛砂量變化較爲顯著之三種砂粒粒徑0.84mm~0.42mm、0.42mm~0.25mm及0.25mm~0.15mm等，深入觀測其飛砂量的變化情形，結果如表4所示。由表4得知，當風速達到13.5 m/s以上時，濱海地區的飛砂量將顯著增加，空氣品質逐漸惡劣。

表3 不同粒徑與風速之飛砂量(g/m-s)

Table 3. The aeolian sand amount of different sand diameters and wind speed

粒徑	風速(m/s)						
	5.0	6.0	7.0	9.0	11.0	13.0	15.0
Q _{#10~20} (g/m-s) (0.84~2.0mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
Q _{#20~40} (g/m-s) (0.42~0.84mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	29.7	43.5
Q _{#40~60} (g/m-s) (0.25~0.42mm)	0.0	11.2	19.8	68.1	101.2	127.6	133.8
Q _{#60~100} (g/m-s) (0.15~0.25mm)	0.6	28.6	36.5	74.6	97.4	106.6	108.5
Q _{100 以下} (g/m-s) (0.15mm 以下)	6.8	31.8	40.0	78.4	93.2	98.3	96.5

表 4 粒徑 0.84~0.15mm 之飛砂量(g/m-s)

Table 4. The aeolian sand amount of 0.84~0.15mm sand diameter

粒徑(mm)	風速(m/s)				
	13.0	13.5	14.0	14.5	15.0
Q _{#20~40} (g/m-s) (0.42~0.84mm)	41.1	70.8	85.8	98.9	125.1
Q _{#40~60} (g/m-s) (0.25~0.42mm)	46.0	76.8	94.2	107.1	153.1
Q _{#60~100} (g/m-s) (0.15~0.25mm)	53.9	80.6	92.2	103.5	146.1

(VII)不同含水率之飛砂量觀測

本試驗全部採用大甲樣區之砂粒樣本，由於在風洞試驗時，砂體表面的含水

率並非保持不變，為深入瞭解試驗過程中含水率的變化情形，因此，對於試驗前、試驗後及所收集到的飛砂，皆量測其含水率，試驗時將風洞入流風速控制為10m/s，持續送風5分鐘。

在試驗過程中，於送風初期，砂面並無任何砂粒移動，當持續吹風後，使得砂面逐漸變乾，至一定程度，砂粒方才開始運移；由於飛砂起動只是砂面極薄一層已乾之砂粒移動，下層含水量較多之砂粒則無法被吹動，而砂體含水率愈高，砂面乾燥速度愈慢，砂粒愈不易起動，如有起動其量也極低。

再將飛砂量與試驗前含水率(%)繪圖，如圖6所示；由圖6得知，當含水率低於1.22%時，飛砂量已接近穩定狀態，變化極小，其值與乾砂時並無太大差異；又含水率在1.24%以上時，飛砂量則急遽減少，當上昇至1.84%時，飛砂量降至0.86 g/m-sec，與高峰期相比為1.6%；由此可知，本實驗中砂體含水率對於飛砂量顯著影響的範圍介於1.24%~1.84%之間，當含水率達到1.24%時，水分子即對砂粒運動開始產生抑制作用，而達到1.84%時，僅有微量的飛砂，其抑制作用亦將達到最大值。

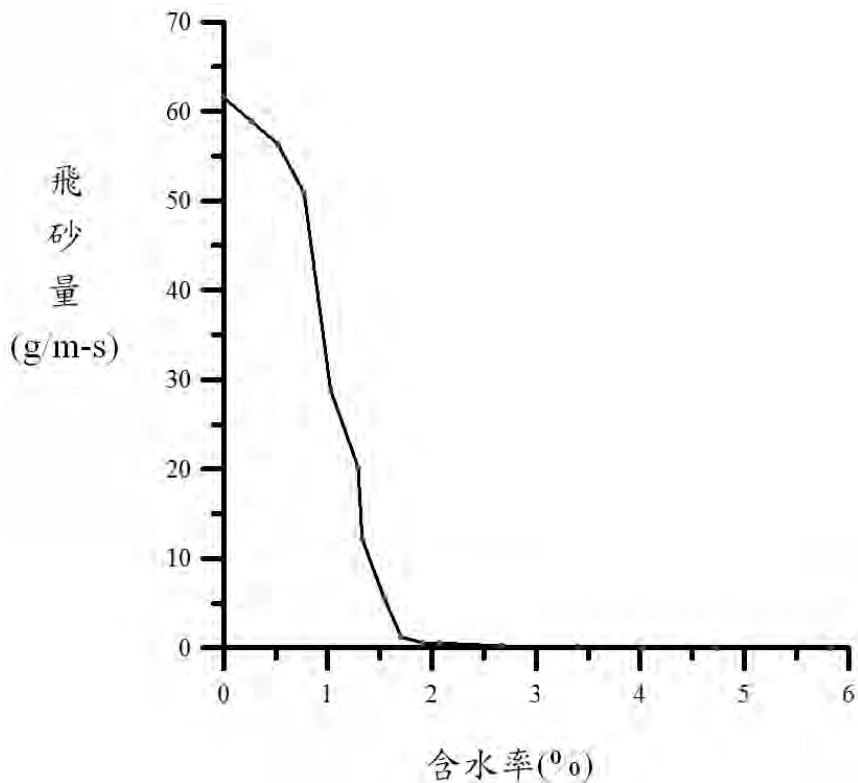


圖 6 砂粒含水率與飛砂量之關係

Fig.6 The relationship of sand moisture content and aeolian sand amount

V、結論

(I)砂粒密度分析

1. 各樣區之顆粒密度介於 $2.62\sim 2.67\text{g/cm}^3$ 。
2. 苑裡之密度最高為 2.67g/cm^3 ，後龍之密度最小為 2.62g/cm^3 。

(II)砂粒粒徑分析

1. 各樣區主要粒徑分布介於 $0.25\sim 0.42\text{mm}$ 之間。
2. 後龍及大甲樣區砂粒之平均粒徑皆在 0.255mm 以上，大安樣區最小，僅有 0.202mm 。
3. 由曲率係數判斷大安與大甲樣區砂粒含量組合較類似，而苑裡則是與後龍相類似。

(III)砂粒質地分析

1. 利用土壤機械分析來評定土壤質地，其砂粒含量均超過 96% 以上。
2. 依照美國農業部土壤分類，本研究各樣區土壤分類皆為砂土。

(IV)砂粒含水率分析

1. 本研究各樣區含水率皆在 1% 以下，其中以苑裡及後龍樣區砂粒之含水率最高為 0.825% 及 0.967% ；大甲樣區最低為 0.282% 。

(V)砂粒之形狀係數分析

1. 依 Stoke's law 所作之砂粒沉降試驗，顯示粒徑較小之砂粒，其實測沉降時間較理論沉降時間為短，粒徑較大之砂粒則反之。
2. 大安樣區砂粒之形狀較類似球形，而苑裡及大甲樣區則較接近扁平形，但後龍樣區則是介於球形與扁平形之間。

(VI)不同粒徑與風速之飛砂量觀測

1. 當風速在 15m/s 以下，若砂粒粒徑大於 0.84mm 以上，則無飛砂產生。
2. 高風速 15m/s 時，砂粒粒徑愈大地表面所收集的飛砂量反而多於細粒徑，但在低風速 7m/s 時，所得結果相反。
3. 砂粒粒徑小於 0.25mm 時，砂粒運動型態由跳躍及滾動逐漸轉變為懸浮型態移動。
4. 濱海地區之風速達到 13.5m/s 以上時，飛砂量將顯著增加，空氣品質逐漸

惡劣。

5. 粒徑 0.42mm~0.84mm 之砂粒其起始風速為 7m/s；粒徑 0.25mm~0.42mm 之砂粒其起始風速為 6m/s；粒徑 0.15mm~0.25mm 之砂粒其起始風速為 5.5m/s；粒徑 0.15mm 以下之砂粒其起始風速為 5m/s。

(VII)不同含水率之飛砂量觀測

1. 當砂粒含水率低於 1.22%時，飛砂量達最大值，且已接近穩定狀態，變化極小。
2. 砂體含水率達到 1.22%時，水分子對砂粒運動開始產生抑制作用，當含水率達 4.35%時，抑制作用達到最大值。
3. 砂粒含水率介於 1.24%~1.84%時，飛砂量急遽增減。

VI、參考文獻

- 江永哲、張文詔（1978）「海岸飛砂量估算之風洞實驗」，中華水土保持學報，9（2）：51~81。
- 朱佳仁（2006）「風工程概論」，科技圖書：241
- 林俐玲、董小萍（2002）「土壤物理學實習」，國立中興大學教材：4~20
- 林信輝、江永哲（1979）「砂體含水率與飛砂量之關係試驗」，中華水土保持學報，10（2）：173~193。
- 吳昌翰（2006）「台中港飛砂量推估之研究」，國立中興大學水土保持學系研究所碩士論文。
- 周恆（1976）「防風定砂」，國立中興大學教務處出版組。
- 游繁結（1986）「台灣西海岸飛砂量推估之初步研究」，中華水土保持學報，17（1）：107~117。
- 游繁結（1989）「台灣海岸的防風定砂」，「水土保持」專輯，0230。
- 游繁結、江永哲、吳約西（1987）「台灣西海岸砂粒性狀之探討」，水土保持學報，19：37-50
- 蔡明華（1972）「崎頂海岸砂丘地土壤物理及化學性測定研究」，沙丘利用，第73期，第三號。
- 蘇福來（1980）「定砂對策工程」，河海工程，第十二期：11~16。

- 萬鑫森（1987）「基礎土壤物理學」，國立編譯館：59-70
- 中島勇喜（1979）「飛砂制御に関する基礎的研究」，九州大學農學部演習 林報告，51：125~183.
- 河田三村（1951）「飛砂に関する實驗」，治山事業參考資料，第4輯。
- 河村龍馬（1951）「飛砂の研究，東京大學理工研報」，5（3-4）。
- 壽次（1969）Sand Dune Research，Tottori，Japan：156~174。
- Bisal,FF & J.Hsieh (1966)Influence of Moisture on Erodibility of Soil by Wind：143~146。
- Bagnold,R.D.（1954）The physics of Blown Sand and Desert dunes.
- Chu, S.H. (1997) Meteorological Condition Conducive to Regional High Particulate Matter Episodes”,Air and Waste Management Associations 90th Annual Meeting and Exhibition, June 8-13,Toronto,Ontario,Canada 97-MP112.06
- DAE SEONG KIM, GERG. CHO and BRUCE R. WHITE（2000）”A Wind-Tunnel Study of Atmospheric Boundary-Layer Flow Over Vegetated Surface to Suppress PM₁₀ Emission On Owens（Dry）Lake”.
- D. van der Wal（1998）Effects of fetch and surface texture on aeolian sand transport on two nourished beaches. Journal of Arid Environments39：533~547.
- Dirk Goossens（2000）Wind tunnel and field calibration of five Aeolian sand traps, Geomorphology 35：233~252.
- Fryrear D.W.（1986）A field dust sampler, Journal of Soil and Water Conservation, March~April：117~119.
- Horikawa, K. and H. W. Shen（1960）Sand movement by wind action on the characteristics of sand traps, Beach Erosion Board Crops of Engineers, Technical Memorandum. No. 119.
- John E.Stout, Ted M.Zobeck（1996）The Wolfforth Field Experiment: A Wind Erosion Study, Soil Science 161(9)：616~632.
- Li Z. S., Ni J. R.（2003）Samplig efficiency of vertical array Aeolian sand traps, Geomorphology 52：243~252
- Kenneth Pye, Haim Tsoar（1990）Aeolian sand and sand dunes.
- Van Donk SJ, Skidmore EL（2001）Field experiments of evaluating wind erosion

- models, *Annals of Arid Zone* 40(3) : 281~302.
- W.M. Cornelis, D. Gabriels (2004) Optimal windbreak design for wind-erosion control. *Journal of Arid Environments* 61 : 315~p.332.
- Zigg, A.W.(1952) Wind tunnel studies of movement of sedimentary material, 5th. Hyd. Conf., State Univ. of Iowa, Bull. 34 : 111~135.
- Zhibao D (2002) The flux profile of a blowing sand cloud: a wind tunnel investigation. *Geomorphology* 49 : 219~230.
- Z.Masri(2003) Wind Erosion in a Marginal Mediterranean Dryland Area: A Case Study from the Khanasser Valley, Syria, *Earth Surface Processes and Landforms* 28 : 1211~1222.
- Z.S. Li,J.R. Ni (2003) Sampling efficiency of vertical array Aeolian sand traps, *Geomorphology* 52 : 243~252.
- Zhibao D, Guangqiang Qian, Wanyin Luo and Hongtao Wang (2006) Threshold velocity for wind erosion: the effects of porous fences. *Environ Geol* 51 : 471~475.

國家圖書館出版品預行編目資料

森林集水區經營研討會論文集
Proceedings of Symposium on 2010
Forest Watershed Management /
林壯沛主編
--臺北市：農委會林試所，民 99. 05
188 面；21x29.7 公分

ISBN 978-986-02-3326-1 (平裝)
1. 林業管理 2. 集水區 3. 文集

436.12407 99008153

2010 森林集水區經營研討會論文集

發行人：黃裕星
策劃：盧惠生
主編：林壯沛
編輯：羅方岑
美編：許明峰
出版單位：行政院農業委員會林業試驗所
電話：台北市南海路 53 號
傳真：02-23039978
網址：<http://www.tfri.gov.tw>
印刷：麥克馬林有限公司
出版年月：九十九年五月
工本費：每冊新台幣 200 元

GPN：1009901535

ISBN：978-986-02-3326-1