地理學報　第五十一期：21-46 (2008)
JOURNAL OF GEOGRAPHICAL SCIENCE (51) : 21-46 (2008)

蓮華池集水區水文敏感區動態變化之研究

Dynamic Change of Hydrologically Sensitive Areas in the Lien-Hwa-Chi Watersheds

莊永忠* 廖學誠**
Yung-Chung Chuang Shyue-Cherng Liaw
詹進發*** 黃正良****
Jihn-Fa Jan Jeen-Liang Hwong

Abstract

The purpose of this research is to study the dynamic change of hydrologically sensitive areas in the Lien-Hwa-Chi watersheds during different seasons. We apply the soil moisture routing model (SMR) to estimate soil saturation degree and probability of runoff generation in the study area, and to analyze the relationship between topographic index and probability of runoff generation. Based on the

* 國立臺灣師範大學地理學系博士班研究生
Graduate Student, Department of Geography, National Taiwan Normal University.
** 國立臺灣師範大學地理學系副教授，通訊作者 (e-mail: liaw@ntnu.edu.tw)
Associate Professor, Department of Geography, National Taiwan Normal University, Corresponding Author.
*** 國立政治大學地政學系副教授
Associate Professor, Department of Land Economics, National Chengchi University.
**** 行政院農委會林業試驗所蓮華池研究中心主任
Director, Lien-Hwa-Chi Research Center, Taiwan Forestry Research Institute.

relationship, we identify the hydrologically sensitive areas in March, June, September, and December. Results show that the topographic indices in Lien-Hwa-Chi watershed No. 4 and No. 5 range from 2 to 15, and have a positive linear relationship with probability of runoff generation. Through the application of SMR, the soil saturation degree is properly estimated. The highest value of soil saturation degree is in June, and the lowest value is in December. It is obvious that soil saturation degree varies with different seasons. In addition, the probabilities of runoff generation in Lien-Hwa-Chi watershed No. 4 and No. 5 are highest in the summer-wet season, and are lowest in the winter-dry season. Finally, based on the same value of topographic index, the probability of runoff generation in Lien-Hwa-Chi watershed No. 4 is higher than that in watershed No. 5.

Keywords: hydrologically sensitive areas, saturation degree, soil moisture routing model, topographic index.

摘　要

本研究主要目的在於探討不同季節時蓮華池集水區水文敏感區之動態變化，應用土壤水份演算模式估算土壤潤濕程度與地表逕流生成機率，並分析地形指標與逕流生成機率之關係，再據此設定門檻值劃設 3、6、9 及 12 月時之水文敏感區範圍。結果顯示，蓮華池 4 號與 5 號集水區地形指標分級多介於 2-15 間，邊坡地帶之地形指標值與地表逕流生成機率則呈線性正相關。而透過土壤水份演算模式估算出之平均土壤潤濕程度，則以 6 月份最高，12 月份最低，明顯地隨季節而變化。此外，蓮華池 4 號與 5 號集水區於夏天雨季時，擁有較高的逕流生成機率，冬天旱季時逕流生成機率則最低。最後，在相同地形指標下，蓮華池 4 號集水區之地表逕流生成機率略高於 5 號集水區。

關鍵字：水文敏感區、土壤潤濕程度、土壤水份演算模式、地形指標

前　言

臺灣山區幅員廣闊，海拔高超過 1,000 m 以上之山坡地佔總面積達 31.5%，整體地形陡峭富變異 (張政亮等，2005)。且因地質脆弱，加上每年 4 至 10 月間豐沛雨量劇烈沖刷，造成山坡地集水區災害不斷發生 (黃誌川與徐美玲，2003)，亦使其開發地區面臨嚴重水土流失與污染擴散問題。故歷年來政府部門對擬定山坡地集水區災害風險管理對策之需求有增無減。惟現今對山坡地災害敏感區 (sensitive area) 範圍劃設仍缺乏簡單但明確之參考指標，以致於難以擬定適切之保護帶與有效之防災方案 (陳樹群與馮智偉，2005)。

就水文學觀點而言，由於許多山坡地崩塌災害與非點源污染之誘發因素，均與集水區坡地之地表下水流傳遞及地表逕流生成機制有關 (Marchant *et al.*, 2006; Mehta *et al.*, 2004)。由於坡地水份傳遞具由高至低之連續性，且移動路徑多元，故以傳統興建堤壩方式減少逕流沖蝕與沉積物傳遞之治山防洪或

污染隔離措施，並無法達到完全阻絕效果 (例如：磷溶解於水後仍會隨著坡地水份傳遞而移動) (Agnew *et al.*, 2006; Brannan *et al.*, 2000; Inamdar *et al.*, 2001)。也因此近年於集水區經營管理相關研究中，設置緩衝區之觀念逐漸興起。以濱水帶緩衝區之劃設爲例，其功能在於定義河川兩岸易對下游整體水系產生影響之區域範圍，以便能明確規範禁伐法令並限制人爲墾殖，避免或減少因開發所造成之輸砂或污染對集水區水系造成之連續性影響。前人研究顯示，濱水帶緩衝區之設置能緩阻泥砂沖積 (Wissmar *et al.*, 2004)，對非點源污染範圍之控制，亦有顯著成效 (Belt and O'Laughlin, 1994; Lin *et al.*, 2002)。但其範圍設置過窄會造成緩衝效用不足；過寬則會造成土地使用之限制與浪費，因此合理之濱水帶緩衝區範圍對山坡地集水區之經營相當重要。臺灣森林經營管理方案中，規定主要溪流兩岸應設置不少於 50 m 之保護林帶；《國家公園或風景特定區內森林區域管理經營配合辦法》中，則規定森林地若符合海拔高度高於 2,500 m，坡度大於 35 度，以及河岸兩旁水平距離 50 m 內，應予以禁伐保護。此類依據溪流位置或地形分級設置之緩衝區，雖有考量觀測水源之位置，但以微觀角度而言，其實際防制效果仍有待評估。

一般而言，濱水帶緩衝區之劃設必須涵蓋地表逕流生成潛勢高之水文敏感區 (hydrologically sensitive area) (Mehta *et al.*, 2004)，因水文敏感區所產出之過飽和漫地流與地表逕流，會隨集水區地形快速匯聚往下坡移動，故若水文敏感區之範圍與危險來源區域 (critical source areas) 之範圍重疊，則該區域中之危險因子，將對下游流域水體與地景生態產生直接且立即之影響 (Gregor and Johnson, 1980; Walter *et al.*, 2000)。也因此，如何利用分佈型水文模式建立評估指標，有效預測或定義出水文敏感區範圍，並分析該範圍內之水文特性空間分佈與逕流生成機制，即成爲水文學主要研究重點之一 (Agnew *et al.*, 2006; Mehta *et al.*, 2004; Walter *et al.*, 2000)。

在探討水文敏感區劃設過程中，必須先就地表逕流與漫地流之生成機制進行了解。目前主要分爲：(1) 超滲漫地流 (inflitration excess overland flow)；(2) 過飽和漫地流 (saturation excess overland flow) 兩大機制。超滲漫地流一般又稱爲荷頓氏漫地流 (Hortonian overland flow)，其多產生於降雨強度大於土壤入滲率之區域，因其入滲量遠小於地表降水量，故降水後無法或來不及入滲之雨水或雪水於地表順應地形匯聚而成爲漫地流。此機制適用於暴雨發生頻率高，或因缺乏地表植生保護而造成土壤直接受雨水沖蝕與酸化，因而降低表土入滲率之地區 (Horton, 1940)。反之，過飽和漫地流生成之原因，爲土壤層呈現飽和潤濕狀態後，因地表水份無法再向下入滲，或地表下水流量穩定持續，因而於土壤表層形成飽和出流現象 (Dunne, 1970)。過飽和漫地流生成位置主要決定於集水區地形、土壤屬性與當地水力梯度，降雨強度與分佈影響力則較小 (Beven and Kirkby, 1979; Dunne *et al.*, 1975; Hewlett and Hibbert, 1967)，也因此本機制多發生於長年潮濕、植生覆蓋良好、土壤入滲率高且水力梯度大之區域 (Dunne and Black, 1970; Hewlett and Hibbert, 1967)。而根據水文學中之可變來源區域理論 (variable source area) 原理，上述 2 種地表逕流生成機制，其上游貢獻區域 (contributing area) 面積與地表逕流產生位置，均會隨不同時期或季節之集水區狀態而呈現動態變化趨勢 (Walter *et al.*, 2000)，而 Hewlett and Nutter (1970)、Quinn *et al.* (1995)、Walter *et al.* (2000) 之研究結果，亦證實集水區水文特性會隨時間與特定降雨事件，而有程度不等之變化波動，如濕季時之高降雨量會提高土壤潤濕程度與中間流 (interflow) 流量，因而造成飽和區域面積擴大及逕流生成潛勢升高 (Walter *et al.*, 2000)；而不同時期之林道開發亦會對集水區水系分佈與沉積物傳遞產生極大之影響 (Luce *et al.*, 2005)。由此可知，依據可

變來源區域理論之原理，若欲準確預測與定義水文敏感區範圍，其指標與水文模式運算單元，必須有別於過去如 AGNPS (Young *et al.*, 1989)、SWAT、SWRRB (Arnold *et al.*, 1990) 等水文模式採用之集塊單元 (lumped units)，而轉爲具集水區內部空間分佈變異之網格子單元，才能對集水區狀態進行通盤之考量，其預測結果方能符合現地情況。

爲預測集水區逕流生成之可變來源區域空間分佈，許多物理型態與空間運算型態之水文模式應運而生 (Frankenberger *et al.*, 1999)，其中最著名且具空間分佈特性之模式即屬 TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979)，其透過地形指標 ($\lambda = \ln(\alpha/\tan\beta)$)，將地形因素納入水文模擬之中，其中 α 爲單位等高線之上游集流面積，亦稱爲比集流面積 (specific catchment area)，tanβ 則爲該點坡度。其假設土壤水之分佈呈現連續穩定之狀態，且土壤之水力傳導度與其深度呈指數反比，最後並採用土壤表面坡度代表局部坡面之水力梯度，故能依據集水區地形反映土壤水份與逕流生成能力。由於其原理簡易且運算資料容易獲取，故近年來地形指標被廣泛應用於集水區水文空間分佈之模擬。Vanacker *et al.* (2003) 應用地形指標反映土壤水份空間分佈，並搭配土地利用變遷模式評估森林砍伐對集水區邊坡穩定之影響；Agnew *et al.* (2006) 則比較地形指標與距河道遠近兩變數預測地表逕流生成之能力，顯示經過校正後之地形指標，可有效預測過飽和漫地流產生之位置；Lin *et al.* (2006) 亦應用地形指標推估集水區中土壤潤濕程度之分佈情況，並對照實測資料進行比較與校正。國內方面，廖學誠等 (2000) 應用地形指標，分析林業試驗所六龜試驗林中寮溪與扇平溪集水區之水文相似性，莊永忠等 (2007) 則使用 1/5,000 地形圖等高線內插生產之數值地形模型，探討林業試驗所蓮華池集水區地形指標空間分佈，顯示地形指標相對高值多位於谷地與河流匯集之處，且會隨網格解析度與流向演算法產生顯著之空間分佈變異。

雖然地形指標應用層面廣泛，能於多數情況下預測集水區內逕流生成區域空間分佈，但其預設條件僅適用於土壤質地均勻之坡地，亦缺乏地表下土壤水移動與滲漏運算機制 (Frankenberger *et al.*, 1999)，以及氣候變遷考量 (Merot *et al.*, 2003)，故不全然適用於地質結構複雜、土壤垂直分層明顯、氣候多變且土壤水力傳導度變異性大之區域 (Rodhe and Seibert, 1999)，此爲地形指標應用上之限制。

爲補強地形指標使用上之限制與不足，許多研究採用土壤水份演算模式 (soil moisture routing model, SMR) 輔助進行水文敏感區預測 (Agnew *et al.*, 2006)。該模式主要目的在於針對淺層土壤分佈之坡地集水區，透過整合現地調查資料，模擬其地表逕流生成潛勢、地表下土壤水空間分佈，以及不同土地利用型所造成之水文影響。其利用特定網格單元內，各垂直土壤分層每日之水量收支會達到總量平衡之物理現象，作爲基本模式原理 (Zollweg *et al.*, 1996)，並採用過飽和漫地流類型之地表逕流生成機制進行演算。土壤水份演算模式運算所需資料爲：網格式數值高程模型、土壤型分佈圖及其分層屬性、氣候與降雨資料，以及可用來定義蒸發散量與地表截留量之土地利用型圖 (Soil and Water Laboratory, 2003)。且因直接將現地屬性進行輸入，各項物理作用參數亦可於執行演算前，根據該地實際情況進行選擇與設定，於模擬分析上較符合實際情況 (Agnew *et al.*, 2006; Frankenberger *et al.*, 1999; Zollweg *et al.*, 1996)。本研究即應用土壤水份演算模式模擬蓮華池 4 號與 5 號集水區之土壤水份變化，並分析其與地形指標空間分佈之關連性，以模擬劃設出在不同季節時，集水區內水文敏感區的變化範圍。

土壤水份演算模式 (SMR) 概述

土壤水份演算模式 (SMR) 主要原理根據爲 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 平臺 (U.S. Army CERL, 1991) 上將其改寫爲可模擬水文特性空間分佈之演算模組。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，並發展成爲一套半分佈型水文模式 (Brooks *et al.*, 2007; Frankenberger *et al.*, 1999; Zollweg *et al.*, 1996)。而此模式又分爲僅考慮單一土壤分層之簡易模式 (Frankenberger *et al.*, 1999)，與多層次土壤分層之複雜模式 (Brooks *et al.*, 2007; Johnson *et al.*, 2003; Mehta, 2001; Zollweg *et al.*, 1996) 兩大類，其中多層次土壤分層模式較切合實際土壤現象與土壤水空間分佈 (Mehta *et al.*, 2004)。

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，作爲運算概念主軸 (圖 1)，其中土壤層 1 設定爲受地表植生根系影響之土壤層 (active root zone)；土壤層 2 爲不受地表植生根系影響之土壤層 (inactive root zone)；最下層則爲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。

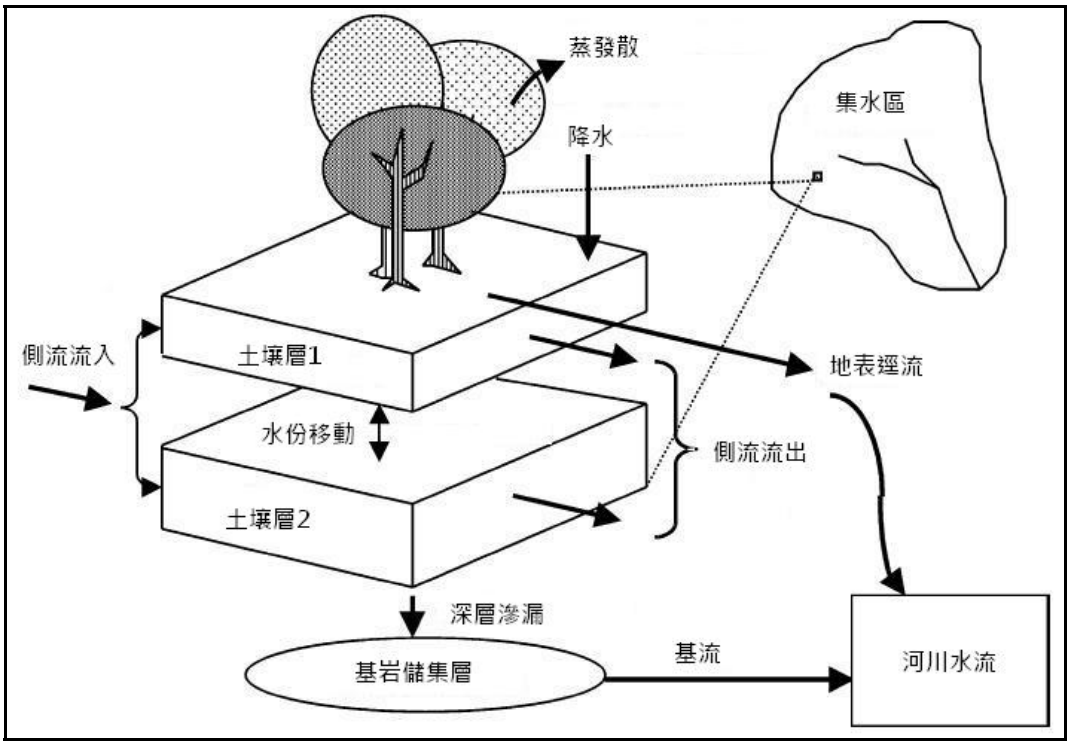
而單位網格中各層土壤每日之水文收支平衡式如式 (1) (Marchant *et al.*, 2006; Mehta *et al.*, 2004; Zollweg *et al.*, 1996)：

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

式 (1) 中，i 爲網格位置，D_i 爲單位網格內由土壤表層至底岩岩床之深度 [m]，θ_i 爲該日單位網格內平均含水程度 [m^3/m^3]，P 爲當日降雨與融雪深度 [m]，ET 爲當日實際蒸發散量 [m]，$\sum Q_{in}$ 爲周圍上坡網格當日側流之流入總水量 [m^3]，$\sum Q_{out}$ 爲當日側流流出至周圍下坡網格之總水量 [m^3]，L_i 爲該土壤層滲入下層土壤之水深 [m]，R_i 代表地表逕流 [m]，A 則爲網格面積 [m^2]。透過式 (1)，以日作爲單位進行運算，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。茲分述各項水份移動子模式如下：

(一) 降水與入滲

土壤水份演算模式中，單一網格之降水輸入來源包括降雨與融雪，並以日均溫 0℃作爲降雨抑或降雪之評判標準。在融雪機制方面則採用溫度指標法 (Temperature Index Method) (U.S. Army Corps of Engineers, 1960)，配合絕乾情況下之集水區平均氣溫進行融雪機制啓動與否之判斷 (Soil and Water Laboratory, 2003)。由於本模式設定爲過飽和漫地流生成類型，故適用於土壤入滲率與水力傳導度均大於降雨強度之地區。所有模式中之降水輸入，在扣除截留量 (interception storage) 與地表滯水量 (surface storage) 後，均會先行入滲至土壤層內，直至各土壤層均達飽和狀態後始於地表呈現飽和出流 (Mehta *et al.*, 2004; Soil and Water Laboratory, 2003)。



資料來源：Mehta *et al.* (2004)。

圖 1 土壤水份演算模式概念圖

Fig. 1. Conceptual map of soil moisture routing model.

(二) 地表下側流

本模式利用動態逼近法，假設各網格之水力梯度近似於該位置之坡度，由達西定律求算出各網格所流出之地表下側流與中間流流量 (Mehta *et al.*, 2004; Soil and Water Laboratory, 2003; Zollweg *et al.*, 1996)。而上層滯水帶 (vadose zone) 之有效水力傳導度 $K(\theta)$ 則可直接採用實測數據進行輸入，或透過以毛管水與吸著水型態移動之基質流 (matrix flow)，以及以重力水型態移動之大孔隙 (macropores) 優勢水流 (preferential flow) 等兩種流動機制運算得出 (Marchant *et al.*, 2006; Mehta *et al.*, 2004)。若採用運算式進行推估時，當土壤含水量 θ 高於土壤之田間含水量 θ_f ，即採用大孔隙優勢水流機制，反之則採用基質流機制。各網格土壤分層水力傳導度如下式 (Frankenberger *et al.*, 1999; Mehta, 2001)：

$$K(\theta) = K_s \exp(-\alpha \frac{\theta_s - \theta}{\theta_s - \theta_f}) \quad \text{for} \quad \theta < \theta_f \tag{2}$$

$$K(\theta) = \left[mK_s - K(\theta_f)\right](\frac{\theta - \theta_f}{\theta_s - \theta_f}) + K(\theta_f) \quad \text{for} \quad \theta_s \geq \theta > \theta_f \tag{3}$$

其中 K_s 爲當日之飽和土壤水力傳導度 [m/day]，θ_s 爲飽和土壤含水量 [m^3/m^3]，α 爲一常數 (本模式對照 Bresler *et al.* (1978) 與 Steenhuis *et al.* (1986) 之研究結果，設定預設值爲 13)。m 則爲土壤水份演算模式中用以區分各土壤分層側流傳導能力差異之大孔隙係數，該無因次係數會隨土壤深度增加而降低。土壤水份演算模式依據 Johnson (2001) 與 Metha (2001) 之研究數據，將最上層土壤之 m 預設爲 10，第二層土壤之 m 設定爲 5，第三層土壤設定爲 3，更深層之土壤則設定爲 1。至於側流之流向定義與水流分配，則依據無限流向演算法 (Tarboton, 1997) 進行疊代加總運算，即可分別產出各網格範圍內土壤分層之側流收支分佈。本研究並不透過上述式 (2) 與式 (3) 進行推估，而直接依據蓮華池土壤試驗相關文獻數據 (陳明杰，1993；陳明杰與何正品，1996；黃正良等，2003) 進行水力傳導度與各土壤屬性之設定與輸入。

(三) 蒸發散

集水區之地表實際總蒸發散量，爲其範圍內各位置之地面蒸發、水面蒸發、土壤蒸發、葉面蒸發與截留蒸發之總和，亦可代表集水區水平衡演算機制中水量流失之部份，一般可由現場量測或模式推估，後對照集水區面積計算而獲得。由於溫度、土壤含水量與地表植生均會對實際蒸發散量產生影響，爲呈現集水區全域蒸發散之變異，故土壤水份演算模式預設以分佈型演算法進行蒸發散量推估。各網格每日之實際蒸發散量則可依據現地之潛勢能蒸發散量 (potential evapotranspiration)、地表植生分佈型與土壤潤濕情況進行輸入，並透過式 (4) 計算得出 (Marchant *et al.*, 2006)：

$$Z_r \frac{d\theta}{dt} = -K_c E \qquad (4)$$

其中 Z_r 是植物根系層深度[m]，K_c 則爲依植生種類設定之基礎蒸發散係數，E 則爲蒸發散率 [m/day]，其值介於 0 (當處於永久萎凋點時) 與潛勢能蒸發散量 (E_{ref}) 間 (Thornthwaite and Mather, 1955)。而若缺乏潛勢能蒸發散數據時，可採 Hargreaves and Samani (1985) 或 Hamon (1961) 所提出之運算模式，由每日氣溫估算而得 (Soil and Water Laboratory, 2003)。

由於蓮華池 4 號與 5 號集水區擁有全區一致林相種類，且具相對完整且經校正之長期實測蒸發散量 (行政院農業委員會林業試驗所，1997)，故本研究不透過上述公式推估蒸發散量，而直接以現場實測蒸發散量進行輸入與運算。

(四) 深層滲漏

該模式中，若土壤分層內與不透水層相鄰之最下層土壤呈現飽和狀態，則其土壤水可能透過岩床破碎處少量滲漏至岩床下 (Soren, 1963)，其演算式如下：

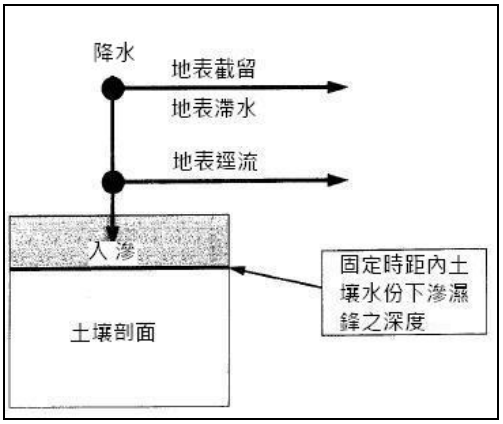
$$P = \min [K(\theta); K_{sub}] W^2 \Delta t \qquad (5)$$

其中 K_{sub} 爲該網格最下層土壤呈現飽和狀態時之水力傳導度 [m/day]，$K(\theta)$ 由式 (3) 推算而得，滲漏量 P 則會受此水力傳導度 $K(\theta)$ 所限制，而隨土壤潤濕程度而有不同結果，而當該層之平均含水量低於田間含水量時，滲漏作用即停止。

根據 Dabney and Selim (1987)、McCarty (1980) 與 Smith and Whatcraft (1993) 之研究，當最下層土壤呈現飽和狀態時，限制土層 (restricting layer) (例如脆磐 (fragipan) 與硬磐 (hardpan)) 之向下滲漏速率介於 0.1 至 7 [mm/day] 之間，排水層 (draining layer) 之水力傳導度則會因底岩分佈連續性增加而上升。但因集水區最下層土壤並非隨時處於飽和狀態，故 SMR 模式預設值則參照 Mehta (2001) 之實驗數據，將滲漏速率設定爲 0.1 至 1.8 [mm/day] 之範圍，據此即可計算各網格每日之深層滲漏量。

(五) 地表逕流

依據土壤水份演算模式之設定，降於地表之水份會依地表植生與土地利用型之差異，而產生不同之截留量；而經過截留後之穿落水，還需扣除地表滯水量後，剩餘之水量才會作爲初始值輸入模式中進行運算 (Zollweg *et al.*, 1996)。換言之，本模式中地表降水總量扣除截留量與地表滯水量，即等同土壤入滲量與逕流量之加總 (圖 2)。且模式中之地表總逕流量統計值，是由每日所有呈現飽和出流狀態網格所產生之過飽和漫地流流量加總而得，並以日流量方式呈現之 (Soil and Water Laboratory, 2003)。



資料來源：Zollweg *et al.* (1996)。

圖 2 土壤水份演算模式之逕流生成機制示意圖

Fig. 2. Map of runoff generation mechanism in the soil moisture routing model.

(六) 基流量與河川流量

有鑑於集水區全域深層滲漏之路徑與狀態難以透過現場實測獲得，土壤水份演算模式採用集塊式 (lumped) 地下儲水層 (subsurface reservoir) 之概念，透過簡單線性方程式與地下儲水層滲出係數 r，計算每日基流之流出量。各日之地下儲水層水量 RS 與基流流出量 BF 運算式如下：

$$\mathrm{RS(t)} = (1-r)RS(t-\Delta t) + \sum_i D_{N;i} \tag{6}$$

$$\mathrm{BF(t)} = rRS(t-\Delta t) \tag{7}$$

D_N 代表滲漏至模式所設定地下儲水層之水量，而式 (6) 與式 (7) 中 r 之設定值，則依據 1997 年 Weiler 於美國 Catskills' Cannonsville 三個子集水區 10 年間所測得之 168 條退水曲線進行迴歸率定，設爲 0.1 (平均 r^2 =0.96) (Soil and Water Laboratory, 2003)。透過上述步驟進行模擬，即可求出每日各網格之基流量。另由於本模式沒有設定過飽和漫地流重新入滲之運算機制，故每日各網格飽和出流之漫地流即被直接視爲河川流量之一部份，而河川流量即爲基流與各網格過飽和漫地流總和之加總 (式 8) (SE 爲過飽和漫地流) (Mehta *et al.*, 2004)。

$$\mathrm{SF(t)} = BF(t) + \sum_i SE_i \qquad (8)$$

研究區域與研究方法

(一) 研究區域

蓮華池試驗林位於南投縣魚池鄉 (圖 3)，屬淺山丘陵地帶，地質爲新生代第三紀砂岩及頁岩構成；土壤爲趨紅化作用之黃壤，表土爲灰褐色砂質黏壤土；底土棕黃、黏質夾有岩石碎塊，爲團塊狀構造，屬矽質黏土；植生以樟科及殼斗科爲主 (葛錦昭等，1978)。年平均溫度 20.8℃，年平均降雨量

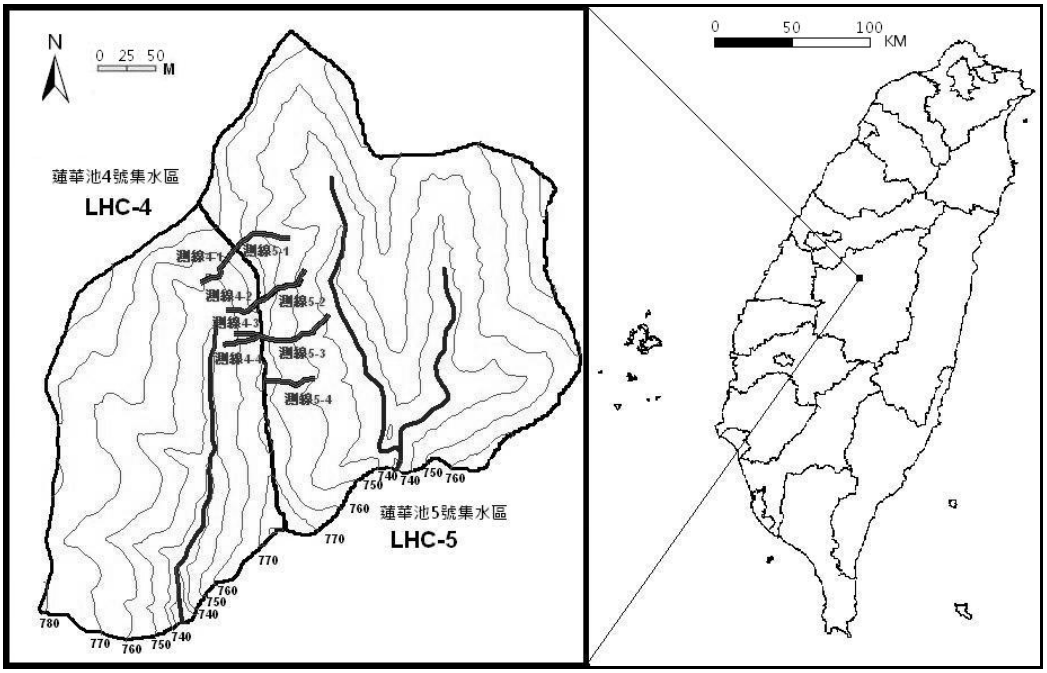


圖 3 蓮華池 4 號與 5 號集水區位置圖

Fig. 3. Map of the Lien-Hwa-Chi watershed No.4 and No.5.

2,229.1mm，年平均蒸發量爲 1,020.1mm，5 月至 9 月間之降雨量佔全年之 82%，各月平均相對溼度在 85.6%左右 (陸象豫等，2000)。蓮華池 4 號 (LHC-4) 與 5 號 (LHC-5) 集水區面積分別爲 5.86 ha 及 8.39ha，海拔高介於 720m 至 790m，平均坡度爲 40%左右。蓮華池 4 號集水區植生爲皆伐後進行補植之 30 年生杉木人工林；5 號集水區則爲天然闊葉林，上層植物以樟科和殼斗科爲主，下層大部分爲上層林份幼樹，地被植物有鐵線蕨、鬼秕欉、沙皮蕨等，植物種類複雜 (葛錦昭等，1978)。

(二) 輸入資料

1. 氣候資料

土壤水份演算模式預設以分佈型演算法，透過潛勢能蒸發散量、地表植生分佈型與土壤潤濕情況進行蒸發散量推估，其所需輸入之氣候資料爲每日之平均氣溫、降雨量，以及潛勢能蒸發散量三項，而本研究則直接參考林業試驗所蓮華池分所氣象資料 (1961-1996 年) (行政院農業委員會林業試驗所，1997) 進行輸入。由於蓮華池 4 號與 5 號集水區涵蓋面積小，氣候並無區域變異，故降雨與蒸發散資料採全域一致之輸入方式；且因長期資料有斷續情況，故僅選用自 1993 年 1 月 1 日至 1994 年 12 月 31 日完整且連續之實測降雨量與實測蒸發散量進行輸入與運算，後以此時距爲例，呈現蓮華池 4 號與 5 號集水區水文敏感區具動態變化之特性。

2. 數值高程模型 (DEM)

由於本研究之試驗區涵蓋面積小，且對照農林航空測量所 1967 年繪製之 1/1,000 地形圖與 1994 年生產之相片基本圖等高線高程後，發現 30 年間地形起伏幾無變化。爲獲得精細之地形起伏資訊，本研究轉採農林航空測量所 1967 年繪製之 1/1,000 地形圖進行等高線數化，其間隔爲 1 m，並將其內插轉爲 10 m 之數值高程模型。

3. 土地利用型圖

本研究採用之蓮華池集水區土地利用型圖，其內容屬性包含屬杉木人工林之蓮華池 4 號集水區、屬天然闊葉林之蓮華池 5 號集水區，以及環繞集水區周圍之產業道路。測繪依據則參考農林航空測量所之正射影像進行數化，並將數化成果轉換格式爲與數值高程模型相同網格解析度與座標系統之 10m 網格圖。

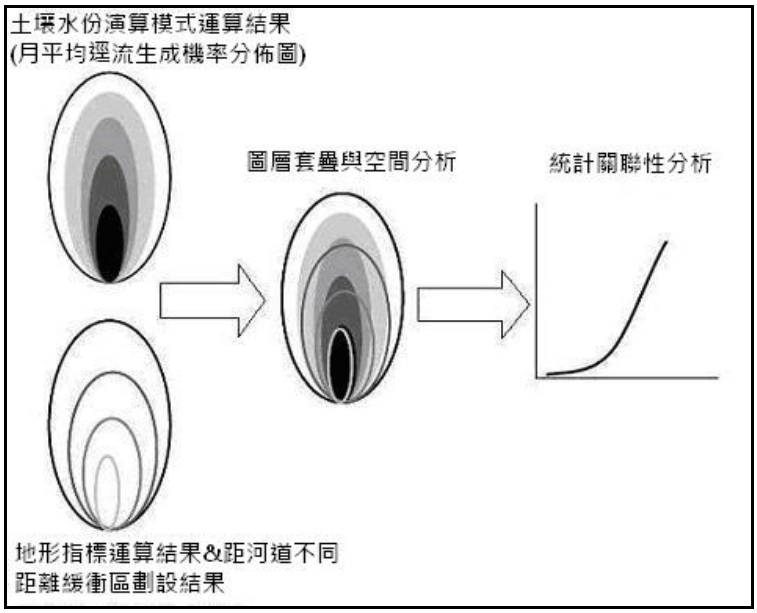
4. 土壤圖

根據《**臺灣高山森林土壤形態、性質與分類**》調查報告 (蔣先覺等，1994)，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)，土壤已有洗出作用與洗入作用，粘粒由 A 層洗出，發生位移且聚積在 Bt 層。本研究以上述調查報告中之土壤資料爲主，並參酌曾在蓮華池進行之土壤試驗相關文獻 (陳明杰，1993；陳明杰與何正品，1996；黃正良等，2003)，以此作爲本研究所需土壤資料之依據。

(三) 研究步驟

由前人研究得知，地表漫地流生成位置受地形、氣候、土壤與植生等許多地文因子總和作用影響，而呈現動態變動之現象，其中又以地形與水文敏感區飽和帶間關係最爲密切。平緩開闊之集水區，飽和帶之範圍會較坡度陡峻狹窄之集水區寬廣，故若單純依據河道位置，採固定水平距離劃設緩衝區，

則無法反映區域差異。而地形指標與土壤水份演算模式則可依據集水區地形特性，透過網格形態進行地文因子作用之物理運算，而呈現土壤水份、地表逕流生成能力，與地表下水流等水文特性空間分佈。但兩者使用所需輸入之參數類型、屬性資料多寡及運算概念不同，因而造成水文敏感區預測範圍各異 (Agnew *et al.*, 2006)。由於地形指標在使用上僅需透過數值高程模型，即可產出具空間連續性之比集水面積圖層與指標分佈圖層，若修正提升其於各季節與不同土地利用型下之預測準確性，則可成爲有效之集水區經營管理輔助工具。故本研究以具連續型分佈特性之地形指標 (λ) 作爲劃設水文敏感區之衡量參考，套疊土壤水份演算模式所產出之月平均過飽和漫地流生成機率分佈圖 (P_{sat}) 進行比較，並以集水區現場之土壤體積含水量調查結果檢核模式效度，最後則找尋兩者關聯性 (圖 4)，以呈現不同季節水文敏感區之動態變化。



資料來源：Agnew *et al.* (2006)。

圖 4 水文敏感區劃設步驟示意圖

Fig. 4. Steps for identifying the hydrologically sensitive areas.

另一方面，雖然於 Agnew *et al.* (2006) 之研究中，距河道距離 (D_s) 與 P_{sat} 之相關係數 R^2 僅介於 0.55 至 0.66 間，並非預測飽和帶之良好指標，但鑒於現行法令仍採距河道遠近作爲緩衝區主要劃設依據，爲檢驗各不同河道距離緩衝區範圍是否包含漫地流生成潛勢高之水文敏感區，本研究依據農林航空測量所 1967 年繪製之 1/1,000 蓮華池 4 號與 5 號集水區地形圖水系分佈，依距河道遠近 (D_s) 設定不同等級之緩衝區 (buffer zone)，並將此圖層與土壤水份演算模式產出之月平均過飽和漫地流生成機率分佈圖 (P_{sat}) 套疊比較，即可針對蓮華池 4 號與 5 號集水區進行 D_s-P_{sat} 之相關係數分析。此步驟可檢核現行法令所劃設之濱水帶緩衝區是否具有效性與合理性，並可供集水區經營管理參考之

用。概述各步驟流程如下：

1. 月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat}) 運算

本研究使用蓮華池 4 號與 5 號集水區 10 m 網格解析度數值高程模型、土壤屬性資料與土地利用型圖，配合 1993 年 1 月 1 日至 1994 年 12 月 31 日完整且連續之實測降雨與蒸發散資料，透過土壤水份演算模式 (SMR)，求出每日集水區內各網格各分層之土壤水份潤濕程度、深層滲漏、地表過飽和漫地流量，以及飽和帶空間分佈。而後以月份爲基準，計算集水區範圍內各網格之月平均過飽和漫地流產生機率，進而產出全域機率分佈圖層。

2. 土壤體積含水量檢核

爲檢核蓮華池 4 號與 5 號集水區之土壤水份演算模式 (SMR) 模擬效度，本研究於 2007 年 4 月 14 日至現地調查，設置 8 條測線量測實際土壤水份含量，並對照當日模式模擬結果以評估其準確度，測線位置如圖 1 所示。8 條測線中，蓮華池 4 號及 5 號集水區各佔 4 條，測線中每間隔 5 m 設置一測點測量其土壤體積含水量 (深度 0 至 12 cm)。使用儀器則爲土壤水份直接測定計 (HydroSense)，可於現場透過 12 cm 之成對探針，採用電氣阻抗原理直接量測出土壤之體積含水量 (volumetric water content)。後將量測結果透過相對差異 (relative difference, R.D.)、常態化均方殘差 (normalized average square residual, NASR)、相對標準誤 (relative standard error, RRSE) 以及決定係數 (coefficient of determination, R^2) 四種統計指標，與依據當日氣候和集水區狀態計算出之模擬值進行比較分析。茲概述 R.D.、NASR、RRSE 統計式如下 (Marchant *et al.*, 2006)：

$$\text{R.D.} = (\overline{\Theta_{\text{obs}}})^{-1}\sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(\Theta_{sm,i}-\Theta_{obs,i})^2} \tag{9}$$

$$\text{NASR} = (\overline{\Theta_{\text{sm}}})^{-1}\sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(\Theta_{sm,i}-\Theta_{obs,i})^2} \tag{10}$$

$$\text{RRSE} = \sqrt{\sum_{i=1}^{n}(\Theta_{sm,i}-\Theta_{obs,i})^2 / \sum_{\text{i=1}}^{\text{n}}(\Theta_{sm,i}-\overline{\Theta_{sm}})^2} \tag{11}$$

其中 $\Theta_{sm,i}$ 表示 i 點之模擬值，$\Theta_{obs,i}$ 表示 i 點之實測值，$\overline{\Theta_{\text{sm}}}$ 代表模擬值之平均，$\overline{\Theta_{obs}}$ 則代表實測值之平均，本研究即依據上述指標，檢核模式之土壤水份空間預測有效性。

3. 地形指標 (λ) 之運算

本研究使用 10 m 網格解析度數值高程模型，透過 Tarboton (1997) 提出之無限流向演算法，分別求算集水區各網格之集流面積及坡度值，而後組合計算出地形指標 ($\lambda = \ln(\alpha/\tan\beta)$)，其運算結果如圖 5。

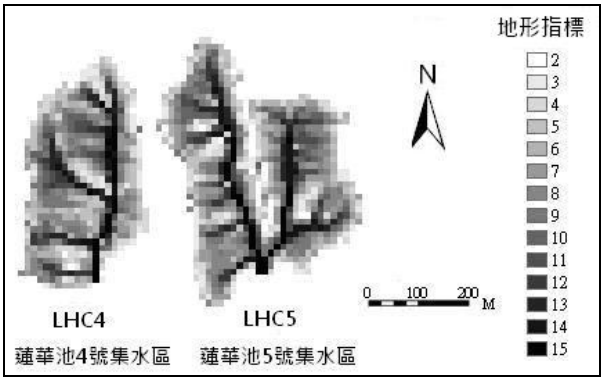


圖 5 蓮華池 4 號與 5 號集水區地形指標 (λ) 分佈

Fig. 5. Distribution of topographic index (λ) in the Lien-Hwa-Chi watershed No.4 and No.5.

4. 距河道不同距離 (D_s) 之緩衝區劃設

目前濱水帶緩衝區之設置與分級，一般採用距河道遠近作爲劃設之依據。本研究採用 ArcGIS 9.1 之環域分析功能，根據農林航空測量所 1967 年繪製之 1/1,000 蓮華池 4 號與 5 號集水區地形圖水系分佈 (常流河)，依距河道遠近每隔 10 m 設定不同等級之緩衝區，並產出圖層如圖 6。

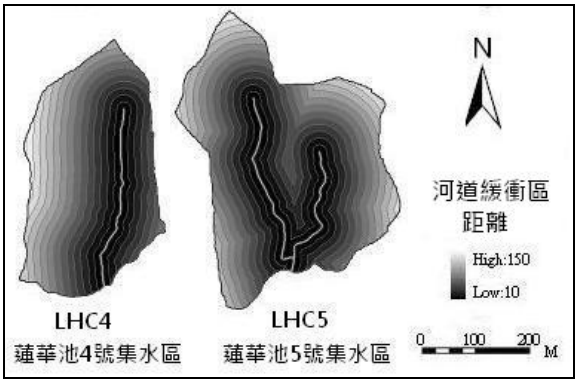


圖 6 蓮華池 4 號與 5 號集水區內距河道不同距離 (D_s) 之緩衝區

Fig. 6. Buffer zones based on different distance (D_s) in the Lien-Hwa-Chi watershed No.4 and No.5.

5. 水文敏感區劃設參數之求取

在分別求出月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat})、地形指標 (λ) 與河道距離等級分佈圖後，即可進行圖層套疊與關聯性分析。本研究將集水區內各網格之月平均過飽和漫地流生成機率值，依地形指標區間進行大小排序與分級 (因兩集水區常流河位置與 λ>8.1 之網格位置相符，故地形指標分級方式採整數進位，將 $0<\lambda\leq 1$ 範圍內之地形指標值歸類爲 λ=1，並以此類推)，後即可獲得各月份地形指標 (λ) 與月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat}) 之關係曲線。同理亦可將集水區內各網格依距河道遠近 (D_s) 進行分級，後求算各等級之 P_{sat} 平均值，並將其繪製爲 P_{sat} -D_s 圖表，如此即可求算距河道距離 (D_s)

與月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat}) 之分佈相關係數，進而呈現出不同季節與土地利用型下合理之變動水文敏感區。

結果與討論

(一) 土壤體積含水量檢核結果

本研究於進行蓮華池 4 號與 5 號集水區之水文模擬運算後，即透過現地土壤體積含水量量測數據檢驗模式之模擬效度，其檢定結果如圖 7 與表 1 所示。表 1 中，雖然 R^2 最高僅達 0.76，最低甚至出現 0.04，但由圖 7 可發現，單一測點之土壤體積含水量模擬值與實測值差異分佈約在 10%以內且分佈趨勢相近，近似 Agnew *et al.* (2006) 與 Marchant *et al.* (2006) 於乾季時使用土壤水份演算模式 (SMR) 之模擬結果，且無全體高估或全體低估之現象。而表 1 中，R.D.與 NASR 則多位於 10%至 20%之範圍，其值略高於 Agnew *et al.* (2006) 之檢核數據 (R.D.<10%)，但略優於 Marchant *et al.* (2006) 於森林地之研究成果 ($9.4 \leq NASR \leq 24.2$)，且除蓮華池 4 號集水區第一條測線外，RRSE 值均小於 5%，模擬趨勢也近似實際檢核結果。至於上述差異產生之原因，則可能爲淺層土壤含水量受上層廣布之腐植質所覆蓋，或同一土壤分層中含水量隨深度產生程度不等之微量變化，因而造成實測值產生隨機差異。另由於模式運算中，同一網格範圍內 (10 m×10 m) 之土壤屬性設定一致，遠低於集水區現場之變異程度，故因此造成上述之差異 (Marchant *et al.*, 2006)。總體而言，蓮華池 4 號與 5 號集水區之乾季土壤體積含水量模擬，於表層土壤已能達到與前人研究相近之成果。

(二) 地形指標 (λ) 與月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat}) 之關連性

爲求得地形指標 (λ) 與月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat}) 之關連性，以利後續探討直接使用地形指標估算與劃設水文敏感區之可行性，本研究以 1993 與 1994 兩年爲例，首先針對蓮華池 4 號與 5 號集水區，使用 10m 網格解析度數值高程模型，配合無限流向演算法計算地形指標分佈圖層 (圖 5)，由圖 5 中可發現地形指標具由上游至下游遞增之分佈連續性，且其值越高之區域，顏色越深，此代表該處具有較高之地表逕流生成潛勢與水流匯聚能力。而地形指標套疊 1/1,000 地形圖數化河流線，以及不同河道距離緩衝區圖層，其分佈亦十分相近，以坡地集水區河川網絡觀點而言，符合 Moore *et al.* (1993) 及 Quinn *et al.* (1991) 採用分流演算類型地形指標對照集流面積分佈之研究成果。另一方面，蓮華池 4 號與 5 號集水區地形指標 (λ) 大於 6.5 之部份，與 1/1,000 地形圖中之間歇河位置大致相符；地形指標 (λ) 大於 8.1 之部份，則可完整包含 1/1,000 地形圖中標示之常流河位置 (圖 5、圖 6)，且分佈面積較小，此顯示地形指標等級分佈與集水區河川網絡之水流匯聚程度具正向相關，此加強了地形指標應用於變動型水文敏感區劃設之可行性。但透過單一地形指標圖層，僅能呈現地形因素影響下之水流匯聚能力，無法反映不同季節與土地利用狀態之水文變動特性，並依據集水區狀態確切估算地表漫地流生成位置，故本研究佐以現地土壤屬性、土地利用型圖與 1993-1994 年氣候資料，配合土壤水份演算模式，以年度爲單位分析集水區地表逕流生成與土壤潤濕之變動。

由土壤水份演算模式進行連續兩年之逐日模擬後，爲衡量不同季節下各因子對地表逕流生成之影

響，本研究抽取 1994 年 3 月、6 月、9 月與 12 月之數據爲例，以分別代表 4 個季節之土壤水份分佈特性。透過模式所轉出之各分層土壤潤濕程度分佈，以及月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat}) 分佈 (圖 8)，可清楚呈現不同季節之土壤水份空間動態變化，以及集水區內各網格之水文特性。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) (行政院農業委員會林業試驗所，1997) 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，

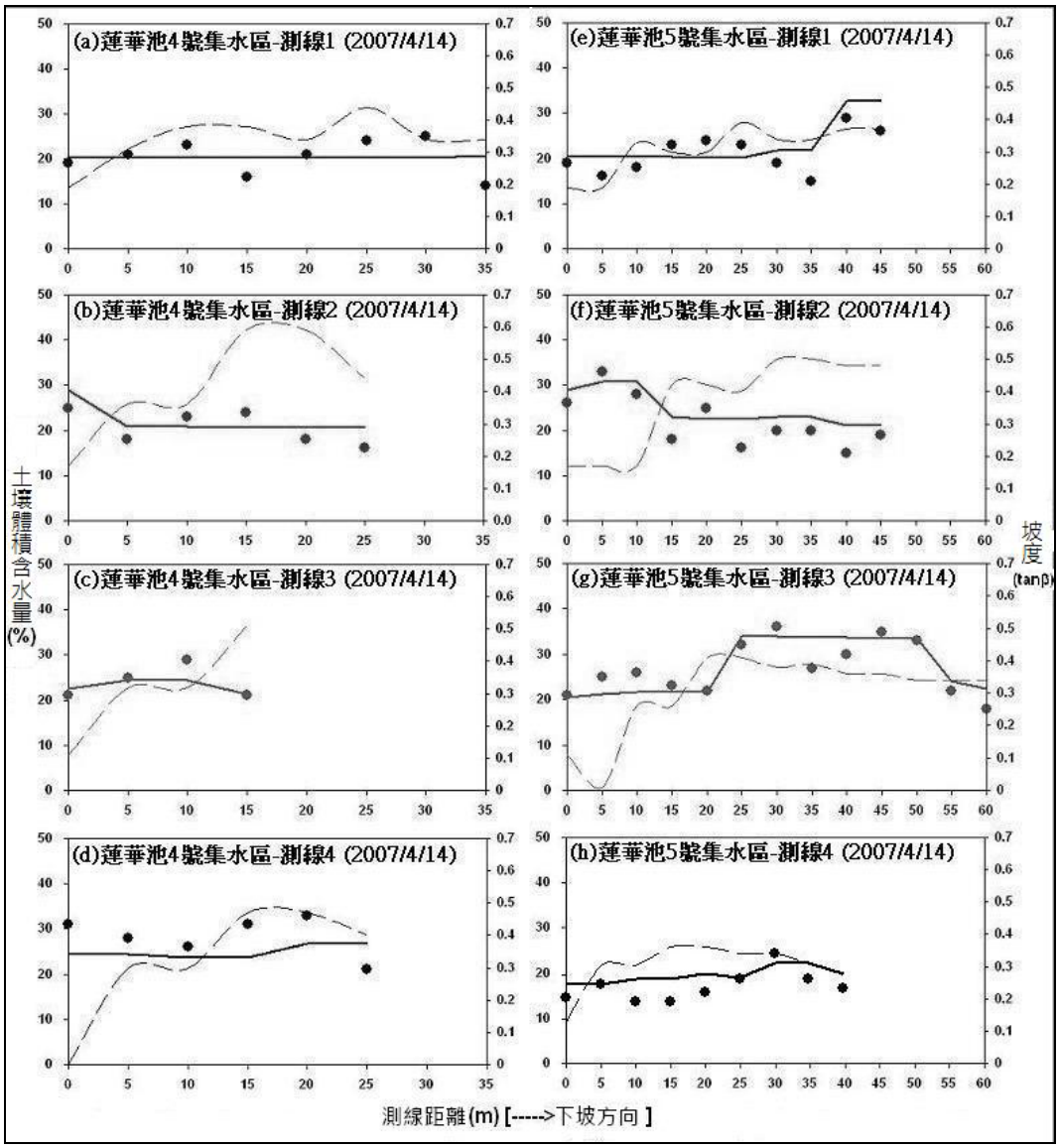


圖 7 蓮華池 4 號與 5 號集水區土壤體積含水量模擬值 (實線)、實測值 (圓點) 及坡度 (虛線) 關係圖

Fig. 7. Relationship among simulated soil moisture (lines), measurements (dots), and slope (dashed lines) in the Lien-Hwa-Chi watershed No.4 and No.5.

表 1 蓮華池 4 號與 5 號集水區各測線土壤體積含水量模擬值之評估結果

Table 1. Evaluation of simulated soil moisture in the Lien-Hwa-Chi watershed No.4 and No.5.

	R. D. (%)	NASR (%)	RRSE (%)	R^2
蓮華池 4 號集水區－測線 1	17	17	20.1	0.25
蓮華池 4 號集水區－測線 2	16	15	1.1	0.31
蓮華池 4 號集水區－測線 3	10	11	1.9	0.73
蓮華池 4 號集水區－測線 4	20	23	4.3	0.04
蓮華池 5 號集水區－測線 1	19	17	0.8	0.46
蓮華池 5 號集水區－測線 2	17	15	1.0	0.76
蓮華池 5 號集水區－測線 3	12	12	0.5	0.73
蓮華池 5 號集水區－測線 4	20	17	2.0	0.44

或生成過飽和漫地流之月平均機率明顯高於其他月份，高達約 40%以上 (圖 8)，且相對高值受地形影響，多位於河道與谷系，但位置分佈則因模式採各網格間之分層運算，且不執行比集水面積與再入滲機制之運算，故坡地流路異於地形指標，呈現不連續性；而冬春兩季之平均月總降雨量較低 (均小於 100 mm) (行政院農業委員會林業試驗所，1997)，故月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat}) 相對高值之網格分佈面積較小，多散佈於谷系內與集水區邊界之道路所在位置，近似 Agnew *et al.* (2006) 與 Marchant *et al.* (2006) 於其試驗區乾季時所模擬出之分佈特性。此研究結果亦符合蓮華池集水區之現地氣候狀況與水文特性，且於集水區邊坡地帶之高地表逕流生成機率位置預測上，與地形指標運算結果有不錯重合。

值得注意的是，蓮華池 4 號與 5 號集水區中，部分於 1/1,000 地形圖上標示爲常流河，或地形指標 (λ) 大於 8.1 之網格，於土壤水份演算模式運算結果中，並無相對較高且連續之月平均過飽和漫地流生成機率分佈，其中以蓮華池 4 號集水區內坡度較緩之平坦谷系部分最爲明顯 (圖 8)。造成此現象之原因，爲土壤水份演算模式在呈現常流河位置之飽和出流現象時，僅納入模式中各網格因降雨造成土體飽和所產生之過飽和漫地流，以及直接逕流 (direct flow) 水量，並不就已飽和出流之地表水再次進行水流分配、重新入滲與集水面積運算 (Mehta *et al.*, 2004)；且因模式僅於計算河川流量時，才會於集水區出口將滲漏至地下水層之深層地下水流 (deep groundwater) 注入總量一併納入呈現，因此於局部地下水層出流豐沛之河床，或級序較高之河川，土壤水份演算模式所呈現之地表逕流生成位置，其意義上僅能代表該位置之網格會因土壤飽和而呈現飽和出流，而此亦造成本研究之集水區月平均過飽和漫地流生成機率呈現不連續分佈之情況 (Agnew *et al.*, 2006)。爲避免上述坡地流路不連續之現象影響水文敏感區之劃設，本研究套疊蓮華池 4 號與 5 號集水區 1/1,000 地形圖、地形指標分佈與月平均過飽和漫地流生成機率圖進行檢視，並將屬於常流河部位，但其逕流生成位置圖層未呈現之區域 (λ>8.1)，先行劃設爲固定水文敏感區 (圖 11)。換言之，以蓮華池 4 號與 5 號集水區爲例，於常流河或行水區，使用實測之 1/1,000 地形圖，或以地形指標 (λ) 大於 8.1 之範圍進行水文敏感區標定，能獲得較合理之劃設結果。

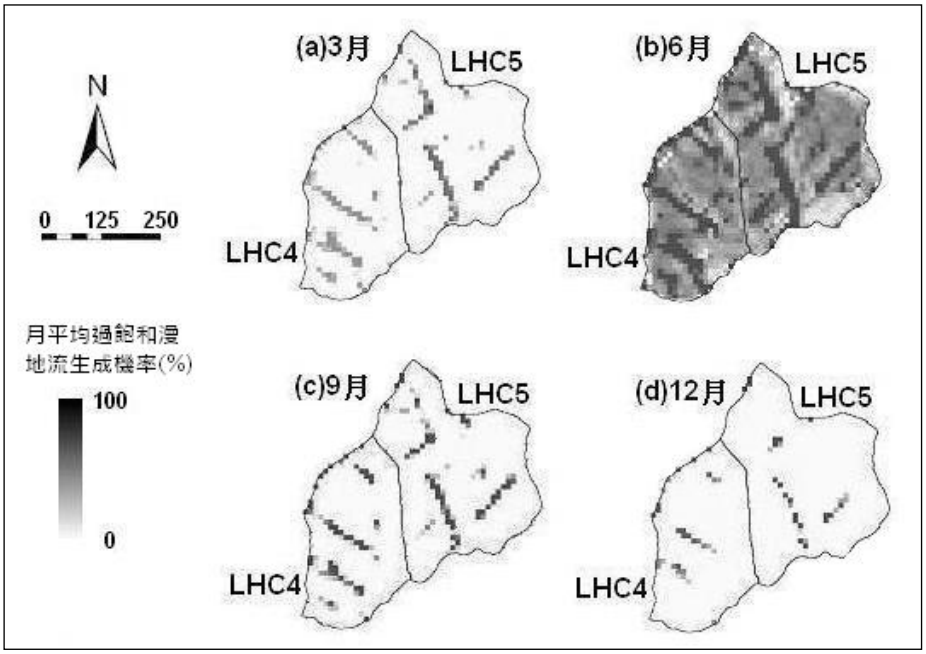


圖 8 蓮華池 4 號與 5 號集水區之月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat}) 分佈圖

Fig. 8. Distribution of monthly saturation probability (P_{sat}) in the Lien-Hwa-Chi watershed No.4 and No.5.

本研究除針對蓮華池 4 號與 5 號集水區月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat}) 製作空間分佈圖外，亦探討土壤水份演算模式所計算出之月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat}) 與地形指標間之關聯性，以及各月份間之動態變化，圖 9 中各點即爲地形指標 (λ) 區間 (間隔爲 1，採整數進位制，例：若 $0< \lambda \leqq 1$，則將 λ 歸類爲 1) 所對應之地形指標機率分佈與月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat}) 平均值。由圖 9 中可知，蓮華池 4 號與 5 號集水區於相同地形指標間隔等級下，其地表逕流生成潛勢均以屬濕季之 6 月份最高，而後依序爲 9 月、3 月與 12 月，顯示相同位置與土地利用型之集水區內，土壤潤濕程度與地表逕流生成位置會依氣候與降雨量多寡而產生顯著之差異，此亦證實同一年度中，水文敏感區範圍爲隨時處於動態移動之狀態。

至於蓮華池 4 號與 5 號集水區地形指標 (λ) 與月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat}) 分佈之關聯性，若以集水區全域角度觀之，因常流河位置之 P_{sat} 圖層分佈並未如 λ 具連續分佈 (圖 8)，故地形指標 (λ) 大於 8.1 之部份亦無法看出與 P_{sat} 之關聯性。但若不納入常流河與行水區範圍，而僅就集水區邊坡地帶進行分析，除 12 月份地形指標 8 所對應之月平均過飽和漫地流生成機率變異程度較大外 (R^2 爲 0.12 與 0.01)，其餘月份之各點，則可呈現決定係數 R^2 介於 0.77-0.95 之線性正相關 (圖 9)，證明集水區邊坡之 λ 與 P_{sat} 呈正向變化。且各月份所形成之線形斜率各異，此代表各季節月份下，地形指標所對應之過飽和漫地流生成機率，其變動敏感性各有不同。

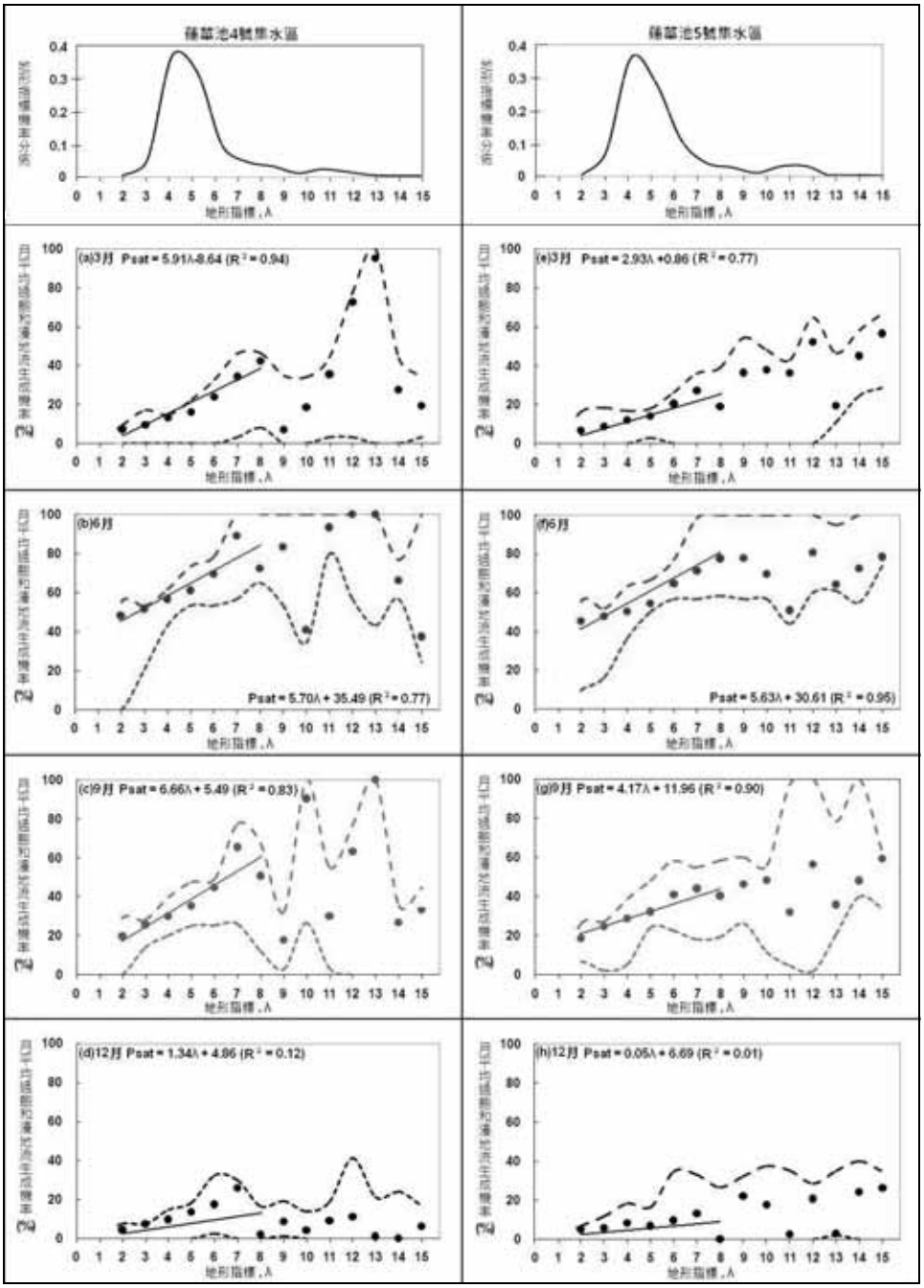


圖 9 蓮華池 4 號與 5 號集水區月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat}) 與地形指標 (λ) 分佈關係圖 (上下虛線分別代表第一四分位數 (25^{th} Percentiles) 與第三四分位數 (75^{th} Percentiles))

Fig. 9. Relationship between monthly saturation probability (P_{sat}) and topographic index (λ) in the Lien-Hwa-Chi watershed No.4 and No.5. The dashed lines correspond to the 25^{th} and 75^{th} percentiles.

另一方面，針對圖 9 兩集水區地形指標 (λ) 與月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat}) 之相關線形進行斜率比較後發現，蓮華池 4 號集水區各月份所構成之線形，均較 5 號集水區線形呈現略陡之斜率，此顯示，根據土壤水份演算模式，蓮華池 4 號集水區擁有較高之降雨－逕流反應能力與地表逕流生成潛勢。廖學誠等 (1998) 曾針對蓮華池 4 號 (皆伐跡地杉木人工林) 與 5 號集水區 (天然林) 進行暴雨狀況下總降雨量與流出量之水文反應比較，獲得其水文反應比分別爲 80.3%與 78.5%，呈現 4 號集水區略高之現象，而本研究模擬結果符合此水文反應現象。

整體而言，蓮華池 4 號與 5 號集水區之地形指標 (λ) 與月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat}) 相關性，若考量集水區全域，並不若 Agnew *et al.* (2006) 於紐約 Castkill Mountain 三個集水區之測試結果，呈現清晰且一致之線性正相關，反而會於地形指標相對高值處 (λ>8.1) 具有較大之地表逕流生成機率變異。歸納其原因，除土壤水份演算模式採過飽和漫地流運算機制，因而造成 P_{sat} 網格之不連續外，本研究所使用之蓮華池 4 號與 5 號集水區面積僅分別爲 5.86 ha 及 8.39ha，均遠小於 Agnew *et al.* (2006) 研究所使用之 3 個試驗區面積 (160 ha、200 ha、3,700 ha)，且於 10 m 網格解析度下，地形指標大於 8 之網格數量少於 30 個，也因此造成較高之統計變異。但若僅考量集水區邊坡地帶，地形指標 (λ) 與月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat}) 即呈現高相關性。

(三) 距河道遠近與月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat}) 之關連性

除探討地形指標 (λ) 與月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat}) 之關係外，本研究亦對照 1/1,000 地形圖河川網絡分佈，取其常流河部份，比較蓮華池 4 號與 5 號集水區月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat}) 與距河道遠近 (D_s) 之相關程度，而此研究將可檢驗小集水區採河道距離劃分緩衝區之效力。圖 10 可發現兩集水區之 P_{sat} 仍以 6 月最高，其次依序爲 9 月、3 月與 12 月，顯示在降雨強度高之月份，兩集水區之地表逕流生成潛勢均會大幅上升，且越近河道位置者，其 P_{sat} 越高；反之距河道越遠，其 P_{sat} 則有下降之趨勢。值得注意的是，蓮華池 4 號集水區於距河道 130 m 至 150 m 處，以及蓮華池 5 號集水區於距河道 110 m 至 130 m 之處，其 P_{sat} 有漸次增高之趨勢。而對照土地利用型圖後發現，造成此現象之原因，是因爲該位置地處集水區邊界之產業道路，由於道路表面滲透能力不佳，故相較於土壤覆蓋區域，其於地表產生直接逕流之機率明顯較高 (Prasad *et al.*, 2005)。土壤水份演算模式依照此原則進行運算，也因此模擬結果中，此特定位置之 P_{sat} 會呈現上升趨勢。

整體而言，蓮華池 4 號與 5 號集水區各月份 P_{sat}-D_s 之決定係數 (R^2) 介於 0.69 至 0.94 間，優於 Agnew *et al.* (2006) 研究結果 (R^2 介於 0.55 至 0.66)，顯示河道距離因素於蓮華池 4 號與 5 號集水區仍有不錯之參考價值。進一步探究其原因，由於蓮華池 4 號與 5 號集水區分屬杉木人工林與天然闊葉林，相較於前人研究之試驗區，其土地利用種類與地表複雜度較低，且全域土壤屬性一致，故集水區邊坡地表逕流生成位置受地形以外因子之影響程度明顯減小，也因此大大提升本研究 P_{sat}-D_s 間之關聯性。

(四) 不同季節月份與不同等級水文敏感區之劃設

本研究於上述段落中，利用蓮華池 4 號與 5 號集水區逐日之氣象資料，配合土壤水份演算模式，呈現集水區內土壤潤濕程度與逕流生成能力分佈之動態變化，並進一步檢核月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat})、地形指標 (λ)，以及距河道遠近等因子間之關聯性。由研究結果可知，因模擬時距內各

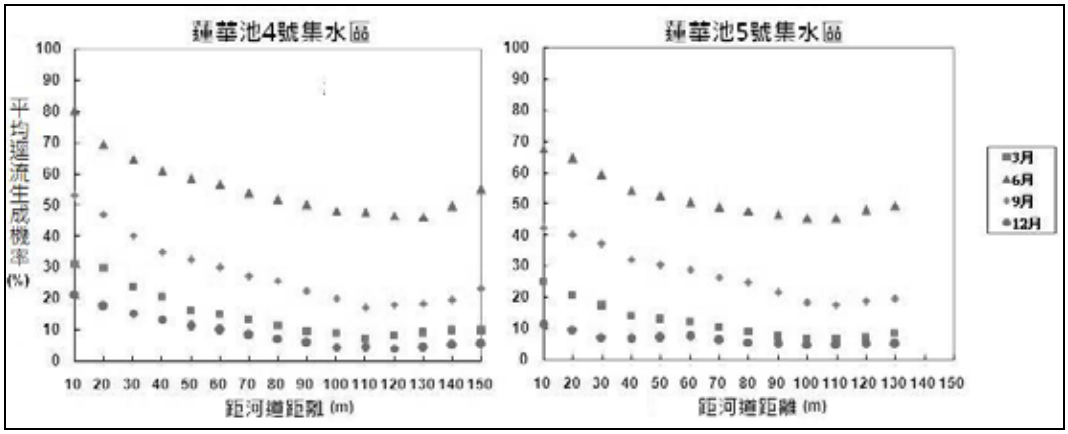


圖 10 距河道遠近 (D_s) 與逕流生成機率 (P_{sat}) 之關連性

Fig. 10. Relationship between distance from stream (D_s) and probability of runoff (P_{sat}).

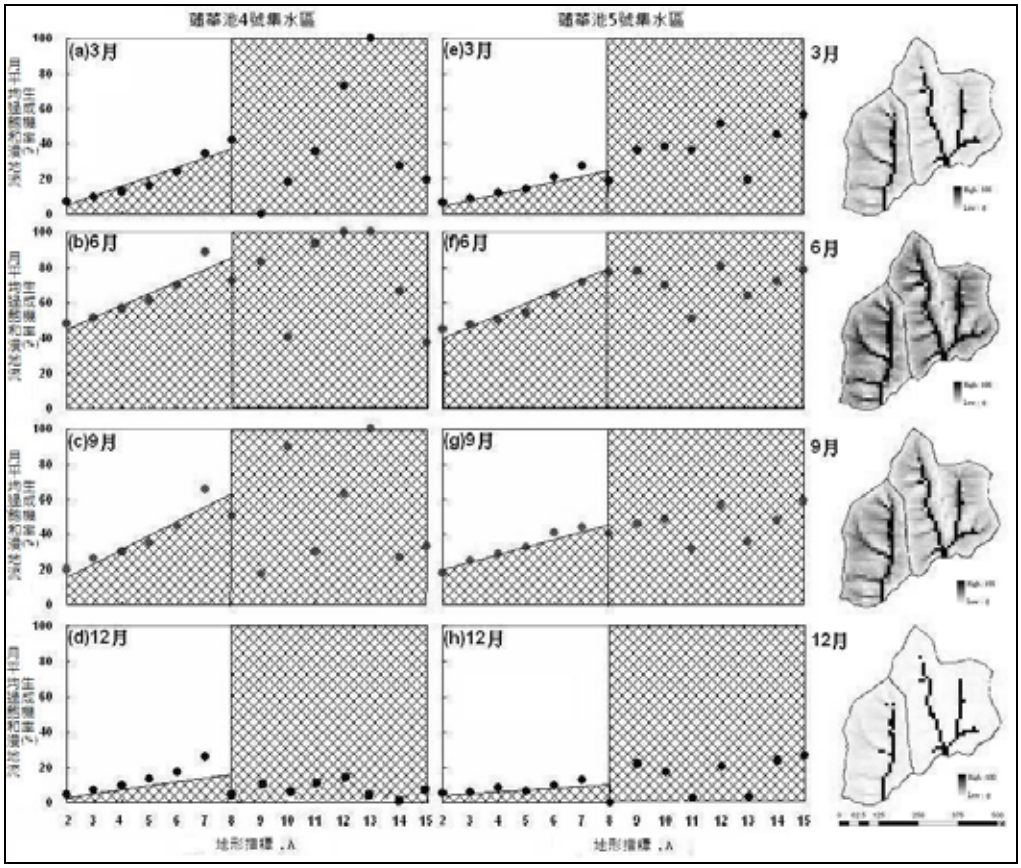


圖 11 不同季節之水文敏感區範圍 (包含地形指標 (λ) 大於 8.1 之常流河範圍)

Fig. 11. Distribution of the hydrologically sensitive areas during different seasons (including perennial stream that topographic index $\lambda > 8.1$).

日氣候與降雨情況多變，致使飽和出流網格位置每日均處於動態變動狀態。若僅採日尺度進行比較，較難歸納時空變化之規律性與週期性，應用於預測作業時亦會增加其不確定性與劃設成本；但若採月份或季節等較長時距方式進行分析，以蓮華池地區 1961-1996 年間之各月份氣象資料爲例，則可明顯歸納出 3-9 月之濕季，以及 10 月至翌年 2 月之乾季 (行政院農業委員會林業試驗所，1997)，此將可簡化變動水文敏感區範圍劃設之複雜度，管理單位於實際應用時亦可有較清晰之分級依據。

據此，本研究延續上述 4 個代表月份之分析成果，進行水文敏感區之劃設。圖 9 中，P_{sat} -λ 正相關曲線可視爲該月份集水區邊坡地帶地形指標值所對應之地表逕流發生機率變動趨勢線，而該曲線會受每日降雨與蒸發散量、土壤性質，以及地表植生覆蓋與土地利用類型所影響。當地表有效降水量高時，集水區土壤潤濕程度高，過飽和漫地流生成機率提昇，水文敏感區範圍相對增加 (圖 8)；反之

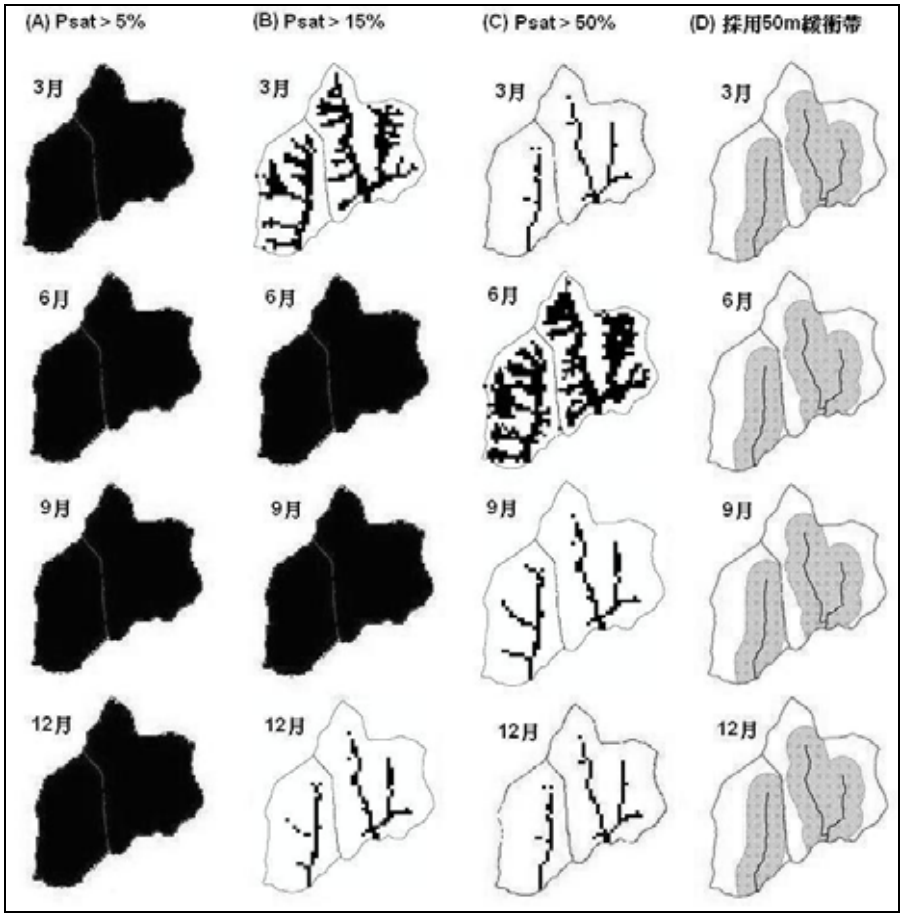


圖 12 不同季節與不同 P_{sat} 等級下之水文敏感區範圍，並與距河道 50 m 緩衝帶劃設方式比較

Fig. 12. Comparison of hydrologically sensitive areas based on different seasons and saturation probability with buffer strip in 50 m distance from stream.

則呈現面積縮小之趨勢。換言之，圖 9 中各表格 λ 所對應之縱軸值，亦可代表該月份集水區範圍內，飽和出流網格佔特定地形指標值網格之面積比例。本研究即利用此轉換方式，依據圖 9 內各月份之 P_{sat} -λ 正相關曲線式，以及 1/1,000 地形圖常流河區域 (即地形指標大於 8 之範圍) 之聯集呈現 (圖 11)，將地形指標圖層轉換爲具連續分佈特性之地表逕流生成機率圖層。透過此轉換方式，未來集水區經營管理者僅需擁有數值地形模型，於計算出地形指標後，即可依據長時距模擬之各月份 P_{sat} -λ 經驗式，換算出集水區地表逕流生成機率空間分佈 (圖 11)。後續更可依集水區尺度與特性，設定適當之 P_{sat} 門檻值進行動態水文敏感區之劃設 (圖 12)。由於此劃設方式較現行採用之 50 m 緩衝帶劃設法更具因地制宜之彈性，故可協助集水區經營管理者於不同季節與氣候下，更有效進行集水區水土保持與非點源污染防制。

結　論

臺灣山坡地集水區多位於夏季多雨且地質脆弱之區域，故山坡地開發常引起許多水土保持與非點源污染擴散之問題，其中又以易生成地表漫地流與逕流之水文敏感區爲甚。由於不同季節、土壤性質與土地利用型會造成集水區水文分佈特性極大之變異性，因此劃設合理之變動水文敏感區範圍，爲集水區經營管理重點之一。

本研究採用以可變來源區域理論爲基礎之地形指標 ($\lambda = \ln(\alpha/\tan\beta)$)，搭配能針對土壤水份、逕流生成機率，與地表下水流等水文因子空間分佈進行預測之土壤水份演算模式 (SMR)，透過建立地形指標 (λ) 與地表逕流生成機率 (P_{sat}) 之關連性，於 3 月、6 月、9 月與 12 月份別進行蓮華池 4 號及 5 號集水區水文特性之呈現與水文敏感區之劃設。結果顯示，蓮華池 4 號與 5 號集水區地形指標 (λ) 分級介於 2 至 15 間，雖能呈現水文特性空間分佈，但無法反映不同時節降雨、蒸發散與土地利用型所產生之影響。而透過土壤水份演算模式所求得之月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat})，則可有效呈現集水區不同季節之變動水文特性。其機率顯示 6 月份之 P_{sat} 最高，12 月則最低，代表蓮華池 4 號與 5 號集水區於夏季多雨時節，擁有較高之土壤潤濕程度與逕流生成潛勢。且各月份相同地形指標等級下，4 號集水區之地表逕流生成機率略高。研究結果亦指出，集水區邊坡區域之地形指標值與月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat}) 具線性正相關特性，本研究即透過地形指標 (λ) 與月平均過飽和漫地流生成機率 (P_{sat}) 之線性正相關曲線式，配合 1/1,000 地形圖標示之常流河位置，取其聯集將地形指標圖層轉換爲具連續分佈特性之地表逕流生成機率圖層，並設定不同 P_{sat} 等級以定義出各季節下之變動水文敏感區範圍。而此劃設方式將可協助集水區經營管理者於不同季節與氣候下，進行集水區水土保持與非點源污染防制。

引用文獻

行政院農業委員會林業試驗所 (1997) **林業試驗所蓮華池分所氣象資料** (1961-1996)，林業叢刊第 76 號。

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。

陸象豫、唐凱軍、古秀宇、黃惠雪 (2000) 林業試驗所各林區氣候狀況，**臺灣林業科學**，15 (3): 429-440。

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。

陳樹群、馮智偉 (2005) 應用 Logistic 迴歸繪製崩塌潛感圖－以濁水溪流域爲例，**中華水土保持學報**，36 (2): 191-201。

張政亮、張瑞津、紀宗吉 (2005) 遙測與地理資訊系統應用於大甲溪流域之崩塌災害的調查與分析，**地理研究**，43: 101-121。

黃正良、廖學誠、金恆鑣、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。

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。

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**，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，**臺灣林業科學**，13 (3): 237-241。

廖學誠、黃瓊漪、黃正良、林照松 (2000) 應用地文及水文特性評估集水區相似性之研究，**中華林學季刊**，33 (3): 341-353。

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**，臺北：林業試驗所。

Agnew, L. J., Lyon, S., Gerard-Marchant, P., Collins, V. B., Lembo, A. J., Steenhuis, T. S. and Walter, M. T. (2006) Identifying hydrologically sensitive areas: bridging the gap between science and application, *Journal of Environmental Management*, 78: 63-76.

Arnold, J. G., Williams, J. R., Nicks, A. D. and Sammons, N. B. (1990) *SWRRB: A Basin Scale Formulation Model for Soil and Water Resources Management*, College Station, TX: Texas A&M University Press.

Belt, W. G. and O'Laughlin, J. (1994) Buffer strip design for protecting water quality and fish habitat, *Western Journal of Applied Forestry*, 9 (2): 41-45.

Beven, K. J. and Kirkby, M. J. (1979) A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrological Sciences Bulletin*, 24: 43-69.

Brannan, K. M., Mostaghimi, S., McClellan, P. W. and Inamdar, S. (2000) Animal waste BMP impacts on sediment and nutrient losses in runoff from the Owl-run watershed, *Transactions of the ASAE*, 43 (5): 1155-1166.

Bresler, E., Russo, D. and Miller, R. (1978) Rapid estimate of unsaturated hydraulic conductivity function, *Soil Science Society of America Journal*, 42: 170-172.

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.

Dabney, S. and Selim, H. (1987) Anisotropy of a fragipan soil: vertical vs. horizontal hydraulic conductivity, *Soil Science Society of America Journal*, 51: 3-6.

Dunne, T. (1970) *Runoff Production in Humid Areas*, Washington D. C.: U.S. Department of Agriculture.

Dunne, T. and Black, R. (1970) Partial area contributing to storm runoff in a small New-England watershed, *Water Resources Research*, 6.

Dunne, T., Moore, T. and Taylor, C. (1975) Recognition and prediction of runoff- producing zones in humid regions, *Hydrological Science Bulletin*, 20: 305-327.

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.

Gregor, D. J. and Johnson, M. G. (1980) Non-point source phosphorus inputs to the Great Lakes. In: Loeher, R. C., Martin, C. S. and Rast, W. (eds.) *Phosphorus Management Strategies for Lakes*, Ann Arbor, MI.: Ann Arbor Science Publishers Inc., 37-60.

Hamon, W. (1961) Estimating the potential evapotranspiration, *ASCE J. Hydraul. Div*., 87: 107-120.

Hargreaves, G. and Samani, Z. (1985) Reference crop evapotranspiration from temperature, *Applied Engineering in Agriculture*, 1: 96-99.

Hewlett, J. D. and Hibbert, A. R. (1967) Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: Sopper, W. E. and Lull, L. W. (eds.) *Forest Hydrology*, Oxford: Pergmon Press, 275-290.

Hewlett, J. D. and Nutter, W. L. (1970) Varying source area of streamflow from upland basins. In: Martin, G. L. (ed.) *Interdisciplinary Aspects of Watershed Management*, New York: ASCE, 65-83.

Horton, R. E. (1940) An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity, *Soil Science Society of America Proceedings*, 4: 399-417.

Inamdar, S. P., Mostaghimi, S., McClellan, P. W. and Brannan, K. M. (2001) BMP impacts on sediment and nutrient yields from an agriculture watershed in the coastal plain region, *Transactions of the ASAE*, 44 (5): 1191-1200.

Johnson, M. S. (2001) *Comparative Analysis of Two Watershed Hydrologic Models for a Central New-York State Watershed: Hydrological Simulation Program – Fortran (HPSF) and the Soil Moisture Routing Model (SMR)*, M. Sc. dissertation, Cornell University, Ithaca, New York, USA.

Johnson, M. S., Coon, W. F., Mehta, V. K., Steenhuis, T. S., Brooks, E. S. and Boll, J. (2003) Application of two hydrologic models with different runoff mechanisms to a hillslope dominated watershed in the northeastern US: a comparison of HSPF and SMR, *Journal of Hydrology*, 284: 57-76.

Lin, C. Y., Chou, W. C. and Lin, W. T. (2002) Modeling the width and placement of riparian vegetated buffer strips: a case study on the Chi-Jia-Wang stream, Taiwan, *Journal of Environmental Management*, 66 (3): 81-92.

Lin, H. S., Kogelmann, W., Walker, C. and Burns, M. A. (2006) Soil moisture patterns in a forested catchment:

a hydropedological perspective, *Geoderma*, 131: 345-368.

Luce, C., Tarboton, D. G., Istanbulluoglu, E. and Pack, R. (2005) Reply to comment by Jonathan J. Rhodes on "Modeling of the interactions between forest vegetation, disturbances, and sediment yields", *Journal of Geophysical Research - Earth Surface*, 110: F01013.

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.

McCarty, T. (1980) *A Field Study of Water Flow over and through a Shallow, Sloping, Heterogeneous Soil*, Ph. D. dissertation, Cornell University, Ithaca, New York, USA.

Mehta, V. K. (2001) *A Multi-layered Soil Moisture Routing (SMR) Model Applied to Distributed Hydrological Modeling in the Castkills*, M. Sc. dissertation, Cornell University, Ithaca, New York, USA.

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.

Merot, P., Squividant, H., Aurousseau, P., Hefting, M., Burt, T., Maitre, V., Kruk, M., Butturini, A., Thenail, C. and Viaud, V. (2003) Testing a climato-topographic index for predicting wetlands distribution along an European climate gradient, *Ecological Modelling*, 163:51-71.

Moore, I. D., Lewis, A. and Gallant, J. C. (1993) Terrain attribute: estimation methods and scale effect. In: Jakeman, A. J., Beck, M. B. and McAleer, M. J. C. (eds.) *Modelling Change in Environmental Systems*, New York: Wiley, 189-214.

Prasad, A., Luce, C., Tarboton, D. G. and Black, T. (2005) Analysis of forest road sediment production and stream impacts, *2005 ESRI International User Conference Proceedings*, San Diego, California, July 25-29.

Quinn, P., Beven, K., Chevallier, P. and Planchon, O. (1991) The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modeling using digital terrain models, *Hydrological Processes*, 5: 59-79.

Quinn, P. F., Beven, K. J. and Lamb, R. (1995) The ln (a/tanB) index: how to calculate it and how to use it within the TOPMODEL framework, *Hydrological Processes*, 9: 161-182.

Rodhe, A. and Seibert, J. (1999) Wetland occurrence in relation to topography: a test of topographic indices as moisture indicators, *Agriculture and Forest Meteorology*, (98-99): 325-340.

Smith, L. and Wheatcraft, S. W. (1993) Groundwater flow. In: Maidment, D. R. (ed.) *Handbook of Hydrology*, New York: McGraw-Hill, 1-58.

Soil and Water Laboratory (2003) *SMDR -The Soil Moisture Distribution and Routing Model*, documentation version 2.0, Ithaca, New York: Department of Biological and Environmental Engineering, Cornell University.

Soren, J. (1963) *The Groundwater Resources of Delaware Country, New York*, Albany, New York: USGS.

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.

Tarboton, D. G. (1997) A new method for the determination of flow directions and contributing areas in grid digital elevation models, *Water Resources Research*, 33 (2): 309-319.

Thornthwaite, C. W. and Mather, J. R. (1955) The Water Balance, *Public Climate*, 8 (3): 86.

U.S. Army CERL (1991) *GRASS 4.1 User's Manual*, Champaign, IL: Construction Engineering Research Laboratory.

U.S. Army Corps of Engineers (1960) *Engineering and Design: Runoff From Snowmelt*, Washington, D.C.: U.S. Army Corps of Engineers.

Vanacker, V., Govers, G., Poesen, J., Deckers, J., Dercon, G. and Loaiza, G. (2003) The impact of environmental change on the intensity and spatial pattern of water erosion in a semi-arid mountainous environment, *CATENA*, 51: 329-347.

Walter, M. T., Walter, M. F., Brooks, E. S., Steenhuis, T. S., Boll, J. and Weiler, K. R. (2000) Hydrologically sensitive areas: variable source area hydrology implications for water quality risk assessment, *Journal of Soil and Water Conservation*, 3: 277-284.

Wissmar, R. C., Timm, R. K. and Logsdon, M. G. (2004) Effects of changing forest and impervious land covers on discharge characteristics of watersheds, *Environmental Management*, 34 (1): 91-98.

Young, R. A., Onstad, C. A., Boesch, D. D. and Anderson, W. P. (1989) AGNPS-a nonpoint-source pollution model for evaluating agricultural watersheds, *Journal of Soil and Water Conservation*, 44 (2):168-173.

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.

2007 年 11 月 7 日　收稿
2008 年 2 月 2 日　修正
2008 年 3 月 20 日　接受