

中間流對集水區降雨逕流模擬之影響

The Influences of Interflow on Watershed Rainfall-runoff Simulation

國立台灣海洋大學河海工程學系
博士候選人

張進鑫
Chin-Hsin Chang

國立台灣海洋大學河海工程學系
教授

李光敦
Kwan Tun Lee

摘 要

傳統水文模式大多以直接逕流概念進行集水區降雨逕流模擬，而直接逕流歷線係由地表逕流與中間流所組成。在實際降雨逕流過程中，集水區內地表逕流往往僅發生於河川附近，地下水位較高且土壤水分達飽和之部分集水面積，而落於土壤水分未達飽和地區之降雨，其水體入滲至地面下後，是以中間流形式於淺層土壤中運行至河川，其水流運行機制與地表逕流並不相同。

由於集水區地形指數已被廣泛應用於推算集水區內發生地表逕流之區域，因此本研究應用集水區地形指數值，將集水區區分為產生地表逕流之部分集水面積與僅有中間流運行之非飽和地區；研究中應用運動波理論配合曼寧公式及達西公式，分別模擬集水區地表逕流與中間流之運行，並配合地貌瞬時單位歷線理論建立降雨逕流模式，以探討中間流對集水區降雨逕流模擬之影響。

本研究以台灣北部橫溪集水區為模式應用集水區，藉由數值高程模式推求集水區地形指數與地文因子，並以實際颱風事件進行逕流模擬分析。結果顯示，中間流對集水區逕流歷線退水段之模擬影響甚為明顯；且研究中發現，以直接逕流概念為基礎之水文模式所檢定的漫地流糙度係數值，會因颱風事件之中間流所佔比例的大小而有所變異。而應用本研究發展之降雨逕流模擬方式，其漫地流糙度係數之檢定值變異甚小，且對於尖峰流量或逕流歷線上升段與退水段之模擬，皆能得到良好的模擬結果。

關鍵詞：集水區降雨逕流模擬，中間流，地形指數，地貌瞬時單位歷線理論，漫地流糙度係數。

ABSTRACT

In conventional rainfall-runoff models, the direct runoff, which includes surface flow

and interflow, was the main process for runoff simulation. Field investigations showed that surface flow is contributed only the area near channel or those areas with high groundwater level; nevertheless, subsurface flow is percolating water that encounters an impeding horizon in shallow soil, where the water is diverted horizontally and reaches the stream channel.

Since the topographic index is extensively adopted for estimating the partial contributing area where the surface flow occurs, the topographic index is used to divide the watershed into a partial contributing area (generating surface runoff) and a unsaturated area (generating interflow) in this study. A geomorphic instantaneous unit hydrograph (GIUH) model, which considers both surface flow and interflow, was adopted for rainfall-runoff simulation based on kinematic-wave approximation using Manning's formula and Darcy's equation for runoff travel time estimation in overland and in subsurface region, respectively.

The Heng-Chi watershed in northern Taiwan was used to demonstrate the capability of the proposed model and to investigate the influences of interflow on watershed rainfall-runoff modeling. The topographic index and geomorphic factors of the study watershed were obtained using a DEM. The results showed that the interflow has significant influences on hydrograph recession limb. Furthermore, the calibrated value of the overland roughness coefficient was found varying with the ratio of the interflow volume to the total runoff volume using conventional runoff models. Nevertheless, by using the revised model proposed in this study, the value of the overland roughness coefficient was found limited to small range and having good simulation results both in the rising and recession limbs of the hydrographs.

Keywords: Watershed rainfall-runoff model, Interflow, Topographic index, Geomorphic IUH model, Overland roughness coefficient.

一、前言

集水區逕流歷線主要可以區分為地表逕流(surface flow)、中間流(interflow 或稱地表下逕流 subsurface flow)與地下水流(groundwater flow)等三個部分,其中地表逕流與中間流合稱為直接逕流(direct runoff, 或稱快速流 quick flow)。傳統降雨逕流模式即以直接逕流概念,將集水區地表逕流與中間流之水流運行機制視為相同,並假設在降雨逕流過程中,集水區內每一個位置點均有地表逕流產生,以進行集水區降雨逕流模擬。然而,由於中間流為水體入滲至地面下後,於淺層土壤中流動至河川,其水流運行機制與地表逕流並不相同(Eagleson, 1970; Beven, 1981);並且在實際降雨逕流過程中,集水區內地表逕流往往僅發生於河川附近,地下水位較高且土壤水分達飽

和之部分集水面積(partial contributing area; Betson, 1964, 簡稱 PCA)。因此若不考慮地表逕流與中間流運行機制之差異,而僅以直接逕流概念進行降雨逕流模擬,將因無法反應集水區內水流之真實流況,而造成逕流模擬之誤差,影響水資源工程規劃設計所需水水量之推估。

Betson (1964)最早在集水區降雨逕流模擬中,提出部分集水面積觀念,其研究應用 Horton 入滲公式,以一非線性數學模式分析集水區地表逕流產生情形。Betson 的研究結果指出,在實際降雨逕流過程中,集水區內因降雨強度大於土壤入滲率而產生地表逕流(Horton overland flow, 稱為荷頓漫地流)之區域,僅佔全集水區面積之 5%,而落於非飽和區域之降雨,是以中間流形式運行至河川。Musgrave and Holton (1964)認為在濕潤或地表植被覆蓋良好地區不易發生荷頓漫

地流，該地區之地表逕流係因降雨逕流過程中，土壤上層水分達飽和而產生，稱之為飽和漫地流 (saturation overland flow)。Hewlett and Hibbert (1967)針對 Musgrave and Holton (1964)所倡議之飽和漫地流進行探討，認為此飽和漫地流區域亦僅佔全集水區之一小部分，並指出飽和漫地流區域範圍會隨降雨歷程而改變，稱之為河川變源面積(variable source area)。Dunne and Black (1970)應用試驗集水區水文紀錄資料探討影響部分集水面積範圍之因素，認為部分集水面積範圍主要受集水區地形、土壤特性、降雨臨前狀況與降雨特性影響。Eagleson (1972)認為部分集水面積範圍之發生機率與整個集水區面積有關，其應用 Betson (1964)所使用的水文資料，以集水區最大逕流量之頻率分析結果，推求部分集水面積佔全集水區面積的比例，並應用於三個不同面積尺度之集水區，結果顯示產生地表逕流之部分集水面積約佔全集水區面積之三分之一到二分之一。Beven and Kirkby (1979)提出地形指數模式 (topography-based hydrological model, 簡稱 TOPMODEL)理論，藉由集水區地形因子與土壤特性，推算地表與飽和含水層間之距離，並以地表與飽和含水層間之距離為零，定義該位置點為地表逕流發生之起點。Beven and Wood (1983)應用 Eagleson (1972)所倡議經由降雨特性進行洪水頻率之分析方式，配合地形指數模式，將部分集水面積所佔比例表示為地形指數 (topographic index)之函數。Quinn et al. (1995)曾探討不同形式之地形指數值對地形指數模式模擬的影響，並用以推算部分集水面積所佔之比例。

有關於地形性降雨逕流模擬之研究，Rodriguez-Iturbe and Valdes (1979)與 Gupta et al. (1980)依 Horton-Strashler 河川級序定律，將集水區區分為數個不同逕流階段，並以機率密度函數表示水流於各階段之運行時間，提出地貌瞬時單位歷線 (geomorphic instantaneous unit hydrograph, 簡稱 GIUH)模式，該模式可反應河川網路對逕流歷線之影響。Lee and Yen (1997)依集水區河川網路特性，將每一級序之次集水區以一 V 型漫地流模型模擬之，並將雨滴於此漫地流模型之運行，

劃分為漫地流與渠流過程，且應用運動波理論以解析方式，直接求解逕流運行時間之機率密度函數的平均值，提出運動波—地貌瞬時單位歷線 (kinematic-wave based geomorphic instantaneous unit hydrograph, 簡稱 KW-GIUH)理論。由於此運動波—地貌瞬時單位歷線模式並未將水流運行機制區分為地表逕流與中間流兩部分，而是以直接逕流概念進行集水區降雨逕流模擬，無法真實反應地表逕流與中間流兩者運行機制之差異。因此 Lee and Chang (2003)對運動波—地貌瞬時單位歷線模式進行修正，進一步將各級序次集水區區分為地表逕流運行區域與中間流運行區域兩部分，使其能同時進行地表逕流與中間流之模擬。

本研究即藉由 Beven and Kirkby (1979)之地形指數概念推算部分集水面積分佈範圍，將集水區區分為產生地表逕流之部分集水面積與僅有中間流運行之非飽和地區；並配合 Lee and Chang (2003)所發展之可考慮中間流運行機制的運動波—地貌瞬時單位歷線模式，進行集水區降雨逕流模擬，以探討中間流對集水區水文模擬之影響。研究中以台灣北部大漢溪流域橫溪集水區為模式應用集水區，藉由數值高程模式推求集水區之地形指數值與地文因子，並以實際颱風事件進行降雨逕流模擬分析，以供水利工程師進行規劃設計之應用參考。

二、部分集水面積理論

部分集水面積是指集水區內，因降雨強度大於土壤入滲能力或因表面土壤達飽和狀態，而產生地表逕流之區域，其分佈範圍與集水區之降雨、地形、區域集水面積以及土壤特性等有關。自 Betson (1964)指出在實際降雨逕流過程中，集水區內僅有小部分地區會產生地表逕流後，水文學者即相繼發表相關研究，認為部分集水面積之分佈範圍為水文模式推衍集水區降雨逕流關係的重要因素 (Amerman, 1965; Ragan, 1968; Dunne and Black, 1970; Eagleson, 1972; Beven and Kirkby, 1979)，其中以 Beven and Kirkby (1979)所發展之地形指數模式理論架構最為完備，而其

應用也相當廣泛(Kirby, 1997; Beven, 1998; Campling, et al., 2002)。本研究即以地形指數模式理論為基礎，探討集水區內地表逕流發生原因，並應用集水區內各位置點之地形指數值，推求集水區內部分集水面積之分佈範圍。

2.1 地形指數模式

Beven and Kirkby (1979)假設飽和含水層之水流動力現象為連續穩定狀態(successive steady state)，且飽和含水層水力梯度(hydraulic gradient)等於局部地表坡度(local surface topographic slope)，而集水區土壤水分流通度(transmissivity)隨土壤深度之增加而遞減，提出以日流量模擬為主的地形指數模式。該模式藉由集水區地形因子與土壤特性，推算地表與飽和含水層間之距離，並以地表與飽和含水層間之距離為零，定義該位置點為地表逕流起點。此地形指數模式假設發生地表逕流之部分集水面積包圍著整個河川系統，而地表土壤水分未達飽和區域，則僅有中間流之運行，而無地表逕流之傳遞現象。其模式架構之理論推導簡述如下(Beven and Kirkby, 1979; Beven, 1998)。

假設集水區土壤水分流通度為深度之指數遞減函數表示如下

$$T(z) = T_0 \exp\left(-\frac{z}{m}\right) \dots\dots\dots(1)$$

式中 z 為土壤深度； $T(z)$ 為隨土壤深度改變之土壤水分流通度； T_0 為集水區之表面土壤水分流通度； m 為 $T(z)$ 於垂直方向之衰減係數，在均質(homogeneous)假設下，可視為固定值。由圖 1 可知，若 j 為集水區之任意位置點，則依水流之運動近似假設，可將 j 位置點之水力梯度與局部地表坡度視為相等，因此 j 位置點之單位寬度出流量可由達西公式表示為

$$q_j = T_0 (\tan \beta_j) \exp\left(-\frac{z_j}{m}\right) \dots\dots\dots(2)$$

式中 q_j 為 j 位置點之單位寬度出流量； $\tan \beta_j$ 為 j 位置點之地表坡度； z_j 為 j 位置點之地表與地下水位的距離。

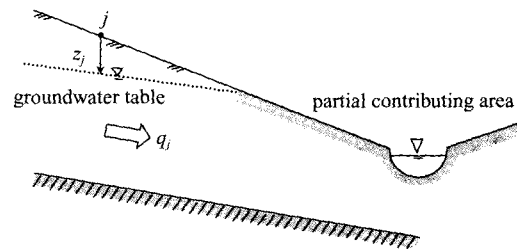


圖 1 地形指數模式示意圖

若假設 a_j 為 j 位置點之單位寬度集水面積，而 r 為此集水面積範圍內均勻流入土壤飽和含水層之補注量，則 j 位置點之單位寬度流量 q_j 亦可表示為

$$q_j = r a_j \dots\dots\dots(3)$$

根據飽和含水層水流動力現象為穩定狀態之假設，當系統之輸入與輸出達平衡時，可將(2)式與(3)式合併，經整理後可表示如下

$$z_j = -m \ln\left(\frac{r a_j}{T_0 \tan \beta_j}\right) \dots\dots\dots(4)$$

在集水區土壤具均質性之假設條件下，若將表面土壤水分流通度 T_0 視為固定值，則(4)式經積分與整理後，可進一步表示為

$$z_j = \bar{z} + m \left\{ \lambda - \ln\left(\frac{a_j}{\tan \beta_j}\right) \right\} \dots\dots\dots(5)$$

式中 \bar{z} 表示集水區內地表與地下水位距離之平均值； $\ln(a_j / \tan \beta_j)$ 為集水區內任意位置點 j 之地形指數值(topographic index)，而 λ 則為集水區各位置點地形指數值之平均值。由(5)式可知，當此指定位置點之集水面積增加或地表坡度變緩時，地下水位隨之上升，則此位置點發生地表逕流的機率將隨之增加。反之，當該位置點之集水面積減少或地表坡度變陡時，地下水位即隨之下降，則此位置點發生地表逕流的機率相對減小。由此可知，集水區各位置點之地形指數值為該位置點能否發生地表逕流的重要指標。

2.2 部分集水面積範圍推求

若定義 ϕ 為部分集水面積佔全集水區面積

之比例，可表示為

$$\phi = \frac{A_c}{A} \dots\dots\dots(6)$$

式中 A_c 為集水區內產生地表逕流之部分集水面積； A 則為集水區總面積。由 2.1 節之推導結果可知，集水區內某一位置點能否發生地表逕流，可由該位置點之地形指數值的大小決定。因此本研究將集水區內各位置點之地形指數值，視為集水區地表逕流之形成函數。即地形指數值越大之地區，該位置點越有可能發生地表逕流；而地形指數值較小之地區，該位置點則較不容易發生地表逕流。如圖 2 所示，部分集水面積佔全集水區面積之比例 ϕ ，可視為地形指數值 $\ln(a/\tan \beta)$ 之函數，因此研究中利用門檻值(threshold)方式，推求在不同地形指數門檻值 (topographic threshold) 下，部分集水面積佔全集水區面積之比例，以做為集水區發生地表逕流之部分集水面積與僅有中間流運行之非飽和地區的劃分依據。圖 2 表示若採用較高之地形指數門檻值，其產生地表逕流之部分集水面積分佈範圍將較小；反之，當地形指數門檻值較低時，其部分集水面積分佈範圍則相對變大。

在集水區地文因子推求過程中，門檻值之概念主要應用於數值高程模式中集水區河川網路之擷取。由於集水區河川網路擷取之過程，可參考地形圖上之藍線，以決定所使用門檻值之大小，進而擷取出與地形圖藍線相符合之河川網路 (O'Callaghan and Mark, 1984; 李等, 1998)。但若應用地形指數門檻值，擷取集水區內發生地表逕流之部分集水面積分佈範圍，目前並無相關量測資料可供參照。因此本研究應用總逕流體積之觀念，藉由水文紀錄資料將有效降雨所產生之直接逕流，區分成地表逕流與中間流兩部分，以計算地表逕流體積佔直接逕流體積之比例 R_{vs} (如圖 3)，而後將此比例與部分集水面積佔全集水區面積之比例視為相同。若配合圖 2 之部分集水面積所佔比例 ϕ 與地形指數門檻值的關係，則可推得集水區內產生某一部分集水面積分佈範圍之地形指數門檻值。因此集水區內任意位置點之地形指數值若大於此門檻

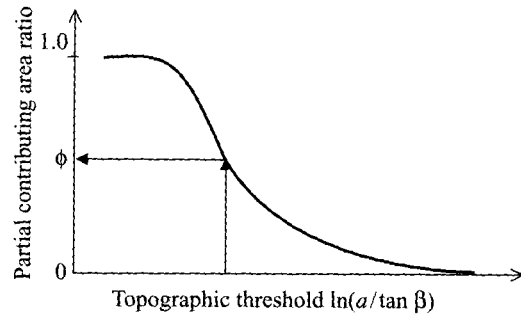


圖 2 部分集水面積所佔比例 ϕ 與地形指數門檻值 $\ln(a/\tan \beta)$ 之關係

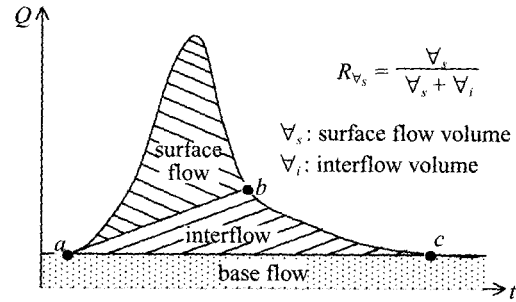


圖 3 逕流歷線分離示意圖

值，則表示該位置點會產生地表逕流；反之，若該位置點之地形指數值小於此門檻值，則不會產生地表逕流，而落於該位置點之降雨是以中間流形式流至河川。

三、運動波—地貌瞬時單位歷線模式

由於 Beven and Kirkby (1979) 之地形指數模式主要應用於日流量之模擬，且地形指數模式中土壤水分流通度衰減係數 m 與暴雨臨前之地表與地下水位距離平均值 \bar{z} ，兩者均不易求得，而需藉由檢定或假設方式推估。因此對於以小時流量模擬為主之颱風事件，本研究則以運動波—地貌瞬時單位歷線理論 (KW-GIUH; Lee and Yen, 1997; Lee and Chang, 2003) 進行分析。由於 Lee and Yen (1997) 所發展之運動波—地貌瞬時單位歷線模式，並未將集水區內水流之運行區分為地表逕流與中間流兩部分。因此 Lee and Chang (2003) 對運動波—地貌瞬時單位歷線模式進行修正，進一步將各級序次集水區區分為地表逕流運

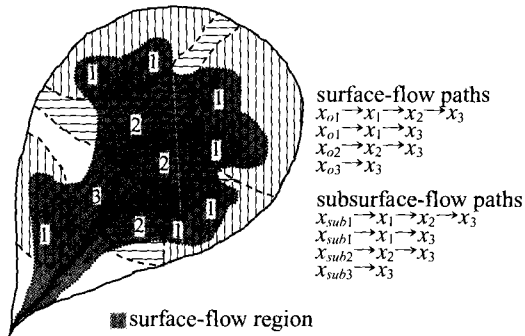


圖 4 考慮部分集水面積之集水區逕流路徑示意圖 (Lee and Chang, 2003)

行區域與中間流運行區域兩部分，並分別推算地表逕流與中間流所產生之地貌瞬時單位歷線，而後將此二部分之瞬時單位歷線以線性方式疊加，成為能考慮中間流運行機制之運動波—地貌瞬時單位歷線模式。此模式主要包括地貌瞬時單位歷線理論與運動波逕流運行時間推求等兩部分，分別敘述如下。

3.1 地貌瞬時單位歷線理論

基於 Horton-Strahler 河川級序定律，一個 Ω 級序之集水區可以被區分為數個逕流階段(如圖 4)。因此雨滴降落於集水區之後，將分別以地表逕流與中間流之形式流至河川，並循序由低級序河川流往高級序河川，而後逐漸流至集水區出口。如圖 4 中之深顏色區域所示，落於該區域內之雨滴是以地表逕流方式，流至集水區出口處；而落於其它遠離河道區域之雨滴，則以中間流之形式匯入河川。

若以 x_i 表示 i 級序之河川，而 x_{o_i} 表示 i 級序集水區產生漫地流之區域，其中 $i = 1, 2, 3, \dots, \Omega$ ，並且假設 $x_{o_i} \rightarrow x_i \rightarrow x_j \rightarrow \dots \rightarrow x_\Omega$ 為某一特定逕流路徑 w_s ，則雨滴採取此一特定路徑的機率可表示為

$$P(w_s) = \phi_i \cdot P_{O A_i} \cdot P_{x_{o_i} x_i} \cdots P_{x_i x_j} \cdots P_{x_k x_\Omega} \dots (7)$$

式中 ϕ_i 為 i 級序集水區之部分集水面積佔此級序集水區面積之比例； $P_{O A_i}$ 為 i 級序集水區面積佔全流域集水區面積之比例； $P_{x_{o_i} x_i}$ 為雨滴由 i 級序

漫地流區域流至 i 級序河川之轉移機率，由上述之假設，知其值為 1； $P_{x_i x_j}$ 為雨滴由 i 級序河川流至 j ($j > i$) 級序河川之轉移機率，此轉移機率等於連接至 j 級序河川之 i 級序河川個數除以所有 i 級序河川之個數。

若令 T_{x_j} 表示雨滴於 x_j 階段之逕流平均運行時間，而 $f_{x_j}(t)$ 表示雨滴於 x_j 階段逕流運行之時間分佈，則可推導出該集水區地表逕流部分之瞬時單位歷線 $u_s(t)$ 為 (Rodriguez-Iturbe and Valdes, 1979)

$$u_s(t) = \sum_{w_s \in W_s} \left[f_{x_{o_i}}(t) * f_{x_i}(t) * f_{x_j}(t) * \dots * f_{x_\Omega}(t) \right]_{w_s} \cdot P(w_s) \dots (8)$$

式中 * 表褶合積分。

而降落於部分集水面積以外之雨滴，將先以中間流形式流至河川，再循序由低級序河川流往高級序河川，而後逐漸流至集水區出口。因此可仿照地表逕流部分之瞬時單位歷線的推衍方式，以 x_{sub_i} 表示 i 級序集水區之中間流運行區域，並假設 $x_{sub_i} \rightarrow x_i \rightarrow x_j \rightarrow \dots \rightarrow x_\Omega$ 為某一特定逕流路徑 w_{sub} ，則雨滴採取此一特定路徑的機率可表示為

$$P(w_{sub}) = (1 - \phi_i) \cdot P_{O A_i} \cdot P_{x_{sub_i} x_i} \cdots P_{x_i x_j} \cdots P_{x_k x_\Omega} \dots (9)$$

式中 $P_{x_{sub_i} x_i}$ 為雨滴由 i 級序中間流區域流至 i 級序河川之轉移機率，其值亦為 1。若同樣令 T_{x_j} 表示雨滴於 x_j 階段之逕流平均運行時間， $f_{x_j}(t)$ 表示雨滴於 x_j 階段逕流運行之時間分佈，則可推導出該集水區中間流部分所產生之瞬時單位歷線 $u_{sub}(t)$ 為 (Lee and Chang, 2003)

$$u_{sub}(t) = \sum_{w_{sub} \in W_{sub}} \left[f_{x_{sub_i}}(t) * f_{x_i}(t) * f_{x_j}(t) * \dots * f_{x_\Omega}(t) \right]_{w_{sub}} \cdot P(w_{sub}) \dots (10)$$

若假設各階段逕流運行時間之機率分佈為指數分佈如下 (Gupta et al., 1980)

$$f_{x_j}(t) = \frac{1}{T_{x_j}} \exp\left(-\frac{t}{T_{x_j}}\right) \dots (11)$$

因此將(11)式代入(8)式，則可經拉普拉斯轉換求得集水區地表逕流部分之瞬時單位歷線解析解為(Gupta et al., 1980)

$$u_s(t) = \sum_{w_s \in W_s} \left[a_{o_i} \exp\left(-\frac{t}{T_{x_{o_i}}}\right) + b_i \exp\left(-\frac{t}{T_{x_i}}\right) + b_j \exp\left(-\frac{t}{T_{x_j}}\right) + \dots + b_{\Omega} \exp\left(-\frac{t}{T_{x_{\Omega}}}\right) \right] \cdot P(w_s) \quad (12)$$

式中 a_{o_i} , b_i , b_j , ..., b_{Ω} 為係數，該係數可利用部分分式方式求解。同理，將(11)式代入(10)式，亦可經拉普拉斯轉換求得集水區中間流部分之瞬時單位歷線解析解為(Lee and Chang, 2003)

$$u_{sub}(t) = \sum_{w_{sub} \in W_{sub}} \left[a_{sub_i} \exp\left(-\frac{t}{T_{x_{sub_i}}}\right) + d_i \exp\left(-\frac{t}{T_{x_i}}\right) + d_j \exp\left(-\frac{t}{T_{x_j}}\right) + \dots + d_{\Omega} \exp\left(-\frac{t}{T_{x_{\Omega}}}\right) \right] \cdot P(w_{sub}) \quad (13)$$

式中 a_{sub_i} , d_i , d_j , ..., d_{Ω} 為係數，該係數亦可利用部分分式方式求解。

基於線性系統之假設，可得集水區瞬時單位歷線為地表逕流所形成之瞬時單位歷線 $u_s(t)$ 與中間流所形成之瞬時單位歷線 $u_{sub}(t)$ 的線性組合，因此集水區之瞬時單位歷線可表示為(Lee and Chang, 2003)

$$u(t) = u_s(t) + u_{sub}(t) \quad (14)$$

3.2 逕流平均運行時間之推求

Lee and Yen (1997)曾利用運動波理論配合考慮河川網路結構之V型漫地流模型，對水流在各逕流階段之平均運行時間進行估算。而Lee and Chang (2003)則進一步將各級序之V型漫地流模型，區分為地表逕流運行區域與中間流運行區域兩部分，並分別推算地表逕流與中間流之平均運行時間。圖5為考慮地表逕流與中間流之V型概念化模型，此模型包含兩個幾何形狀相似且坡度相同之平面，中央為一具均勻渠坡之矩型斷

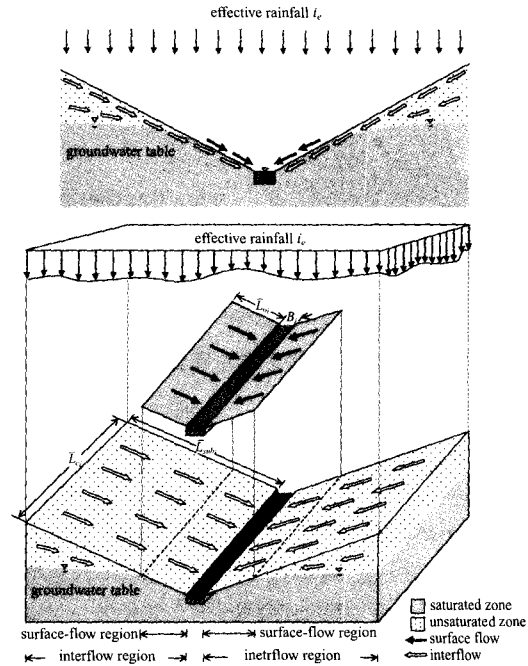


圖5 考慮部分集水面積之各級序次集水區V型概念化模型(Lee and Chang, 2003)

面渠道，而渠道兩側之平面又區分為會產生地表逕流之土壤水分飽和區域，以及不會產生地表逕流之非飽和區域，因此可將渠道兩側平面上逕流之運行，區分為地表逕流與中間流兩層。若 i 級序集水區中間流之平均逕流長度為 \bar{L}_{sub_i} ，且假設降雨逕流過程中，此 i 級序集水區產生地表逕流之長度 \bar{L}_{o_i} 不隨時間改變，可表示為

$$\bar{L}_{o_i} = \phi_i \bar{L}_{sub_i} \quad (15)$$

式中 ϕ_i 為 i 級序集水區中部分集水面積佔此 i 級序集水區面積之比例，可藉由前述之部分集水面積分佈範圍的推算方式求得。

若有一強度為 i_e 之有效降雨(effect rainfall)，均勻落於如圖5之V型概念化模型上，則藉由運動波理論，可推得 i 級序漫地流之逕流平均運行時間 $T_{x_{o_i}}$ 為(Wooding, 1965)

$$T_{x_{o_i}} = \left(\frac{n_o \bar{L}_{o_i}}{S_{o_i}^{1/2} i_e^{m_o-1}} \right)^{\frac{1}{m_o}} \quad (16)$$

表 1 橫溪集水區地文因子

級序	河川 數目	集水區 平均面積	河川 平均長度	漫地流 平均長度	河川 平均坡度	漫地流 平均坡度	河川 平均寬度
i	N_i	\bar{A}_i (km ²)	\bar{L}_{c_i} (km)	\bar{L}_{o_i} (km)	\bar{S}_{c_i}	\bar{S}_{o_i}	B_i (m)
1	29	1.07	0.80	0.67	0.1304	0.3028	4.5
2	6	6.91	3.13	0.38	0.0580	0.2957	22.0
3	2	19.81	1.79	0.47	0.0105	0.2468	32.1
4	1	53.15	4.98	0.45	0.0078	0.1977	60.0

註：河川轉機率為 $P_{x1x2}=0.867$; $P_{x1x3}=0.033$; $P_{x1x4}=0.100$; $P_{x2x3}=0.667$; $P_{x2x4}=0.333$

式中 n_o 為漫地流糙度係數； \bar{S}_{o_i} 為 i 級序漫地流平均坡度，而 m_o 為指數常數，相較於曼寧公式，其值為 5/3。

如圖 5 所示，落於土壤水分飽和範圍以外之降雨，是以中間流形式流至中央渠道。若假設中間流之運動方式可以達西公式近似，且假設中間流之水力梯度等於地表坡降，則可藉由中間流之連續方程式與達西公式，推得 i 級序中間流之逕流平均運行時間 $T_{x_{subi}}$ 為

$$T_{x_{subi}} = \frac{\eta \bar{L}_{subi}}{K_0 \bar{S}_{o_i}} \dots\dots\dots(17)$$

式中 η 為孔隙率(porosity)； K_0 為表層土壤之水力傳導度(hydraulic conductivity)，在降雨逕流過程中，此值可假設為飽和水力傳導度。

當水流以漫地流形式或中間流形式流至中央渠道後，若將直接落於渠道內之雨滴忽略不計，則可藉由運動波理論，推得 i 級序次集水區之渠流階段平均逕流運行時間 T_{x_i} 如下(Lee and Yen, 1997)

$$T_{x_i} = \frac{B_i}{2i_c L_{subi}} \left[\left(h_{co_i}^{m_c} + \frac{2i_e n_c \bar{L}_{subi} \bar{L}_{c_i}}{\bar{S}_{c_i} B_i} \right)^{\frac{1}{m_c}} - h_{co_i} \right] \dots\dots\dots(18)$$

式中 B_i 為 i 級序渠流寬度； n_c 為渠流糙度係數； \bar{L}_{c_i} 為 i 級序渠流之平均運行長度； \bar{S}_{c_i} 為 i 級序渠流平均坡度； m_c 為指數常數，相較於曼寧公式，其值為 5/3； h_{co_i} 為上游次集水區匯入 i 級序河川之平均水深，當河川級序 $i=1$ 時， $h_{co_i}=0$ ，當 $1 < i \leq \Omega$ ， h_{co_i} 可表示為(Lee and Yen, 1997)

$$h_{co_i} = \left[\frac{i_e n_c (N_i \bar{A}_i - AP_{O_i})}{N_i B_i \bar{S}_{c_i}^{1/2}} \right]^{\frac{1}{m_c}} \dots\dots\dots(19)$$

式中 N_i 為 i 級序河川數目； \bar{A}_i 為 i 級序集水區之面積平均值，此面積非僅包括 i 級序河川本身之集水區面積，尚且包括匯入 i 級序河川之上游集水區面積； A 為集水區總面積。綜合上述，即可建立能考慮中間流運行機制之運動波—地貌瞬時單位歷線模式。

四、模式應用與結果分析

本研究以大漢流域之橫溪集水區為模式應用集水區，橫溪集水區位於臺北縣三峽鎮，集水區總面積為 53.15 km²。研究中收集橫溪流量站之小時流量紀錄資料，以及附近大豹雨量站之小時雨量紀錄資料。

4.1 研究集水區地文因子與地形指數值之推求

本研究藉由數值高程模式，推算橫溪集水區地形指數與地文因子。研究中採用精度為 40m×40m 之數值高程資料，參考橫溪集水區 1/25000 比例之地形圖，以面積門檻值為 300 個格點數(李等, 1998)，應用數值高程模式擷取集水區範圍及河川網路，並推求橫溪集水區地文因子，推求結果如表 1 所示。表 1 中各級序渠流寬度，係藉由河寬與河川長度具線性關係之假設求得，表示為(Lee and Yan, 1997)

$$B_i = \frac{\sum_{j=1}^i \bar{L}_{c_j}}{\sum_{j=1}^{\Omega} \bar{L}_{c_j}} B_{\Omega} \quad \dots\dots\dots(20)$$

式中 B_{Ω} 為集水區出口處渠道寬度。現場勘查顯示，橫溪集水區出口處之河寬約為 60m。

本研究藉由數值高程模式以格點分佈形式推求橫溪集水區內各位置點之地形指數值(如圖 6)，其中地形指數之最大值為 26.99，最小值為 7.52，而平均值則為 9.72。圖 6 中顏色較深之格點之地形指數值較高，表示該位置點發生地表逕流之機率較大；反之，顏色較淺之格點之地形指數值較低，即表示該位置點較不容易發生地表逕流。若將地形指數值視為集水區地表逕流之形成函數，則橫溪集水區之部分集水面積所佔比例與地形指數門檻值的關係，可表示如圖 7。由圖 7 可知，若選用較低之地形指數門檻值，所求得之部分集水面積所佔比例較大；反之，若選用較高之地形指數門檻值，則此部分集水面積所佔比例會相對減小。

4.2 研究集水區之部分集水面積範圍推求

本研究藉由橫溪集水區之流量紀錄資料進行分析，推算各颱風事件中地表逕流體積佔總直接逕流體積之比例，並將此值視為部分集水面積佔全集水區面積之比例，而後決定地形指數門檻值之大小，藉以推算集水區內產生地表逕流之部分集水面積的分佈範圍。如圖 3 所示，由於在颱風事件中，地下水基流量(base flow)於時間上之變化相對甚小，可以定值方式估算；因此本研究將降雨發生前一時刻之逕流量(如圖中 a 點)，視為此場颱風事件之平均基流量，而總逕流歷線扣除基流量後，即為該場颱風事件之直接逕流歷線。由於地表逕流與中間流之逕流運行機制不同，因此可對直接逕流歷線退水段之逕流量取對數值，以分別求得地表逕流與中間流之退水係數，並可推算地表逕流退水終點(如圖中 b 點)與中間流退水終點(如圖中 c 點)。如圖 3 所示，若假設中間流由地表逕流之起點 a ，線性遞增至地表逕流退水之終點 b ，則可將直接逕流歷線中之

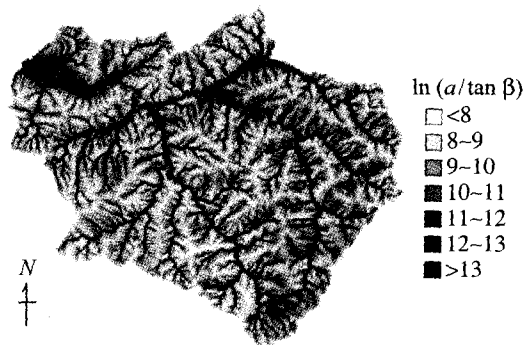


圖 6 橫溪集水區地形指數值 $\ln(a/\tan\beta)$ 之空間分佈

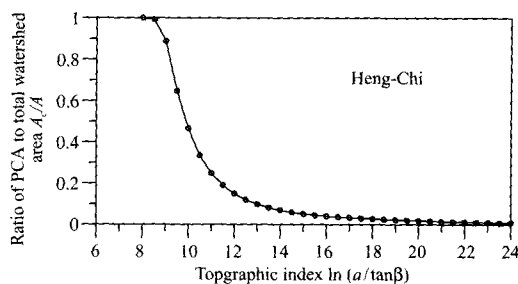


圖 7 橫溪集水區部分集水面積所佔比例 ϕ 與地形指數門檻值 $\ln(a/\tan\beta)$ 之關係

地表逕流與中間流進行分離(Bras, 1990; Beighley et al., 2002)。

本研究以橫溪集水區 1991 年至 2000 年的 6 場颱風事件進行分析，結果如表 2 與圖 8 所示。由表 2 與圖 8 可知，地表逕流體積佔總直接逕流體積之比例為 0.11 至 0.64，且此比例與颱風事件之總降雨深度大致成正比關係，顯示高強度或長延時之颱風事件所產生的地表逕流體積所佔比例較大，而小場次颱風事件之中間流體積所佔比例較大。若配合圖 7 之橫溪集水區部分集水面積所佔比例與地形指數門檻值的關係，則可求得各場颱風事件中，用以推求部分集水面積分佈範圍所需之地形指數門檻值，如表 2 之最後一欄所示。因此，若集水區內某一位置點之地形指數值大於該場颱風事件之地形指數門檻值，則可假設在降雨過程中該位置點會發生地表逕流；反之，若此位置點之地形指數小於該場颱風事件的地

表 2 橫溪集水區水文紀錄分析

降雨事件	降雨深度 (mm)	尖峰流量 (m ³ /s)	直接逕流 體積(10 ³ m ³)	地表逕流 體積(10 ³ m ³)	中間流 體積(10 ³ m ³)	地表逕流 所佔比例	地形指數 門檻值
1991/9/18	66.4	134.0	882.3	185.3	697.0	0.21	11.3
1994/7/10	78.4	58.2	1250.1	137.5	1112.6	0.11	13.2
1996/7/30	320.0	243.0	6803.2	3741.8	3061.4	0.55	9.9
1997/6/22	52.0	79.8	552.8	88.4	464.3	0.16	12.3
1999/6/18	116.0	170.0	2157.9	755.3	1402.6	0.35	10.4
2000/10/31	381.2	316.9	9117.4	5835.1	3282.2	0.64	9.4

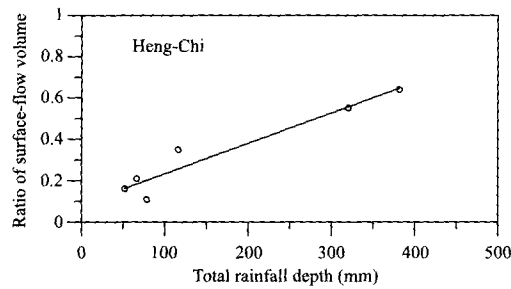


圖 8 橫溪集水區地表逕流體積所佔比例與降雨總深度之關係

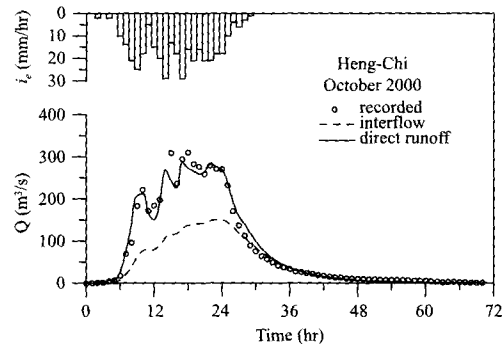


圖 9 橫溪集水區降雨逕流模擬結果

形指數門檻值，則該位置點於降雨過程中並不會地表逕流。藉由地形指數門檻值推求集水區之部分集水面積分佈範圍後，即可再次應用數值高程模式，推算(15)式中各級序次集水區地表逕流長度 \bar{L}_i 與各級序集水區中部分集水面積佔此級序集水區面積之比例 ϕ_i ，如此即可配合能考慮中間流運行機制之運動波—地貌瞬時單位歷線模式進行降雨逕流模擬。

4.3 集水區降雨逕流模擬

本研究以橫溪集水區大豹雨量站與橫溪流量站之水文紀錄資料進行驗證，並以 1991 年至 2000 年之 6 場颱風事件進行集水區降雨逕流模擬分析。圖 9 為 2000 年 10 月颱風事件之逕流模擬結果，由圖可知，集水區退水段之逕流歷線主要由中間流所主控，且無論在洪峰流量、洪峰到達時刻或整體逕流歷線之模擬，應用本研究所建立之逕流模擬方式，皆可得到良好的模擬結果。

在應用運動波—地貌瞬時單位歷線模式進行降雨逕流模擬時，需要輸入集水區渠流與漫地

流糙度係數，以及土壤孔隙率與飽和水力傳導度。本研究以橫溪集水區之水文紀錄進行檢定，結果顯示橫溪集水區渠流糙度係數 n_c 之平均值為 0.05，且各場颱風事件所得之結果差異甚小。集水區漫地流糙度係數與地表覆蓋種類有關，研究中以檢定方式求得各場颱風事件所使用之漫地流糙度係數值，結果如表 3 所示，橫溪集水區漫地流糙度係數 n_o 之平均值為 0.6。而土壤孔隙率 η 的範圍應介於 0.35 至 0.65 之間(Dunne and Leopold, 1978)，研究中選用其中間值為 0.5。由於中間流為水流於接近地表之淺層土壤的橫向流動，因此所使用之地表飽和水力傳導度與傳統地下水層之飽和水力傳導度並不相同，研究中藉由水文紀錄以檢定其值，結果如表 3 所示，橫溪集水區之地表飽和水力傳導度 K_0 之平均值為 0.025 m/s。而由表 3 亦可知，應用本研究建立之可考慮中間流運行機制的逕流模擬方式，所檢定之橫溪集水區漫地流糙度係數 n_o 與地表飽和水力傳導度 K_0 ，兩者於不同颱風事件所得之結果變異不大。

表 3 橫溪集水區水文模式參數檢定結果

降雨事件	不考慮中間流機制之逕流模擬方式	考慮中間流機制之逕流模擬方式	
	漫地流糙度係數 n_o	漫地流糙度係數 n_o	飽和水力傳導度 K_0 (m/s)
1991/9/18	5.0	0.62	0.025
1994/7/10	7.5	0.59	0.027
1996/7/30	2.3	0.60	0.024
1997/6/22	5.0	0.58	0.023
1999/6/18	3.0	0.61	0.026
2000/10/31	1.2	0.60	0.025

4.4 中間流對集水區降雨逕流模擬之影響

由於本研究將地表逕流體積佔總直接逕流體積(地表逕流體積與中間流體積之總和)之比例,與部分集水面積佔全集水區面積之比例視為相同,以進行考慮中間流運行機制之集水區降雨逕流模擬。因此若某場颱風事件之部分集水面積佔全集水區面積比例較大時,則代表該場颱風事件所產成之地表逕流量較大,而中間流逕流量之比例將相對減少;反之,當部分集水面積佔全集水區面積比例減少時,則該場颱風事件的中間流逕流量比例將隨之增加。

圖 10 顯示當部分集水面積佔全集水區面積比例為 0.5 時, 10 mm/hr 之有效降雨所形成的橫溪集水區瞬時單位歷線。由圖可知,集水區瞬時單位歷線之上升段與峰段主要受地表逕流所影響,而退水段之瞬時單位歷線則由中間流所主控;並且集水區地表逕流單位歷線之基期亦遠小於中間流單位歷線之基期。

圖 11 為應用考慮中間流運行機制之逕流模擬方式,與傳統上以直接逕流概念進行之逕流模擬的比較。結果顯示,以直接逕流概念所推得之逕流歷線於上升段與退水段之模擬,均與紀錄流量有較大差異;而應用考慮中間流運行機制之逕流模擬方式,則不論在上升段或退水段之逕流模擬,均有明顯之改善。

圖 12 顯示中間流運行機制對集水區漫地流糙度係數檢定之影響,圖中橫軸為各場颱風事件之尖峰流量,縱軸右側為應用本研究之逕流模擬

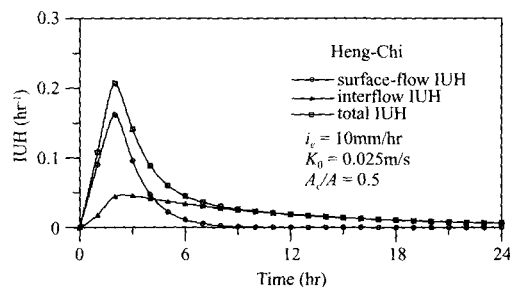


圖 10 橫溪集水區瞬時單位歷線

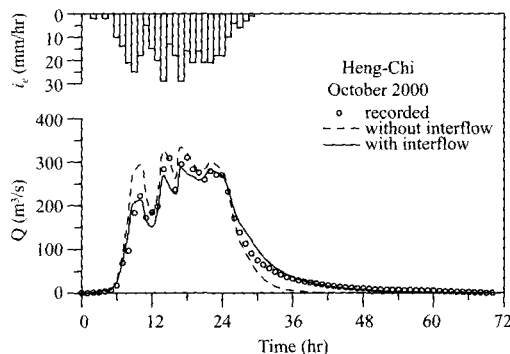


圖 11 橫溪集水區降雨逕流模擬之比較

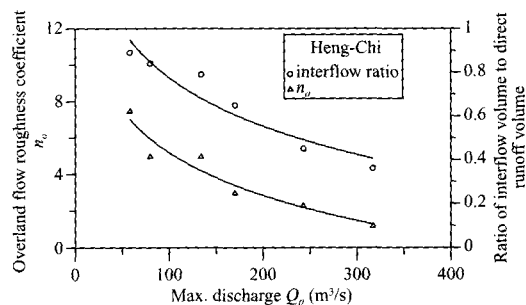


圖 12 尖峰流量與中間流所佔比例以及漫地流糙度係數 n_o 之關係

方式所使用之中間流所佔比例(即為各場颱風事件之中間流體積佔直接逕流體積之比例),而縱軸左側則為傳統上以直接逕流概念之逕流模擬方式所檢定的集水區漫地流糙度係數值(如表 3)。由圖可知,尖峰流量較大之颱風事件,其中間流所佔比例會相對減少,且傳統逕流模擬方式所檢定之漫地流糙度係數值亦會隨之變小;反之,尖峰流量較小之颱風事件,其中間流所佔比例則增大,而傳統逕流模擬方式所檢定之漫地流糙度係

數值亦會隨之增大。

由此可知，傳統上未考慮中間流運行機制之降雨逕流模擬方式，並無法正確模擬退水段之逕流歷線，且會把將中間流與地表逕流運行機制視為相同之誤差，累積至集水區漫地流糙度係數中，使得不同颱風事件所檢定之漫地流糙度係數值變異甚大，而無法真實反應集水區之地表覆蓋情形。而本研究所使用之考慮中間流運行機制的逕流模擬方式，係將集水區內水流之運行區分為地表逕流與中間流兩部分，並分別以曼寧公式與達西公式進行模擬，因此對於尖峰量模擬以及上升段與退水段之整體逕流歷線模擬，皆可得到良好的模擬結果；並且所檢定之漫地流糙度係數值變異甚小，可適切反應集水區之地表覆蓋情形。

五、結論與建議

本研究應用地形指數模式理論，將集水區地形指數值視為地表逕流之形成函數，並以門檻值方式推求部分集水面積之分佈範圍，將集水區區分為產生地表逕流之部分集水面積與僅有中間流運行之非飽和地區兩部分；研究中並應用能考慮中間流運行機制之運動波—地貌瞬時單位歷線理論，建立集水區降雨逕流模式，以探討中間流對集水區水文模擬之影響。結果顯示，中間流對集水區逕流歷線退水段之模擬影響甚大，且本研究所發展之降雨逕流模擬方式，不論尖峰流量或逕流歷線上升段與退水段之模擬，皆能得到良好的模擬結果。研究中發現，尖峰流量較大之颱風事件，其中間流所佔比例相對為小；且發現以直接逕流概念為基礎之傳統水文模式所檢定的漫地流糙度係數值，會因颱風事件之中間流所佔比例的大小而有所變異，而應用本研究所發展之降雨逕流模擬方式，所檢定之漫地流糙度係數值的變異甚小。因此本研究建議，於集水區降雨逕流模擬時，應考慮中間流運行機制對逕流歷線模擬與漫地流糙度係數檢定之影響，以適切反應集水區內水流運行之真實流況，避免造成水量估算之誤差。

由於本研究所採用之集水區降雨逕流模擬方法，需要輸入詳盡的集水區地文因子，因此建

議未來之研究可藉由地理資訊系統配合數值高程模式之應用，以提供便捷方式推求模式所需之各項地文因子。此外，本研究是以地形指數門檻值方式推求集水區部分集水面積範圍，尚未分別針對集水區地表覆蓋、入滲率與降雨強度等因子進行探討，未來之研究亦可針對此部分進行深入分析，以更精確推算部分集水面積範圍。

謝 誌

本計畫承蒙 行政院國科會提供經費 NSC 90-2211-E-019-020，謹致謝忱。

參考文獻

- 李光敦，江申，施匯銘 (1998). “利用數值高程資料進行集水區逕流模擬(一),” 農委會專題研究計畫成果報告, 87 科技-1.7-林-01(3-8) 號。
- Amerman, C. R. (1965). “The use of unit-source watershed data for runoff prediction,” *Water Resour. Res.*, 1(4), 199-507.
- Beighley, R. E., Johnson, D. L., and Miller, A. C. (2002). “Subsurface response model for storm events within susquehanna river basin.” *J. Hydrol. Engrg., ASCE*, 7(2), 185-191.
- Betson, R. P. (1964). “What is watershed runoff ?” *J. Geophys. Res.*, 69(8), 1541-1552.
- Beven, K. J. (1981). “Kinematic subsurface streamflow.” *Water Resour. Res.*, 17(5), 1419-1424.
- Beven, K. J. (1998). Distributed Hydrological Modelling: Applications of the TOPMODEL Concept, John Wiley & Sons, New York.
- Beven, K. J. and Kirkby, M. J. (1979). “A physically based, variable contributing area model of basin hydrology,” *Hydrol. Sci. Bull.*, 24, 43-69.
- Beven, K. J. and Wood, E. F. (1983) “Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas,” *J. Hydrol.*, 65, 139-158.
- Bras, R. L. (1990). HYDROLOGY: An Introduction to Hydrologic Science, Addison-Wesley,

- New York.
- Campling, P., Gobin, A., Bevene, K. and Feyen, J. (2002). "Rainfall-runoff modeling of a humid tropical catchment: the TOPMODEL approach," *Hydrol. Process.*, 16, 231-253.
- Dunne, T. and Black, R. D. (1970). "Partial area contributions to storm runoff in small New English watershed." *Water Resour. Res.*, 6(5), 1296-1311.
- Dunne, T. and Leopold, L. B. (1978). Water in Environmental Planning, Greeman Co., San Francisco.
- Eagleson, P. S. (1970). Dynamics Hydrology, McGraw-Hill, New York.
- Eagleson, P. S. (1972). "Dynamics of Flood Frequency," *Water Resour. Res.*, 8(4), 878-898.
- Gupta, V. K., Waymire, E., and Wang, C. T. (1980). "A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology," *Water Resour. Res.*, 16(5), 855-862.
- Hewlett, J. D. and Hibbert, A. R. (1967). "Factors affecting the response on small watersheds to precipitation in humid areas." In: W. E. Sopper and H. W. Lull (Editors), Forest Hydrology, Oxford, 275-290.
- Kirby, M. J. (1997). "TOPMODEL: a personal view." *Hydrol. Process.*, 11, 1087-1097.
- Lee, K. T. and Yen, B. C. (1997). "Geomorphology and kinematic-wave based hydrograph derivation," *J. Hydr. Engrg., ASCE*, 123(1), 73-80.
- Lee, K. T. and Chang, C. H. (2003). "Incorporating subsurface-flow mechanism into geomorphology-based IUH modeling," *J. Hydrol.* (submitted)
- Musgrave, G. W. and Holton, H. N. (1964). "Infiltration," V. T. Chow (ed), Handbook of Applied Hydrology, McGraw-Hill, New York.
- O'Callaghan, J., and Mark, D. M. (1984). "The extraction of drainage networks from digital elevation data," *Comput. Vision Graphics Image Process.*, 28, 323-344.
- Quinn, P. F., Beven, K. J. and Lamb, R. (1995). "The $\ln(a/\tan B)$ index: how to calculate it and how to use it within the TOPMODEL framework," *Hydrol. Process.*, 9, 161-182.
- Ragan, R. M. (1968). "An experimental investigation of partial area contributions," In: *Hydrological Aspects of the Utilization of Water*, Volume II of the *Proceedings of the General Assembly of Bern*, 241-249. (IAHS publication No.76)
- Rodriguez-Iturbe, I., and Valdes, J. B. (1979). "The geomorphologic structure of hydrologic response," *Water Resour. Res.*, 15(6), 1409- 1420.
- Wooding, R. A. (1965). "A hydraulic model for the catchment-stream problem, I. Kinematic-wave theory," *J. Hydrol.*, 3(3), 254-267.

收稿日期：民國 92 年 10 月 22 日
 修正日期：民國 92 年 12 月 18 日
 接受日期：民國 92 年 12 月 23 日