

國立臺灣師範大學文學院地理學系

碩士論文

Department of Geography

College of Liberal Arts

National Taiwan Normal University

Master's Thesis

應用 SWAT+模擬高屏溪及曾文水庫流域之水文收支

Application of SWAT+ to Simulate the Hydrological Balance
in the Gaoping River and Zengwen Reservoir Watersheds

嚴景俐

Yen, Ching-Li

指導教授：李宗祐 博士

Advisor : Lee, Tsung-Yu, Ph.D.

中華民國 114 年 7 月

July 2025

摘要

臺灣用水需求節節攀升，可用水資源的調配取決於對流域水文收支之瞭解，然而各流域的水文收支情形迥異，往往需要水文模式的協助才得以獲得全貌。本研究以高屏溪上游的荖濃溪、濁口溪，及曾文溪上游的曾文水庫流域為研究區域，分別以水利署和氣象署測站雨量資料、TCCIP 網格雨量資料，搭配 SWAT+模式(Soil and Water Assessment Tool+)來模擬其水文收支，應用非支配排序基因演算法(Non-dominated Sorting Genetic Algorithm II, NSGA-II)，透過模式參數的調整，同時優化 NSE、logNSE，衡量此模式的模擬結果在高、低流量事件之準確性，找到一組帕累托最優解(Pareto optimal)。

研究成果顯示，在 NSGA-II 檢定後，曾文水庫集水區 2005~2022 年測站雨量之流量的 NSE 達 0.55~0.58、logNSE 達 0.74~0.75；網格雨量之流量的 NSE 達 0.2~0.62、logNSE 達 0.28~0.69。高屏溪流域除了雨流關係較差的兩個年段之外，濁口溪集水區 2006~2008 年測站雨量之流量的 NSE 達 0.62~0.63、logNSE 達 0.57~0.64；網格雨量之流量的 NSE 達 0.31~0.33、logNSE 達 0.56~0.58。而荖濃溪集水區 1983~2004 年測站雨量之流量的 NSE 達 0.54、logNSE 達 0.48~0.5；網格雨量之流量的 NSE 達 0.56~0.62、logNSE 達 0.42~0.47。測站雨量的流量模擬結果在高、低流量事件均優於網格雨量的流量模擬結果。

在參數的部分，整體而言檢定參數的選擇對於不同雨量資料之模擬結果較有限，其中最敏感的參數是 ESCO、CN2、AWC，三者都是影響土壤層以上水文流動之參數，而最不敏感的參數則是 SURLAG，可能反映臺灣的集水區面積較小，地表逕流較少保存在地表逕流儲存庫，故其對於流量模擬的影響力較低。在不同降水資料中，網格雨量之年均降水量比測站雨量更少，使得蒸發散比例明顯較高，為了更好地模擬流量，初始土壤含水量、含水層補注及基流之比例都低於測站雨量，且河道較不易下滲 (CHK)，顯示出不同雨量來源輸入下對模擬水文收支之影響。曾文溪流域 CN 值比高屏溪較大，故降水多轉為地表逕流進入河道，且能從更深層之土壤提取蒸發水分 (ESCO)，導致初始、最終土壤含水量之比例較低，再加上曾文溪流域的土壤水滲透到含水層的時間較長 (AQUIFER_DELAY)，且地下水向上或下層移動之門檻較低 (REVAP_MIN)，使其淺層含水層補給略少，導致雖然從參數來看淺層向深層含水層滲漏比例較高 (PERCC_LTE)，但實際的深層含水層滲漏流出之比例卻略低。在基流方面，雖然基流反應較快 (ALPHA)，但因為地下水轉變為基流之門檻較高 (FLO_MIN)，故基流比例也較低。透過本研究除了能解析高屏溪及曾文水庫流域之水文收支之外，也將有助於了解用 SWAT+建立臺灣在地化之流量模擬的程序。

關鍵字：SWAT+模式、水資源管理、水文模擬

Abstract

The increasing demand for water in Taiwan underscores the importance of understanding watershed water balance for optimal allocation of available resources. Given the diverse hydrological conditions across watersheds, hydrological modeling is often essential for comprehensive assessment. This study focuses on the Laonong and Zhuokou Rivers in the upper Gaoping River Basin, as well as the Zengwen Reservoir watershed in the upper Zengwen River Basin. Using rainfall data from Water Resources Agency and Central Weather Administration gauges, as well as gridded rainfall data from the Taiwan Climate Change Projection Information and Adaptation Platform (TCCIP), the Soil and Water Assessment Tool Plus (SWAT+) model was applied to simulate watershed water balance. The Non-dominated Sorting Genetic Algorithm II (NSGA-II) was employed to calibrate model parameters, simultaneously optimizing the Nash–Sutcliffe Efficiency (NSE) and log-transformed NSE (logNSE) to evaluate simulation accuracy for both high- and low-flow events, yielding a set of Pareto optimal solutions.

The results show that, after NSGA-II calibration, simulated streamflow in the Zengwen Reservoir watershed (2005–2022) based on gauge rainfall achieved NSE values of 0.55–0.58 and logNSE values of 0.74–0.75, while simulations based on gridded rainfall achieved NSE values of 0.20–0.62 and logNSE values of 0.28–0.69. In the Gaoping River Basin, excluding two periods with poor rainfall–runoff relationships, streamflow in the Zhuokou River watershed (2006–2008) achieved NSE values of 0.62–0.63 and logNSE values of 0.57–0.64 for gauge rainfall, compared to NSE values of 0.31–0.33 and logNSE values of 0.56–0.58 for gridded rainfall. In the Laonong River watershed (1983–2004), gauge rainfall simulations achieved NSE of 0.54 and logNSE of 0.48–0.50, while gridded rainfall simulations achieved NSE of 0.56–0.62 and logNSE of 0.42–0.47. Overall, gauge rainfall–based simulations outperformed gridded rainfall–based simulations for both high- and low-flow events.

In terms of parameter sensitivity, the choice of calibrated parameters had limited impact across different rainfall datasets. The most sensitive parameters were ESCO, CN2, and AWC—variables influencing hydrological processes above the soil layer—while SURLAG was least sensitive, likely reflecting the relatively small catchment sizes in Taiwan, where less surface runoff is retained in the surface runoff storage. Gridded rainfall generally exhibited lower annual precipitation than gauge rainfall, resulting in higher evapotranspiration ratios. To better match observed streamflow, simulations with gridded rainfall required lower initial soil water content, reduced aquifer recharge, smaller baseflow contributions, and reduced channel infiltration (CHK). The Zengwen River Basin exhibited higher CN values than the Gaoping River Basin, indicating greater conversion of rainfall to surface runoff, greater extraction of evaporative water from deeper soil layers (higher ESCO), lower initial and final soil water content, longer percolation time to the aquifer (AQUIFER_DELAY), and lower thresholds for vertical groundwater movement (REVAP_MIN). These factors led to slightly reduced shallow

aquifer recharge and, despite higher percolation potential (PERCC_LTE), slightly lower actual deep aquifer outflow. Although baseflow response was quicker (higher ALPHA), a higher threshold for groundwater conversion to baseflow (FLO_MIN) resulted in lower baseflow proportions. This study not only elucidates the hydrological balance of the Gaoping and Zengwen River Basins but also contributes to the development of a localized SWAT+ streamflow simulation framework for Taiwan.

Keywords: SWAT+ model, Water Resources Management, Hydrological Modeling



目錄

第一章 緒論.....	1
第一節 研究動機.....	1
第二節 研究目的.....	3
第二章 文獻回顧.....	4
第一節 水文收支相關研究.....	4
第二節 水文模式相關研究.....	6
第三章 研究方法與研究區域.....	10
第一節 研究區域.....	10
一、 曾文溪流域.....	10
二、 高屏溪流域.....	14
三、 研究資料.....	21
第二節 研究方法.....	22
一、 SWAT+模式.....	22
二、 目標函數.....	27
三、 非支配排序基因演算法 II (NSGA-II).....	28
第三節 研究流程.....	31
第四章 曾文水庫集水區的水文收支.....	32
第一節 流量模擬.....	32
第二節 參數比較.....	34
第三節 水文收支.....	38
第五章 高屏溪流域的水文收支.....	41
第一節 流量模擬.....	41
一、 濁口溪集水區.....	41
二、 荖濃溪集水區.....	44
第二節 參數比較.....	49
一、 濁口溪集水區.....	49
二、 荖濃溪集水區.....	55

第三節 水文收支.....	60
一、 濁口溪集水區.....	60
二、 荖濃溪集水區.....	63
第六章 結果與討論.....	66
第一節 不同降水資料對流量模擬之影響.....	66
第二節 兩流域流量模擬結果及參數之差異.....	66
一、 整體參數之比較.....	66
二、 不同降水資料對參數之影響.....	67
第三節 兩流域水文收支之差異.....	71
一、 不同雨量資料或流域之水文收支 t 檢定.....	71
二、 以測站雨量比較兩流域水文收支之差異.....	83
三、 兩種雨量資料對於水文收支之影響.....	85
第七章 結論與建議.....	88
參考文獻.....	90



表次

表 1-1 臺灣各縣市 2008 年乾旱危害指數。引用自(Healy et al., 2007)	2
表 2-1 水文模式的三種類型之特徵。彙整自(Devia et al., 2015).....	6
表 2-2 SWAT+對於 SWAT 空間對象之增修	9
表 3-1 曾文水庫集水區之測站資料	11
表 3-2 高屏溪兩集水區之測站資料	15
表 3-3 SWAT+使用的各項資料之來源、年份	21
表 3-4 土地利用對照表	21
表 3-5 土壤類型對照表	22
表 3-6 檢定參數統整表。引用自(Andaryani et al., 2021; Lin et al., 2022)	23
表 3-7 各種河床材料之範例水力傳導係數數值	26
表 3-8 檢定指標對照表。引用自(Moriasi et al., 2007)	27
表 4-1 曾文溪流域之流量模擬結果	34
表 4-2 曾文水庫集水區測站雨量 pareto 之參數區間	35
表 4-3 曾文水庫集水區網格雨量 pareto 較佳參數的區間	35
表 4-4 網格雨量(a)、(b)、(c)三群模擬之參數區間	37
表 4-5 測站雨量 pareto 的水文收支	39
表 4-6 網格雨量(a)、(b)、(c)三群之水文收支	39
表 4-7 曾文溪的水文收支比例	39
表 5-1 高屏溪流域所有流量檢定結果	47
表 5-2 濁口溪兩年段的年平均雨量、年平均流量	47
表 5-3 荖濃溪兩年段的年平均雨量、年平均流量	48
表 5-4 濁口溪集水區 1994~2002 年測站雨量 pareto 之參數區間	50
表 5-5 濁口溪集水區 1994~2002 年網格雨量 pareto 之參數區間	50

表 5-6 濁口溪集水區 2006~2008 年測站雨量 pareto 之參數區間.....	53
表 5-7 濁口溪集水區 2006~2008 年網格雨量 pareto 之參數區間.....	53
表 5-8 荖濃溪集水區 1983~2004 年測站雨量 pareto 之參數區間.....	56
表 5-9 荖濃溪集水區 1983~2004 年網格雨量 pareto 之參數區間.....	56
表 5-10 荖濃溪集水區 2012~2022 年測站雨量 pareto 之參數區間.....	58
表 5-11 荖濃溪集水區 2012~2022 年網格雨量 pareto 之參數區間.....	58
表 5-12 濁口溪集水區 1994~2002 年測站雨量 pareto 之水文收支.....	60
表 5-13 濁口溪集水區 1994~2002 年網格雨量 pareto 之水文收支.....	60
表 5-14 濁口溪集水區 1994~2002 年的水文收支比例.....	61
表 5-15 濁口溪集水區 2006~2008 年測站雨量 pareto 之水文收支.....	61
表 5-16 濁口溪集水區 2006~2008 年網格雨量 pareto 之水文收支.....	62
表 5-17 濁口溪集水區 2006~2008 年的水文收支比例.....	62
表 5-18 荖濃溪集水區 1983~2004 年測站雨量 pareto 之水文收支.....	63
表 5-19 荖濃溪集水區 1983~2004 年網格雨量 pareto 之水文收支.....	63
表 5-20 荖濃溪集水區 1983~2004 年的水文收支比例.....	64
表 5-21 荖濃溪集水區 2012~2022 年測站雨量 pareto 之水文收支.....	64
表 5-22 荖濃溪集水區 2012~2022 年網格雨量 pareto 之水文收支.....	65
表 5-23 荖濃溪集水區 2012~2022 年 pareto 之水文收支比例.....	65
表 6-1 曾文溪、高屏溪流域的流量檢定結果.....	66
表 6-2 各個參數的平均排名由小到大（由左到右）排列.....	67
表 6-3 各個參數的平均排名.....	68
表 6-4 曾文溪、高屏溪的參數敏感程度排序.....	68
表 6-5 不同降水資料對參數 Q1~Q3 之影響.....	70
表 6-6 曾文溪、高屏溪的參數中位數.....	70

表 6-7 兩種雨量資料獨立樣本 t 檢定的群組統計量	72
表 6-8 兩種雨量資料獨立樣本 t 檢定的獨立樣本檢定	73
表 6-9 測站雨量獨立樣本 t 檢定的群組統計量	76
表 6-10 測站雨量獨立樣本 t 檢定的獨立樣本檢定	77
表 6-11 網格雨量獨立樣本 t 檢定的群組統計量	80
表 6-12 網格雨量獨立樣本 t 檢定的獨立樣本檢定	81
表 6-13 測站雨量下兩流域的水文收支比例	83
表 6-14 測站、網格雨量下兩流域的水文收支比例	85
表 6-15 測站、網格雨量下兩流域的年均雨量、年均蒸發散量	85



圖次

圖 1-1 臺灣平均水資源利用情形 2013~2022 年。引用自經濟部 (2025)	1
圖 1-2 1961 至 2014 年全球取水量。引用自 BBC NEWS (2019)	2
圖 2-1 水文循環示意圖。引用自(USGS, 2023).....	4
圖 2-2 SWAT 和 SWAT+之差異。引用自(Bieger et al., 2017).....	8
圖 2-3 SWAT+模式空間對象之間的水流路徑概念圖	9
圖 3-1 曾文水庫集水區之流量、氣象測站分布圖	10
圖 3-2 曾文水庫集水區之 DEM	12
圖 3-3 曾文水庫集水區之(a)土地利用、(b)土壤類型。標號分別參考表 3-4 及表 3-5....	13
圖 3-4 高屏河流域之流量、氣象測站分布圖	14
圖 3-5 濁口溪集水區之 DEM.....	17
圖 3-6 濁口溪集水區之(a)土地利用、(b)土壤類型。標號分別參考表 3-4 及表 3-5	18
圖 3-7 荖濃溪集水區之 DEM.....	19
圖 3-8 荖濃溪集水區(a)2005 年、(b)2015 年之土地利用。標號參考表 3-4	20
圖 3-9 荖濃溪集水區之土壤類型。標號分別參考表 3-5	20
圖 3-10 各項參數對水文收支影響之示意圖。修改自(Neitsch et al., 2011)	23
圖 3-11 土壤蒸發需求隨深度的分布	25
圖 3-12 溪流與地下水的關係	25
圖 3-13 不同 SURLAG 和匯流時間對地表逕流釋放比例的影響.....	26
圖 3-14 pareto 示意圖。引用自(Yang et al., 2018).....	28
圖 3-15 擁擠距離計算。引用自(Deb et al., 2000)	29
圖 3-16 NSGA-II 在多個世代的平均歐氏距離 (D_i, w) 演化情形。引用自(Gutierrez et al., 2019).....	30
圖 3-17 使用多目標進化演算法進行水文模型校準之研究中的族群大小 (N_P) 數值。引	

用自(Gutierrez et al., 2019).....	30
圖 3-18 研究流程圖.....	31
圖 4-1 曾文水庫集水區測站雨量之流量模擬結果	32
圖 4-2 曾文水庫集水區網格雨量之流量模擬結果	33
圖 4-3 曾文水庫集水區網格雨量(a)、(b)、(c)三群之流量模擬結果	33
圖 4-4 曾文水庫集水區(a)測站雨量、(b)網格雨量參數的敏感性分析	35
圖 4-5 曾文水庫集水區測站與網格雨量模擬參數之比較（前者為測站雨量、後者為網格雨量）	36
圖 4-6 曾文河流域測站與網格雨量(a)、(b)、(c)三群模擬參數之比較.....	38
圖 5-1 濁口溪集水區 1994~2002 年測站雨量之流量模擬結果	41
圖 5-2 濁口溪集水區 1994~2002 年網格雨量之流量模擬結果	42
圖 5-3 濁口溪集水區 2006~2008 年測站雨量之流量模擬結果	43
圖 5-4 濁口溪集水區 2006~2008 年網格雨量之流量模擬結果	43
圖 5-5 荖濃溪集水區 1983~2004 年測站雨量之流量模擬結果	44
圖 5-6 荖濃溪集水區 1983~2004 年網格雨量之流量模擬結果	45
圖 5-7 荖濃溪集水區 2012~2022 年測站雨量之流量模擬結果	46
圖 5-8 荖濃溪集水區 2012~2022 年網格雨量之流量模擬結果	46
圖 5-9 濁口溪(a)1994~2002 年、(b)2006~2008 年的月雨量及流量關係圖	47
圖 5-10 濁口溪(a)1994~2002 年、(b)2006~2008 年的觀測流量圖	48
圖 5-11 荖濃溪 1983~2004 年(a)測站雨量(b)網格雨量的月雨量及流量關係圖	48
圖 5-12 荖濃溪 2012~2022 年(a)測站雨量、(b)網格雨量的月雨量及流量關係圖	49
圖 5-13 荖濃溪(a)1983~2004 年及(b)2012~2022 年的觀測流量圖	49
圖 5-14 濁口溪集水區 1994~2002 年(a)測站雨量、(b)網格雨量參數的敏感性分析.....	51
圖 5-15 濁口溪集水區 1994~2002 年測站與網格雨量模擬參數之比較（前者為測站雨量、後者為網格雨量）	52

圖 5-16 濁口溪集水區 2006~2008 年(a)測站雨量、(b)網格雨量參數的敏感性分析.....	54
圖 5-17 濁口溪集水區 2006~2008 年測站與網格雨量模擬參數之比較（前者為測站雨量、後者為網格雨量）	55
圖 5-18 荖濃溪集水區 1983~2004 年(a)測站雨量、(b)網格雨量參數的敏感性分析.....	56
圖 5-19 荖濃溪集水區 1983~2004 年測站與網格雨量模擬參數之比較（前者為測站雨量、後者為網格雨量）	57
圖 5-20 荖濃溪集水區 2012~2022 年(a)測站雨量、(b)網格雨量參數的敏感性分析.....	59
圖 5-21 荖濃溪集水區 2012~2022 年測站與網格雨量模擬參數之比較（前者為測站雨量、後者為網格雨量）	59
圖 6-1 各個參數的平均排名由小到大（由左到右）排列.....	67
圖 6-2 兩種雨量資料水文收支的平均值、標準差	71
圖 6-3 兩流域測站雨量模擬的水文收支之平均值、標準差	75
圖 6-4 兩流域網格雨量模擬的水文收支之平均值、標準差	79
圖 6-5 測站雨量水文收支示意圖—曾文溪流域.....	84
圖 6-6 測站雨量水文收支示意圖—荖濃溪 1983 年段（濁口溪 2006 年段）	84
圖 6-7 曾文溪流域水文收支示意圖—測站（網格雨量）模擬結果.....	86
圖 6-8 荖濃溪集水區 1983 年段水文收支示意圖—測站（網格雨量）模擬結果	87
圖 6-9 濁口溪集水區 2006 年段水文收支示意圖—測站（網格雨量）模擬結果	87

第一章 緒論

第一節 研究動機

臺灣四面環海、氣候溫暖潮濕，年平均降雨量高達約 2,467 毫米，為全球年平均降雨量（約 973 毫米）的 2.6 倍，然而，每人每年可分配雨量僅約 4,074 公噸，不到世界平均值 21,796 公噸的五分之一（楊偉甫，2010）。若更進一步探討臺灣水資源的運用情形，如圖 1-1，從 2013~2022 年的資料來看，臺灣年平均降雨量約 885 億噸，但因臺灣本島降雨時空分布不均、山高坡陡、地質結構脆弱及水庫庫容不足等因素，在過程中蒸發損失量約 201 億噸（22.7%）、流入海洋約 523 億噸（59.1%），因此可運用水量平均只有約 163 億噸（18.5%），其中河川引水量占約 43%，比水庫約 24%和地下水約 33%之供應量更多，此外，地下水抽用量（53 億噸）有超過天然補注量（50 億噸）的情況（經濟部，2025）。

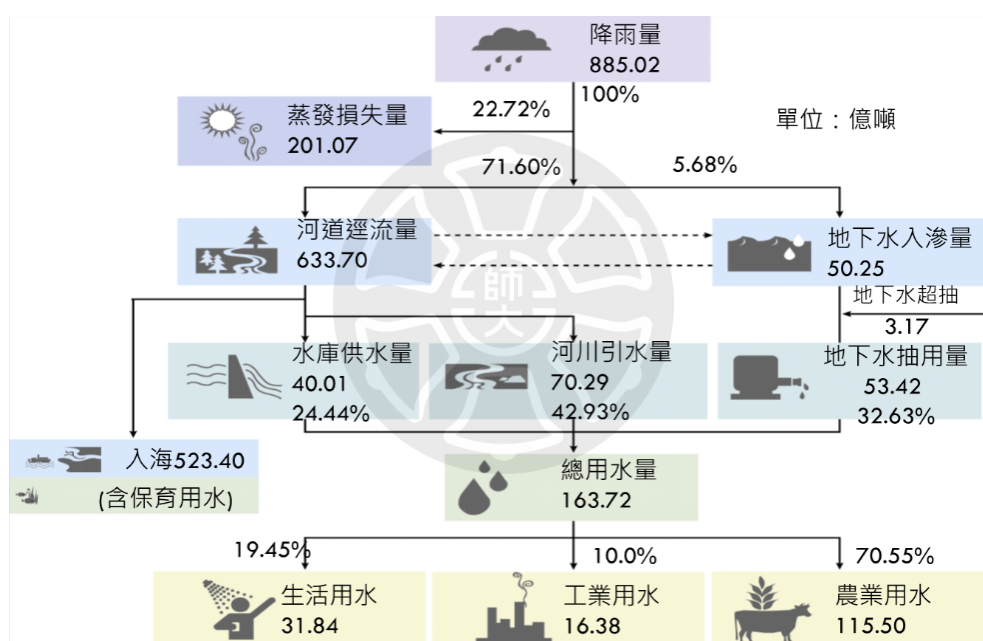


圖 1-1 臺灣平均水資源利用情形 2013~2022 年。引用自經濟部（2025）

根據 BBC 的報導，世界資源研究所指出 1961~2014 年的全球取水量（即從地表抽取的淡水量）增長了 2.5 倍，若分項來看，如圖 1-2，灌溉用水 2014 年占比高達約 67.6%，比 1961 年增長超過一倍；工業用水 2014 年占比約 21.3%，比 1961 年成長了三倍；至於家庭用水 2014 年占比約 10.7%，也比 1961 年成長了六倍（BBC NEWS, 2019）。而臺灣在近幾十年間，隨著人民生活水準提高、產業型態改變，例如原本用水量少的傳統產業，變成高耗水工業或觀光休閒農場等產業，水資源之需求量也持續上升（楊偉甫，2010；經濟部，2014）。

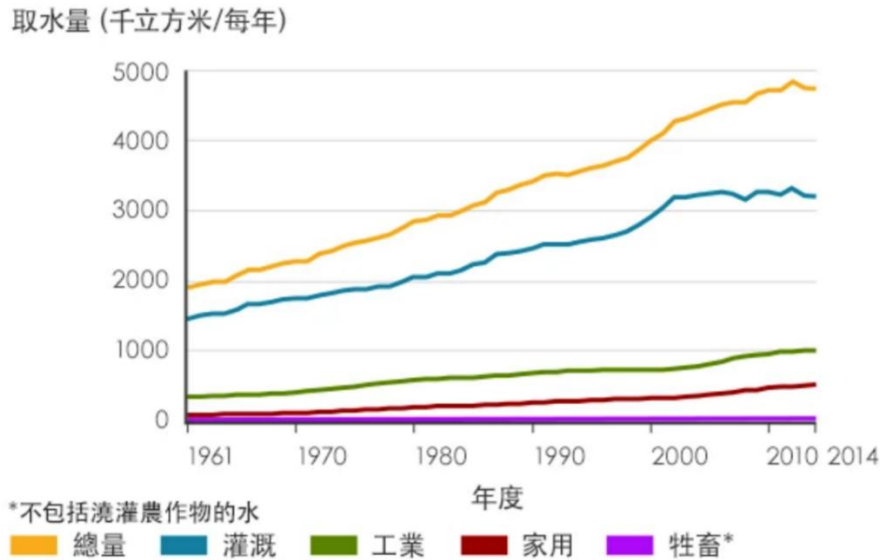


圖 1-2 1961 至 2014 年全球取水量。引用自 BBC NEWS (2019)

在水資源需求不斷上升的情況下，根據天下雜誌的報導，2005 年世界經濟論壇的環境永續指數卻將臺灣列為 146 個國家中，人均淡水供應量的倒數第 18 名，這凸顯出臺灣水資源穩定供應的重要性（天下雜誌，2023）。而水文收支是一種評估水資源供應的方法，因為集水區內儲水量的變化率，可以透過水流入和流出該集水區的速率來計算，若是觀察一地水文收支的長期變化，可用於評估氣候變遷、人類活動對於水資源的影響，例如城市的建築物及道路改變滲透、逕流、蒸發散之速率；而若是比較不同區域的水文收支，則可量化土壤、土地利用等因素對於水文循環的影響(Healy et al., 2007)。

臺灣的年降水量豐沛，卻面臨長期、嚴重的乾旱，使水資源供應不足，2008 年在評估臺灣各縣市的乾旱危害指數 (DHI) 時，透過乾旱的發生頻率、持續時間和嚴重程度來進行評估，結果發現乾旱危害指數最高 (DHI>0.9) 的縣市是臺南市、高雄市和屏東縣 (Shiau & Hsiao, 2012)。因此本研究以流經這三個縣市的重要河川—曾文溪流域、高屏溪流域作為研究區域，且為了避免攔河堰等人為活動對河川流量的影響，從曾文溪流域、高屏溪流域內選擇三個遠離都市的集水區來進行研究。

表 1-1 臺灣各縣市 2008 年乾旱危害指數。引用自(Healy et al., 2007)

Region	DHI	Region	DHI
Taipei	0.596	Chiayi	0.891
Taoyuan	0.823	Tainan	0.917
Hsinchu	0.826	Kaohsiung	0.905
Maioli	0.860	Pingtung	0.944
Taichung	0.696	Taitung	0.854
Nantou	0.811	Hualien	0.822
Chunghua	0.786	Yilan	0.675
Yunlin	0.891		

第二節 研究目的

不同集水區的自然環境迥異，往往需要水文模式協助才得以獲得水文收支的全貌，故本研究用 SWAT+模式來模擬集水區的逕流量，透過各種參數的調整，使此模式河川流量的模擬結果更貼近觀測資料，再根據模擬結果分別來探討曾文溪、高屏溪流域的水文收支狀況，以及比較兩流域之間參數、水文收支的差異，最後試圖探討各種差異背後的可能原因。

因此，本研究可作為臺灣南部地區水資源了解與調配、環境規劃與管理之重要依據。本研究之目的歸納如下：

1. 分別以測站雨量及網格雨量為輸入，利用 SWAT+建立高屏溪流域及曾文水庫流域之流量模式
2. 探討分別以測站雨量及網格雨量為輸入時，SWAT+在兩流域模擬結果及參數之差異
3. 探討分別以測站雨量及網格雨量為輸入時，SWAT+模擬兩流域水文收支之差異



第二章 文獻回顧

第一節 水文收支相關研究

太陽提供的熱量是全球水文循環的主要驅動力，水從海洋及陸地表面蒸發，經由風輸送並凝結成雲而降水，降落於陸地和海洋，其中降落於陸地的降水可能暫時儲存為積雪或土壤水分，多餘的降水則形成逕流，流入河川再排入海洋，形成全球水文循環(Trenberth et al., 2007)。水文循環的示意圖，如圖 2-1 所示(USGS, 2023)。

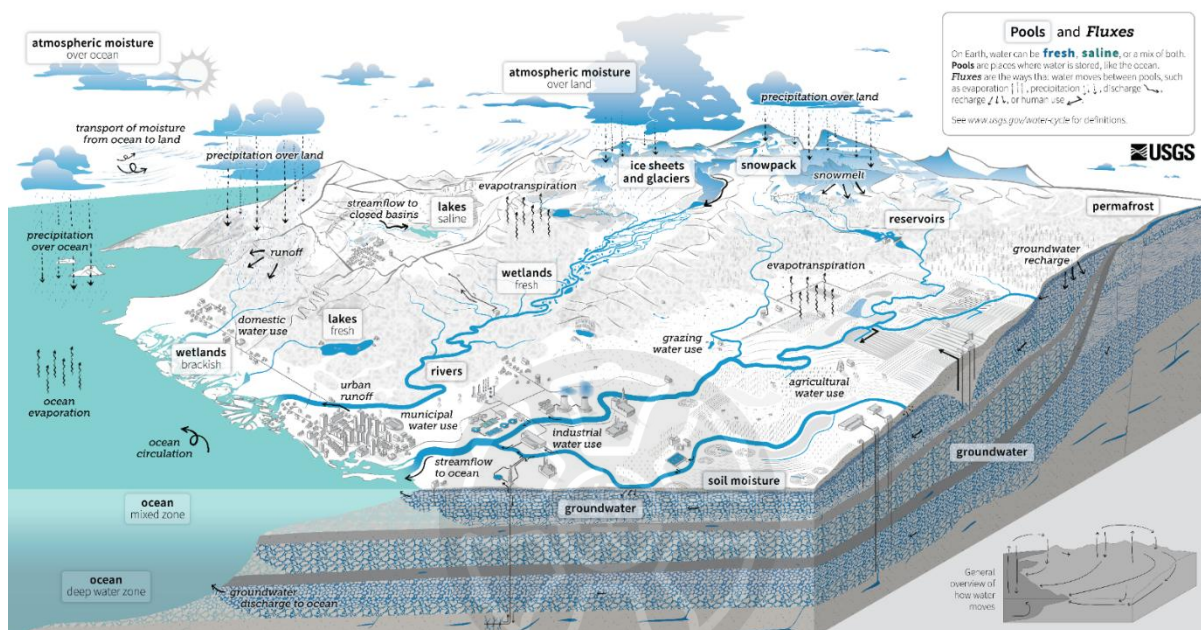


圖 2-1 水文循環示意圖。引用自(USGS, 2023)

水文循環是地球系統中非常重要的一個環節，在回顧關於降水、逕流、對流層水汽、土壤濕度、冰川質量平衡、蒸發、蒸散和生長季長度等水文變量的相關科學研究後，發現氣候變暖的情境下，在降水方面，全球陸地降水在1900~1998年間平均增加約2%，但不同區域的變化明顯地不同，有些區域降水增加更多，有些區域卻大幅減少；在逕流方面，對全球主要河流的研究發現1910~1975年逕流增加約3%，但不同區域的反應也不同，大致上逕流在高緯度或赤道地區增加、在中緯度及部分亞熱帶地區減少。在降水增加的情況下逕流卻減少，可能是因為蒸發散比降水增加地更快，例如美國1950~2000年對四條主要河流進行水文收支的分析，結果發現平均降水的增加速度遠超過逕流，且儲存量的變化輕微，推測蒸發散量每年增加約1.04毫米，但也可能是人類活動的影響，例如增加用水量、興建防洪措施和改變土地利用等皆會影響蒸發散、逕流，由於主要河流之流域綜合了氣候變遷、人為活動的影響，使變化原因很難區分。在雲量方面，其與日夜溫差（DTR）存在明顯的反向關係，DTR 長期下降趨勢表示雲量有所增加，這可能增強或減弱地表變暖。在土壤溼度方面，從全球幾乎所有長期紀錄的數據庫中，顯示過去幾十年間夏季的土壤濕度在增加，其與氣溫升高趨勢同時發生，因此降水、雲量的增

加被認為已經超過蒸發散增加所造成的損失，直接顯示水文循環正在加強，可能影響水資源的可用性(Huntington, 2006)。

全球水資源的稀缺性促使人們透過資料來監測水文收支，才能更有效地進行水資源的核算及分配(Moyers et al., 2023)。水文收支是針對特定系統在一段時間內流入、流出及水儲存變化的估計，考量了特定系統內水的儲存量、流動之變化(Singh, 2016)。根據水量平衡方程式（公式1）：

$$\text{Inflow} - \text{Outflow} = \frac{dS}{dt} \pm \varepsilon \dots\dots\dots \text{（公式1）}$$

其中Inflow是系統的流入量，Outflow是系統的流出量，兩者之差值會等於系統在某段時間內(dt)的儲存量變化(dS)， ε 則是殘差，表示水文收支中無法精準計算的水量，包含觀測資料的誤差和不確定性，以及模式的簡化或假設，表示水文收支未閉合，即未能精確平衡的部分(Moyers et al., 2023)。

依照系統的空間、時間尺度，從全球到區域，或從大氣層到地下水的任何層次，均可根據公式1寫出不同的水量平衡方程式（經濟部水利署，2025；Moyers et al., 2023）。流域系統的水量平衡方程式為（公式2、公式3）：

$$P - ET - R = \frac{dTWS}{dt} \dots\dots\dots \text{（公式2）}$$

$$TWS = S_nWS + CWS + SWS + SMS + GWS \dots\dots\dots \text{（公式3）}$$

其中，流域系統的輸入為降水(P)，包含雨、雪等不同降水形式，輸出則透過蒸發散(ET)返回大氣、逕流(R)流出流域，其餘則是此流域儲存量變化的總和(dTWS)，包含雪水(S_nWS)、樹冠層水(CWS)、地表水(SWS)、土壤水(SMS) 和地下水(GWS)等形式儲存的水量總和(Lehmann et al., 2022; Scanlon et al., 2018)。

在過去十年（2012~2022）關於水文收支的相關研究中，發現不同時空尺度之研究會影響資料的選擇，地面測站資料由於感測器維護問題，適合小區域、數天到數年短週期的水文收支；遙測資料則更適合區域尺度、數年到數十年長週期的水文收支，但為了能夠估算完整的水文收支，通常會結合兩種資料。而水文收支目前仍有三項最重要、不確定的挑戰(Moyers et al., 2023)。

1. 水文收支封閉的假設前提：

在系統中因為便利性或缺乏可用資料，忽略水文收支的一部份，即透過假設前提來簡化水量平衡方程式，結果可能導致水文收支不平衡(Moyers et al., 2023)。例如南內華達山脈國王河實驗流域如果忽略地下水交換、深層水儲存，則無法透過目前的觀測資料來關閉水文收支(Safeeq et al., 2021)。

2. 使用連續方程式反推水文收支組成部分：

大多數文獻將水文收支視為閉合的系統，在系統中可能因為無法進行測量或估算，而缺乏可用資料，所以用已知的觀測資料來推估未知數，作為連續方程式的殘差來計算，常見於蒸發散、地下水等組成部分，雖然此方法相當便利，但其缺點是將水文收支各項的誤差都傳遞到未知數，因為未知數推估準確的前提是所有測量資料都完全正確(Moyers et al., 2023)。

3. 資料在時間與空間上的稀缺性：

短期、觀測站點太少和降水測量不可靠的水文平衡研究，會增加流域尺度水文收支的不確定性(Moyers et al., 2023)。較長的時間尺度有助於更好地閉合水文收支，例如在德國某個小型森林流域中，P、ET 和 R 在一年以上時間尺度之水文收支閉合的非常好，每年、三年期間的殘差約為降水量2%，小於測量的不確定性(Graf et al., 2014)。而在內華達山脈四個流域的研究，為了應對研究期較短、降水變異性高帶來的水文收支難估計之困難，需要透過多項觀測資料來建模，用模式來評估森林疏伐對於流域的水文反應(Saksa et al., 2017)。

上述三項挑戰都圍繞於同一個問題，在水文循環的過程中，不是所有項目都可以進行測量或準確估計，若是組成項目對於水文收支的影響較小，則這些組成項目會因為方便而被忽略，或是用連續方程式來計算其殘差，因此需要透過水文模式來協助水文收支的計算。

第二節 水文模式相關研究

由於快速地都市化和工業化，以及氣候變遷的影響，水文系統發生許多轉變，也直接影響世界各地許多河流的逕流量，為了深入瞭解不同的水文現象和水文循環、觀測資料獲取成本高且耗時，世界各地已經開發許多不同的水文模式，研究氣候和土地利用等變化，對於水文和水資源之影響(Devia et al., 2015)。水文模式提供了一種低成本工具，可用於分析水在系統內的運行表現，某些水文變量(如基流和中間流的貢獻、截留量等)難以直接觀測，而模式可用於生成這些變量(Suryavanshi et al., 2017)。而水文模式可分為經驗型 (empirical)、概念型 (conceptual) 與物理基礎型 (physically based) 模式，三種類型的特徵，如表2-1。

表 2-1 水文模式的三種類型之特徵。彙整自(Devia et al., 2015)

經驗/資料驅動模式 Empirical model	概念/參數模式 Conceptual model (Parametric models)	物理基礎/機制模式 Physically based model
此類模式以觀測資料為導向，透過數學方程式從同步的輸入與輸出時間序列中推導數值，統計方法通常使用迴歸與相關模式以找出輸入、輸出之間的函數關係，不考慮水文系統的特徵與物理過程，為黑箱模式，參數沒有物理意義。預測能力高，但解釋深度低，無法套用到其他集水區。	此類模式使用具有物理基礎的半經驗方程式，模式的參數來自實地資料與校準，為灰箱模式。其中，校準需要大量水文與氣象資料，且涉及曲線擬合，使參數的物理意義不易解釋，因此對於土地利用變化的影響，預測之信心較低。其簡單且容易在電腦程式中實作，例如 HBV 模式、TOPMODEL。	此類模式基於空間分布，評估描述物理特性的參數，為白箱模式。雖然在檢定時不需要大量的水文與氣象資料，但需要模式初始狀態及集水區地形形態的資料。因此，模式複雜，需要專業知識與運算能力，適用於各種情境，例如 SHE、MIKESHE 或 SWAT 模式。

水文模式由許多參數組成，這些參數定義了各種模式的特性與應用情境，常見的水文模式包含 VIC model、TOPMODEL、HBV model、MIKE SHE model 和 SWAT model，其簡介如下(Devia et al., 2015)。

1. Variable Infiltration Capacity model (VIC model)：

VIC model 是一種半分布式、以網格為基礎的水文模式，結合能量與水量平衡方程式，允許模式的每個格網中設定多種土地覆蓋類型，且模式中的入滲、逕流、基流等過程皆根據各種經驗公式進行模擬，能夠處理地表水與地下水相互作用的動態過程，並計算地下水位，而且透過三層土壤層次分別模擬土壤蒸發、土壤對降雨事件之動態反應，以及土壤水分的長期行為，目前 VIC 模式已廣泛應用於多個河川流域，有助於預測研究區域內的氣候與土地覆蓋變化(Devia et al., 2015; Gao et al., 2010)。

2. TOPMODEL：

TOPMODEL 為一種半分布式之概念型水文模式，但部分學者亦將其歸類為物理基礎模式，因為其參數在理論上是可測量的。TOPMODEL 可用於單一或多個子集水區，並結合集水區的網格化高程資料，以協助預測流域的水文行為。該模式的主要目的是計算任一位置的蓄水虧損量或地下水位深度，蓄水虧損量的數值取決於地形指數，因此 TOPMODEL 主要考量因素包括流域地形與土壤導水性(Beven et al., 1984; Beven & Kirkby, 1979; Devia et al., 2015)。

3. Hydrologiska Byrans Vattenavdelning model (HBV model)：

HBV 模式是一種半分布式之概念型水文模式，整個集水區會先被劃分為多個子集水區，並進一步細分為不同的海拔與植被區。模型使用日尺度或月尺度的降雨資料、氣溫資料及蒸發量作為運行基礎，並透過 degree-day 模擬積雪的累積與融化。目前已有不同版本的 HBV 模式，並在多個氣候條件各異的國家中應用(Devia et al., 2015)。

4. Systeme Hydrologique European (MIKE SHE model)：

MIKE SHE 模式是一種物理基礎型模式，因此需要大量的模式資料和物理參數，使模式建立較困難，與 HBV 模式相比，其更適用於較小的集水區。此模式能模擬包含降雨、蒸發散、截留、河川流動、飽和與非飽和帶地下水流動之水文過程，以及沉積物、營養鹽與農藥的移動過程。雖然 MIKE SHE 模式運算能力高於其他模式，並具備強大的圖形化功能，使得模式操作更為便利，但使用者無法自行修改程式碼(Devia et al., 2015)。

5. Soil and Water Assessment Tool (SWAT model)：

SWAT 模式為一種半分布式之複雜的物理基礎型模式，也就是說模式會將整個流域劃分為若干個子集水區，並進一步細分為水文反應單元 (Hydrologic Response Units, HRUs)，這些 HRUs 是根據不同的土地利用、土壤類型和坡度來進行劃分，因此每個 HRUs 都是獨特的組合。此模式特別適用於長期模擬流量、泥沙和養分運輸等，只需用短時間進行檢定，就可獲得良好的水文模擬結果(Devia et al., 2015; Easton et al., 2010)。

SWAT 模式不但可以同時模擬水文收支的多個組成部分，若用實測資料估算幾個主要的組成部分，包括地表逕流、地下水流量、地下水蒸散量、土壤剖面蒸散量、地下水補給量和地下水水位，結果顯示每個組成部分都提供合理的輸出，且組成部分之間的相互作用也接近現實，而非單純將不同組成部分進行加總，或視為黑箱(Arnold & Allen, 1996)。此外，大量文獻表示 SWAT 模式是一個有效且全面的工具，能夠在各種空間和時間尺度、環境條件、土地管理實踐、土地利用，以及氣候變遷情境下模擬河川流量和污染物傳輸(Bieger et al., 2017)。而且 SWAT 模式還提供免費的可執行文件和開源代碼，提供了相當大的修改靈活性(Eini et al., 2020)。因此，本研究使用 2019 年根據 SWAT 模式所推出的新版本—SWAT+模式來進行水文模擬。

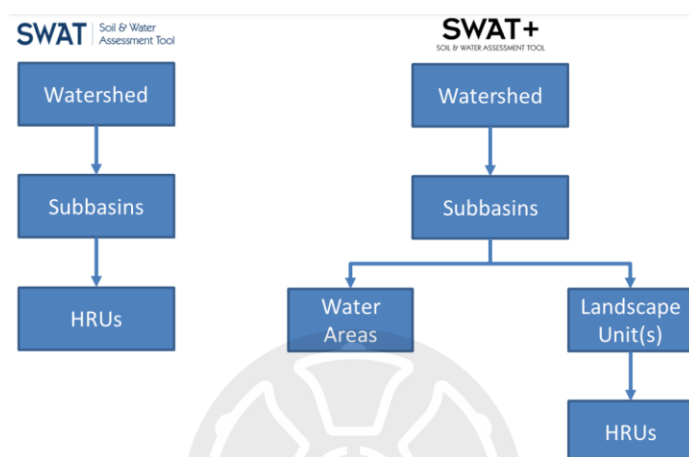


圖 2-2 SWAT 和 SWAT+之差異。引用自(Bieger et al., 2017)

SWAT 模式原本是 1990 年代透過合併 SWRRB model 和 ROTO model 所開發，目的是預測不同土地利用與土壤等因子，對於水、輸砂及水質輸出的影響，以物理過程為基礎，包括水之流動、泥沙輸送、氮磷循環等的模擬，其餘則是透過經驗方程式進行運算，並利用各種參數，來計算流量、水質與輸砂等輸出量（林冠州，2017）。流量和水質的計算以 HRU 為基本單位，透過溪流路徑統計到集水區的出水口，此方法雖然在計算上更有效率，但它難以精確地判別污染的關鍵來源區(Bieger et al., 2017)。而且 SWAT 模式雖然被應用在多種水文條件中，但在低地環境出現一些侷限性，例如在泰國東北部流域模擬河川流量，雨季初期的河川流量模式比觀測值更高，但在稻田中過量降雨是成為積水，而非地表逕流(Kakarndee & Kositsakulchai, 2020)。

SWAT 模式開發團隊在 2019 年因為其侷限性，根據原模式做出完全修訂版本，稱為 SWAT+模式（童蕙儒，2022）。兩者皆由美國水土保持局 Jeff Arnold 博士及其團隊所開發(Devia et al., 2015)。SWAT+模式延續 SWAT 的基本演算法，即兩者用於計算水文過程（例如降水、蒸發散、土壤水分、河川流量）和污染物傳輸的核心計算方法相同。但 SWAT+模式為了應對現在和未來水資源建模與管理中的挑戰，並滿足全球用戶社群的需求，在原本的 SWAT 模式上增強、添加部分功能，兩者的主要差異(Bieger et al., 2017)，如圖 2-2。

1. 修改程式碼、輸入檔案：修改程式碼結構，使模式的基本演算法、資料管理、流程控制等更有序和易於理解，將有助於未來模式維護、修改，並促進與其他研究人員的合作。而修改輸入檔案的結構增強了這些檔案的組織性，允許更靈活地處理空間數據，便於模式處理更複雜的流域資訊(Bieger et al., 2017)。
2. 新增景觀單元 (Landscape Unit, LSUs)：SWAT+仍會劃分子流域，但之後會將子流域先分為水域或景觀單元 (LSUs)，其中水域包含池塘(PND)、水庫(RES)兩種，作為獨立的空間對象處理，再將 LSUs 進一步細分為水文反應單元 (HRUs)，如圖2-3，HRUs 被定義為一個相連區域，有利於 HRUs 的參數化(Bieger et al., 2017)。

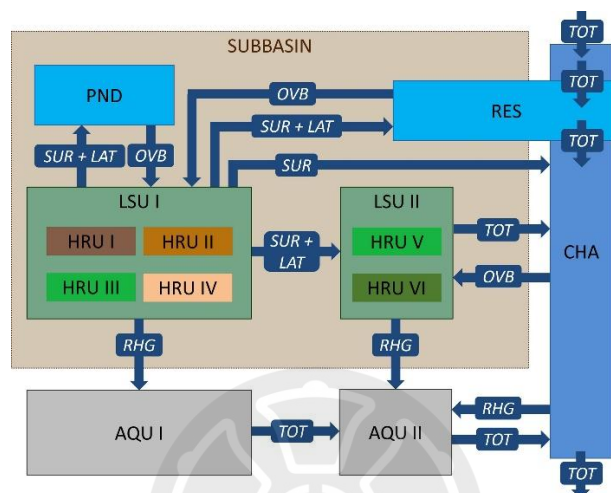


圖 2-3 SWAT+模式空間對象之間的水流路徑概念圖

3. 增修空間對象：根據 SWAT+ 將流域內的組成部分作為獨立的空間對象，使用者可以根據需求來定義它們之間的相互作用，盡可能更真實地模擬流域的物理特性，如圖 2-3、表 2-2。整體而言，含水層(AQU)、通道(CHA)和子流域等空間對象之間，透過側向流(LAT)、河岸漫溢(OVB)、補給(RHG)、地表逕流(SUR)和總流量(TOT)來流動。

表 2-2 SWAT+對於 SWAT 空間對象之增修

空間對象	SWAT+增修之處
含水層	每個 HRU 不再必須定義一個含水層，使用者可以定義任意數量的含水層，且其邊界不必與 HRUs、LSUs 或子流域的邊界重合。
水庫	水庫不再必須位於子流域出口處的主河道上，其可放置在集水區的任何地方。它們可以與任何其他空間對象互動，因此水不僅可以從上游河道流入水庫並傳至下游河道，還可以直接從景觀單元和含水層進入水庫。
池塘、渠道	SWAT+的池塘和渠道增強了與周圍景觀和含水層相互作用的能力。
地下水	SWAT+新增了使用 MODFLOW 模擬地下水過程的選項。

第三章 研究方法與研究區域

第一節 研究區域

一、曾文溪流域

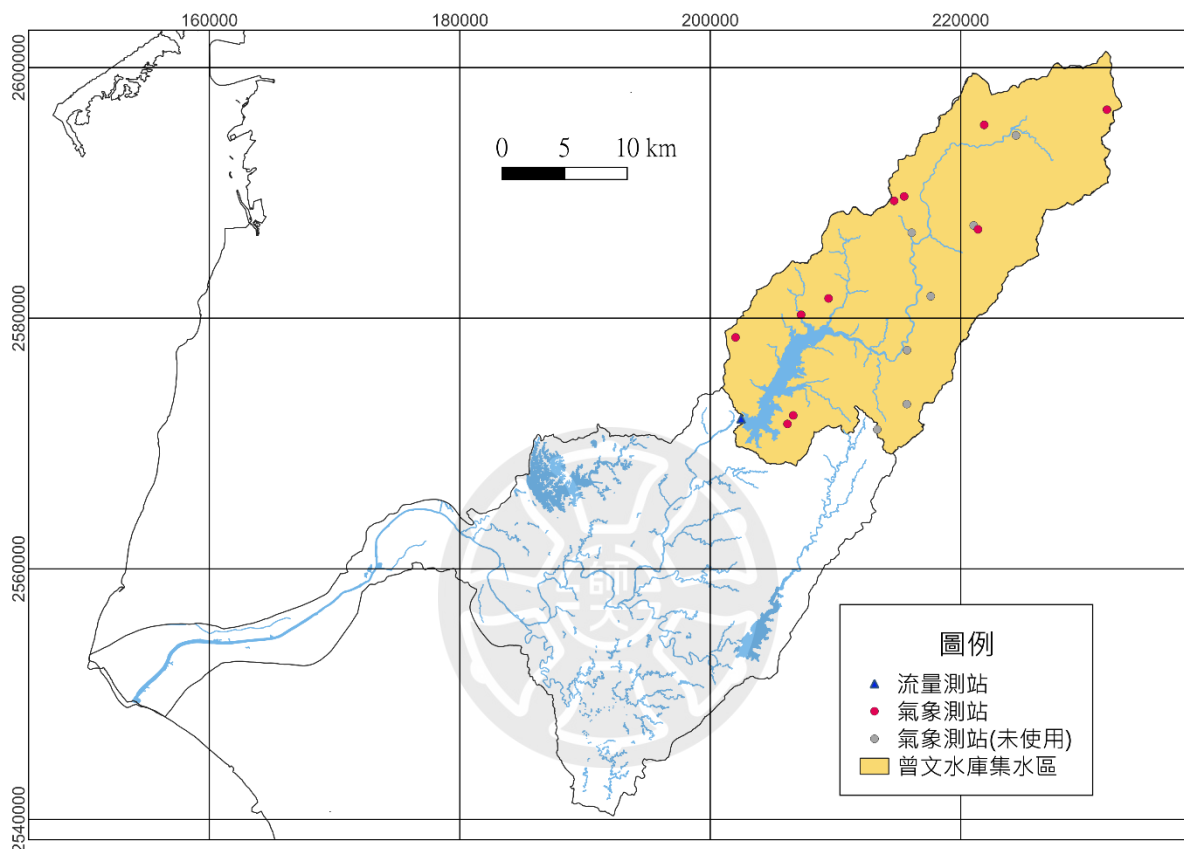


圖 3-1 曾文水庫集水區之流量、氣象測站分布圖

為了精準地模擬曾文溪流域的流量，並進一步觀察其長時間的水文收支，本研究選擇曾文溪流域內人為影響較少，且資料年數較長之曾文水庫集水區作為研究區域，如圖 3-1，此圖是以氣象署、政府資料開放平臺的資料進行繪製。根據集水區內流量與雨量資料的資料長度，並確保雨量測站的分布不會過度集中，故模擬此集水區 2004~2022 年的流量，並以 2004 年作為模式的 warm-up。曾文水庫集水區所有的測站資料，如表 3-1，其中本研究有使用之測站以「*」來表示。

表 3-1 曾文水庫集水區之測站資料

站號	站名	河川	資料長度	資料內容
	曾文水庫	曾文溪	2004~2023 *	日流量
C1M390	龍美	曾文溪	2004~2023 *	日雨量 (氣象署地面測站)
C0M410	馬頭山	曾文溪	2004~2023 *	
C1M400	菜瓜坪	曾文溪	2004~2023 *	
C0M830	山美	曾文溪	2016~2019	
C0M810	里佳	曾文溪	2016~2023	
C0M820	達邦	曾文溪	2016~2023	
C0M800	茶山	曾文溪	2016~2023	
C0M860	新美	曾文溪	2021~2023	
H1M220	里佳	曾文溪	1969~2023 *	日雨量 (水利署雨量站)
H1M230	水山	曾文溪	1969~2023 *	
H1M240	樂野	曾文溪	1976~2023 *	
H1M250	馬頭山	曾文溪	1969~2023 *	
H1M420	三角南山	曾文溪	1990~2023 *	
H1M430	龍美	曾文溪	1990~2023 *	
H1O940	大棟山	曾文溪	1990~2023 *	

曾文水庫位於臺南市楠西區與嘉義縣大埔鄉的交界處，其集水區面積達481平方公里、形狀是東北而西南的狹長袋狀，整體地勢陡峭，平均坡度為54.4%，除了樂野、達邦、大埔等幾個小型盆地之外，其餘均屬於山地，全區平均標高約963公尺。受地勢影響，河床陡急、沖蝕作用旺盛，輸砂作用強烈，使得上游地區兩岸地形更顯陡峻（水利署南區水資源分署，2023），如圖3-2。

由於曾文水庫地處北迴歸線以南，屬於溫暖濕潤的熱帶季風氣候區，日照充足。根據2020年曾文水庫第五次定期安全評估總報告顯示，年均溫為24.3℃，整體而言山區溫度較平地低，自5月開始氣溫逐月上升，其中以6、7、8月天氣最熱，直到10月氣溫才逐漸下降。歷年集水區平均年降雨量可達3,000毫米，每年5至9月的降雨量佔全年80%以上（水利署南區水資源分署，2023）。

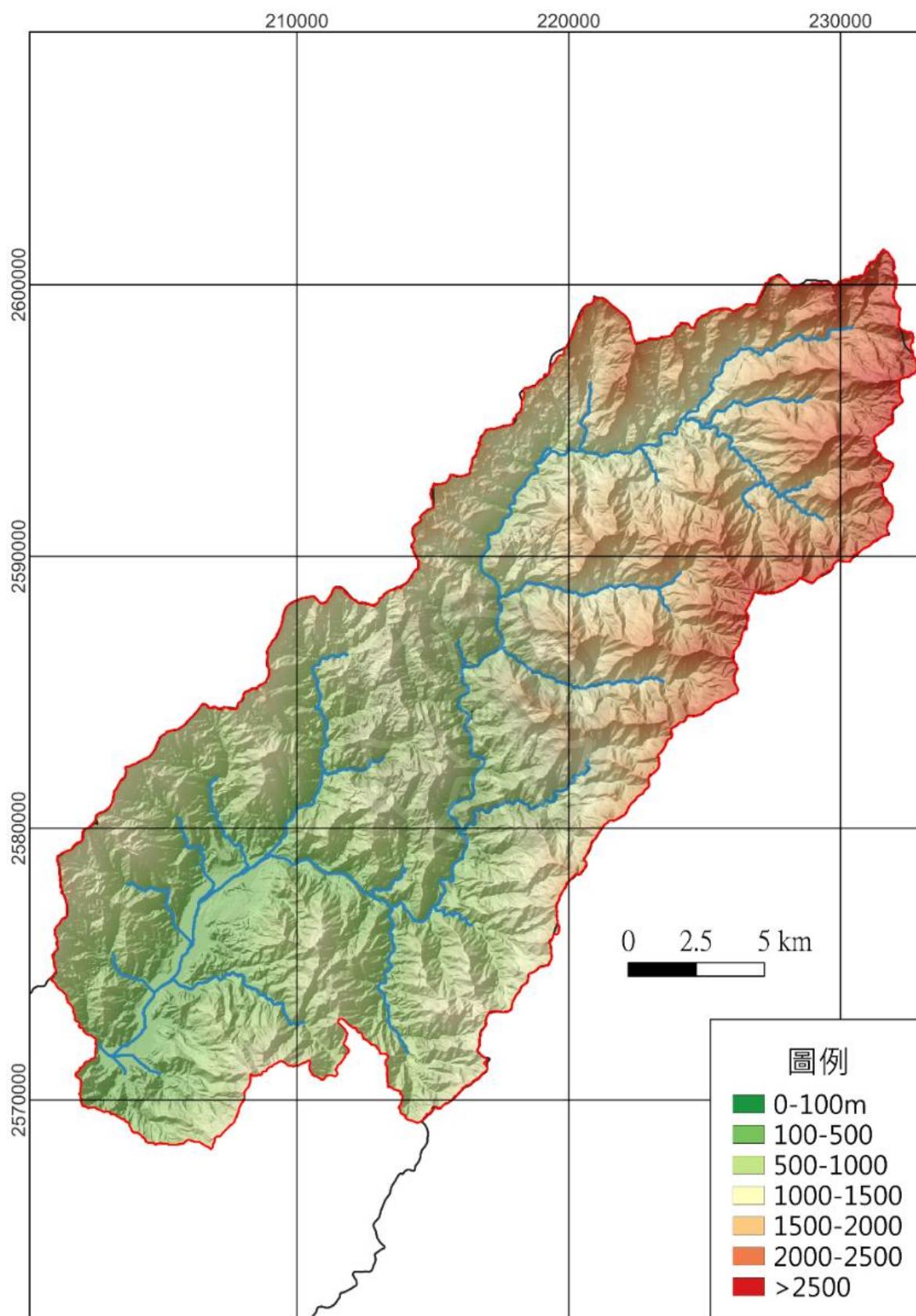


圖 3-2 曾文水庫集水區之 DEM

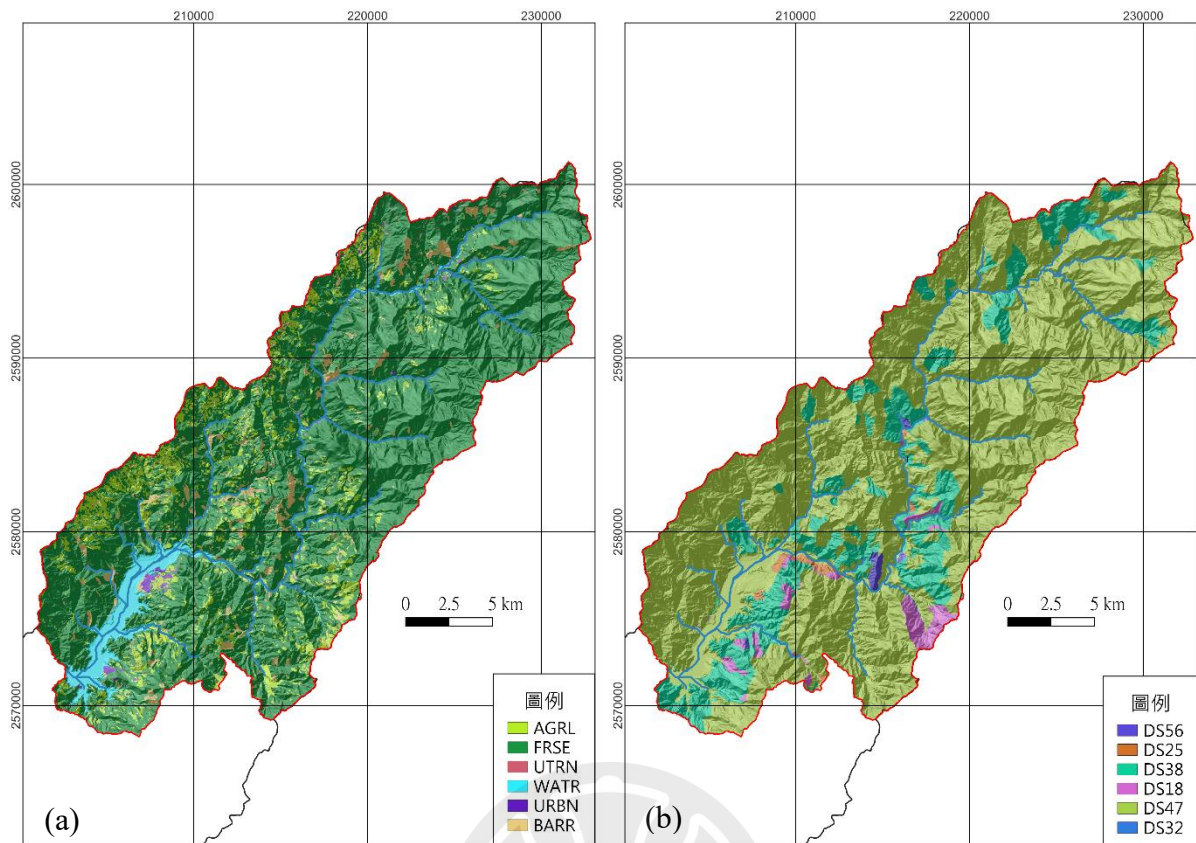


圖 3-3 曾文水庫集水區之(a)土地利用、(b)土壤類型。標號分別參考表 3-4 及表 3-5

根據圖3-3，曾文水庫集水區2015年的土地利用以森林（FRSE）為主，部分為崩塌地（BARR），是曾文水庫（WATR）之上游，水庫周邊有較多農業用地（AGRL），以及零星的建築或公共用地（URBN）。土壤方面則是以無母質（DS47）為主，其次是崩積土（DS38），其他土壤類型則是零星分布。

二、高屏溪流域

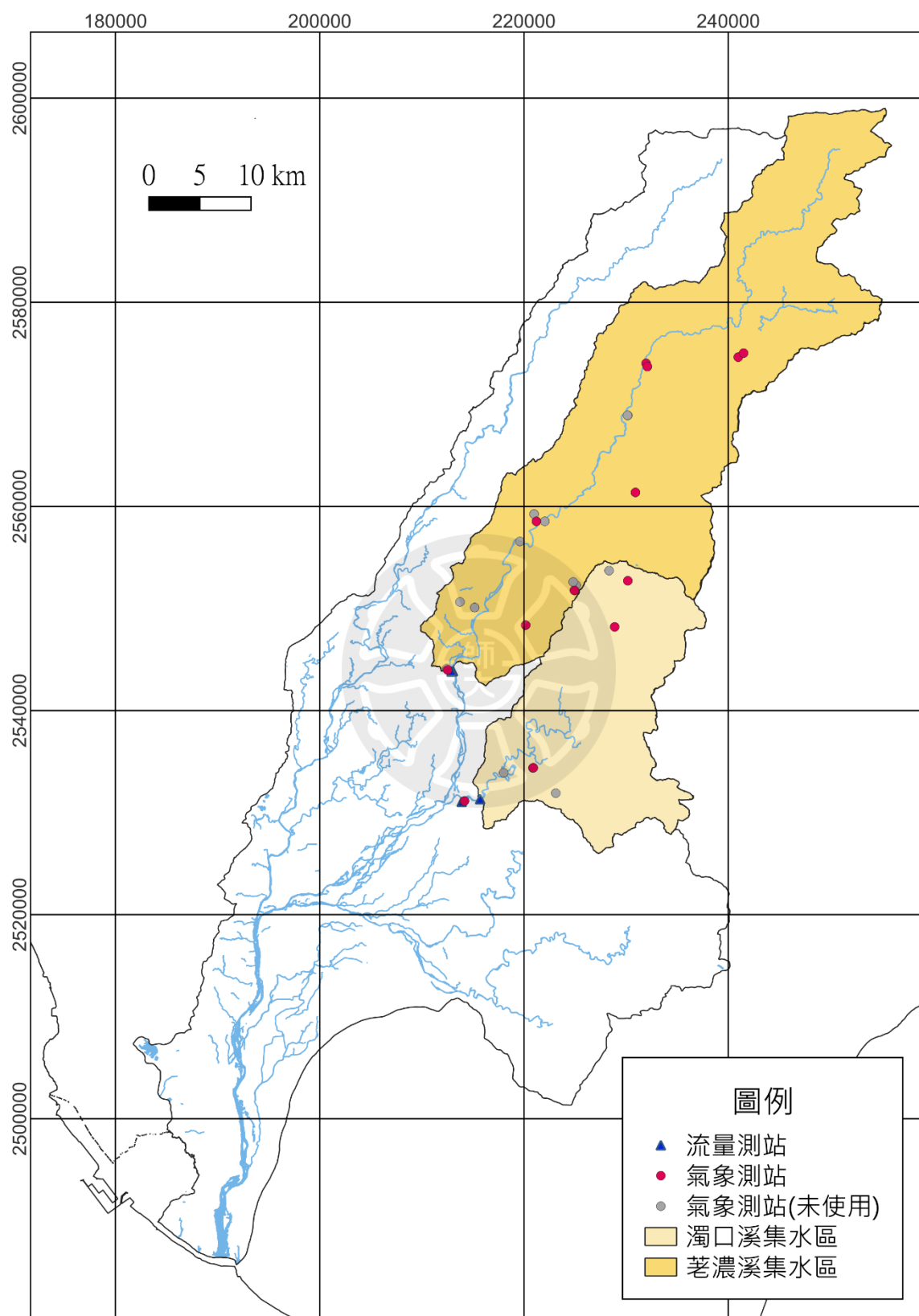


圖 3-4 高屏溪流域之流量、氣象測站分布圖

同樣為了精準地模擬高屏流域的流量，並觀察其長時間的水文收支狀態，本研究避開甲仙、高屏溪等攔河堰對河川流量的影響，研究區域選擇在攔河堰上游、流量和氣象測站相近，且資料年數較多的濁口溪、荖濃溪集水區，如圖3-4，此圖是以氣象署、政府資料開放平臺的資料進行繪製，為高屏流域內研究區域相關的流量、氣象測站分布圖。若進一步比較集水區內流量與雨量資料的資料長度，並確保雨量測站分布不會過於集中，最終選擇模擬濁口溪集水區1994~2002年、2006~2008年之流量，以及荖濃溪集水區1983~2004年、2012~2022年之流量，兩集水區都以第一年資料作為模式的 warm-up。而兩集水區的所有測站資料，如表3-2，其中本研究有使用之測站以「*」來表示。

表 3-2 高屏溪兩集水區之測站資料

站號	站名	河川	資料長度	資料內容
1730H041	大津橋	濁口溪	1982~2005*	日流量
1730H054	興農橋	濁口溪	2006~2010*	
1730H069	大津橋(1)	濁口溪	2011~2023	
C1V290	新集	濁口溪	1993~2012*	日雨量 (氣象署地面測站)
C1V270	溪南	濁口溪	1993~2012*	
C0V790	萬山	濁口溪	2014~2023	
C1V780	多納林道	濁口溪	2014~2023	
C1V580	溪南(特生中心)	濁口溪	2014~2023	
O1V55	多納(1)	濁口溪	2011~2023	日雨量 (水利署雨量站)
01P260	多納	濁口溪	1967~2011*	
01Q160	新豐	濁口溪	1955~2010*	
1730H039	六龜	荖濃溪	1982~2009*	日流量
1730H060	東溪大橋	荖濃溪	2010	
1730H070	六龜(1)	荖濃溪	2011~2023*	
C1V240 C1V590	新發	荖濃溪	1993~2012 2014~2023	日雨量 (氣象署地面測站)
C1V280 C1V600	藤枝	荖濃溪	1993~1994 2014~2023	
C1V220	小關山	荖濃溪	1993~2023*	
C1V200	梅山	荖濃溪	1993~2023*	
C1V190	南天池	荖濃溪	1993~2023*	
C0V800	六龜	荖濃溪	2014~2023	
C1V230 C1V231	高中	荖濃溪	1993~2012 2014~2023	
C1V210 C0V210	復興	荖濃溪	1993~2012 2014~2023	
01V040	六龜(4)	荖濃溪	1982~2023*	

01V060	梅山(2)	荖濃溪	1979~2023*	日雨量 (水利署雨量站)
01V070	天池	荖濃溪	1978~2023*	
01V51	寶山	荖濃溪	2010~2023*	
01V050	藤枝(2)	荖濃溪	1979~2010*	
01V54	高中(2)	荖濃溪	2011~2023	
01V010	高中	荖濃溪	1980~2008*	
01V011	高中(1)	荖濃溪	2008~2011	

高屏溪流域在北迴歸線以南，理論上屬於熱帶氣候區，但因地形由海岸至內陸海拔高度相差約3,666公尺，故高山地區屬於溫帶型氣候。整體而言，高屏溪流域年均溫約25.1°C，平均相對濕度75.6%，其中高山的年均溫約在-1.1~7.9°C之間。高屏溪流域平均年降雨量約2,454毫米，每年5~10月因西南季風盛行、常有颱風侵襲，降雨量約占全年之82%，乾濕季分明，且降雨之空間分布不平均，自玉山之3,042毫米，向沿海降至約1,906毫米（水利署第七河川分署，2021）。

荖濃溪與濁口溪之地形圖，如圖3-5、圖3-7。高屏溪原名下淡水溪，發源於中央山脈玉山附近，流經高雄市、屏東縣，全長171公里，流域面積3,257平方公里，其主要支流有荖濃溪、旗山溪、隘寮溪、濁口溪、美濃溪，其中以荖濃溪及旗山溪為主。荖濃溪發源於中央山脈玉山東山東坡與秀姑巒山西南坡，向西南流經桃源、寶來、土壠、荖濃、六龜至大津納入濁口溪，最後與旗山溪相匯而成高屏溪。荖濃溪長度133公里，坡度由里嶺大橋至隘寮溪匯流處、隘寮溪匯流處至濁口溪匯流處、濁口溪匯流處至東溪大橋分別為1：570、1：200、1：140，流域面積2,038平方公里（水利署第七河川分署，2021）。

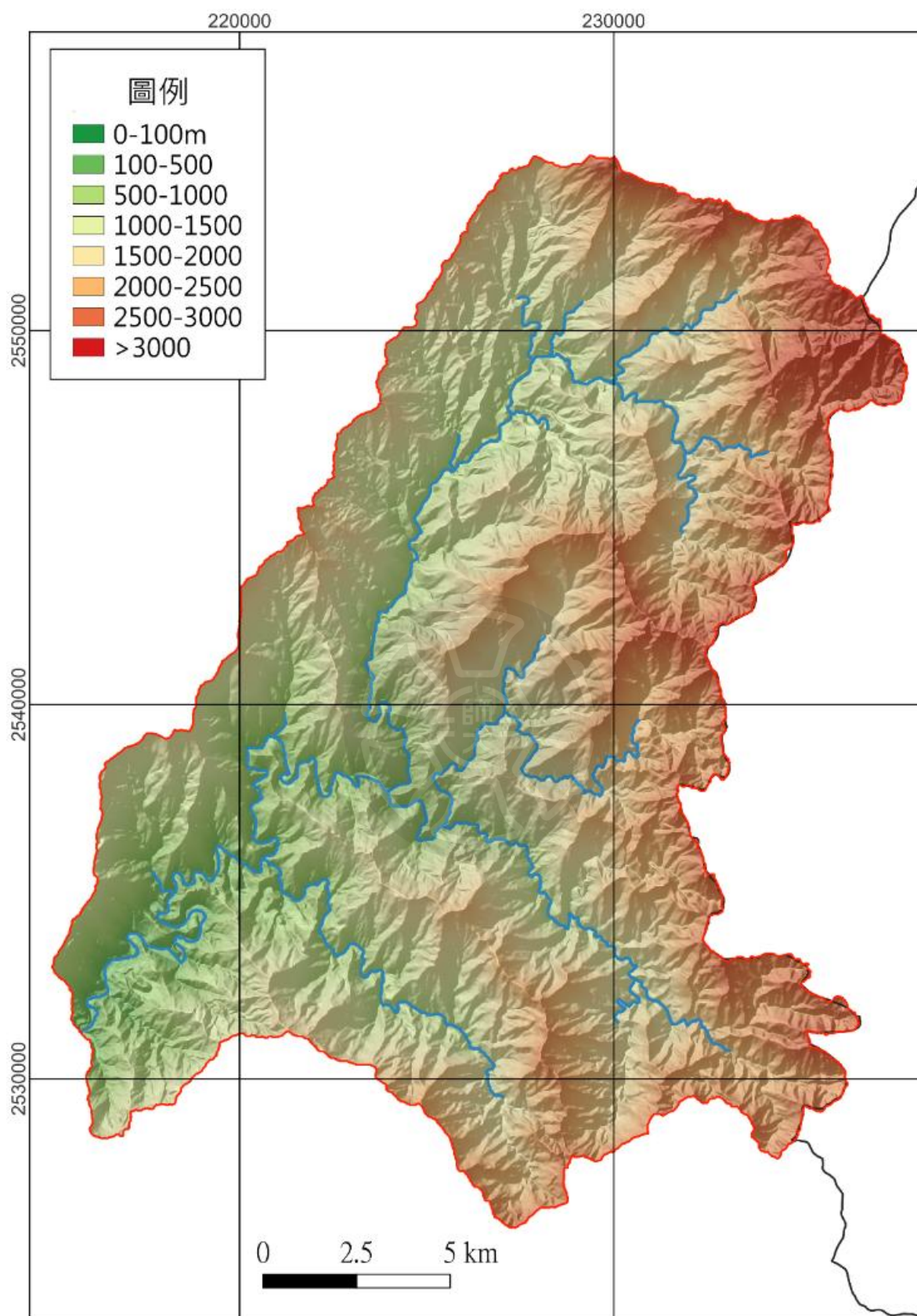


圖 3-5 濁口溪集水區之 DEM

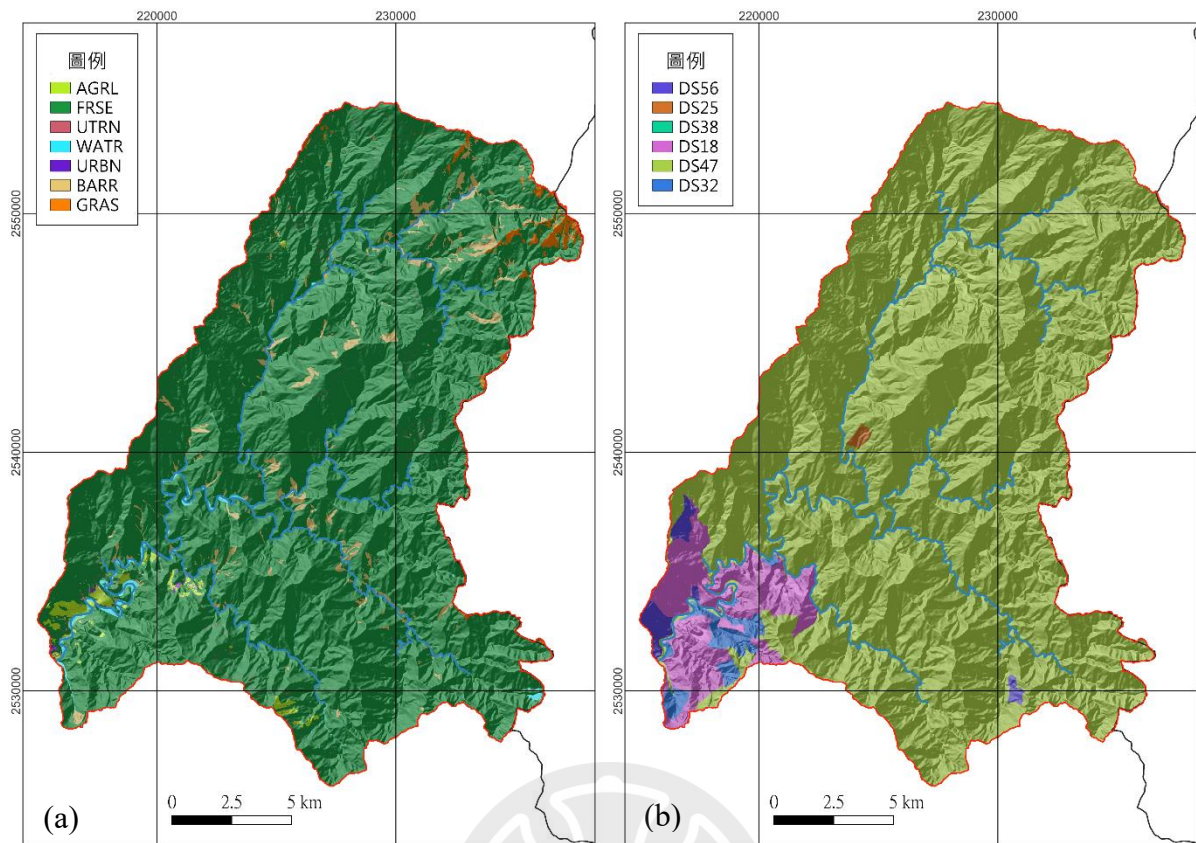


圖 3-6 濁口溪集水區之(a)土地利用、(b)土壤類型。標號分別參考表 3-4 及表 3-5

濁口溪集水區2005年的土地利用同樣以森林(FRSE)為主，部分為崩塌地(BARR)，以及零星的農業用地 (AGRL) 和草地 (GRAS)。在土壤方面，此集水區則同樣以無母質 (DS47) 為主，其次是石質土 (DS18) 與黃壤 (DS56)，根據圖3-6。

荖濃溪集水區在模擬 1983~2004 年之流量時，使用最接近的 2005 年土地利用資料；而在模擬 2012~2022 年之流量，則使用 2015 年的土地利用資料，如圖 3-8，這兩個年份的土地利用幾乎沒變，荖濃溪集水區同樣以森林 (FRSE) 為主，穿插部分農業用地 (AGRL)、崩塌地 (BARR)、建築與公共用地 (URBN)，僅有一部分的草地 (GRAS) 被判視為崩塌地 (BARR)。在土壤方面，如圖 3-9，此集水區則同樣以無母質 (DS47) 為主，以及部分石質土 (DS18) 與黃壤 (DS56) 等。

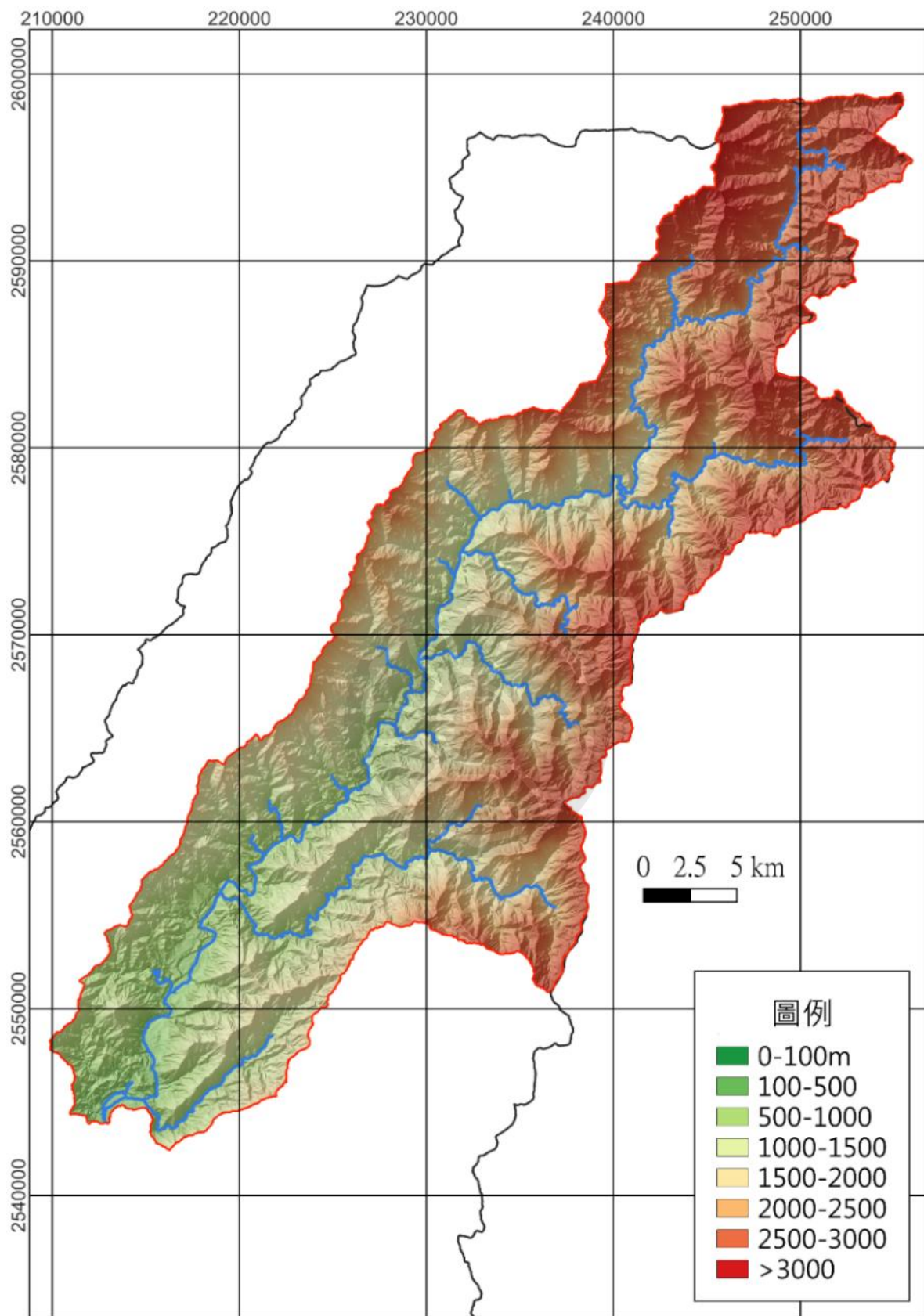


圖 3-7 荖濃溪集水區之 DEM

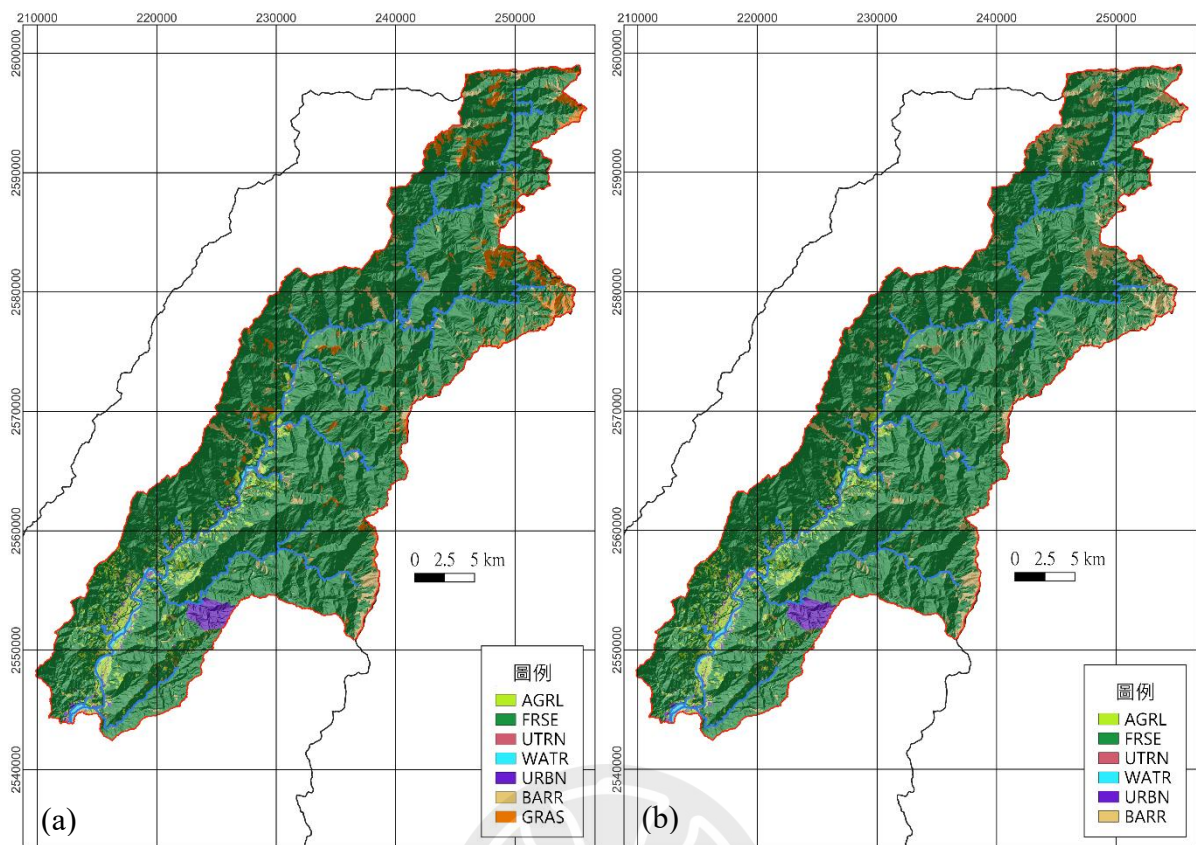


圖 3-8 荖濃溪集水區(a)2005 年、(b)2015 年之土地利用。標號參考表 3-4

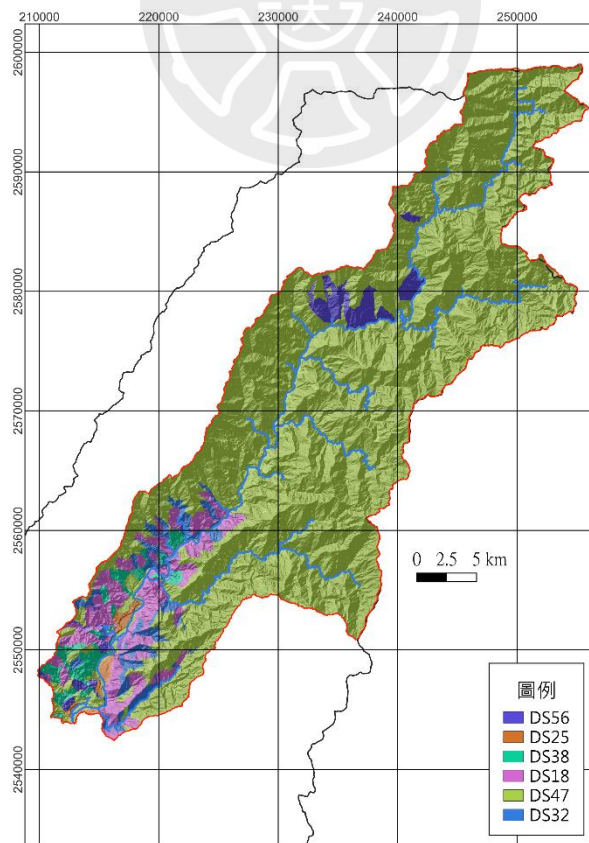


圖 3-9 荖濃溪集水區之土壤類型。標號參考表 3-5

三、研究資料

本研究使用 SWAT+ 模式模擬高屏溪及曾文溪流域的水文收支狀況，故需要準備兩流域的數值高程模型 (DEM)、土地利用、土壤及天氣資料等。然而，天氣資料中的最高和最低氣溫、相對溼度、風速和輻射等有許多空缺，因此僅使用其中的日雨量，再搭配 SWAT+ 內建的全球氣象產生器資料庫來進行模擬，所有的觀測資料簡介，如表 3-3。

表 3-3 SWAT+ 使用的各項資料之來源、年份

資料項目	來源	年份	備註
數值高程模型	政府資料開放平臺		解析度 20 公尺
土地利用	內政部國土測繪中心 (NLSC)	2005、2015 年	以第一大類來區分
土壤	農業部農業試驗所		
日雨量	大氣科學研究與應用資料庫的氣象署地面氣象站之地面自動站、TCCIP 網格雨量資料	1993-2022 年	
日流量	水利署的水文年報	1988-2022 年	

內政部國土測繪中心的土地利用類型、農業部農業試驗所的土壤類型皆與 SWAT+ 模式之劃分方式不盡相同，故研究區域的觀測資料須經過轉換才能帶入模式，讓模式得以判讀不同土地利用與土壤類型之差異，兩者的對照表，如表 3-4、表 3-5 所示。

表 3-4 土地利用對照表

內政部國土利用調查		swatplus	
類別	自訂代號	code	description
農業	01	AGRL	Agricultural Land-Generic
森林	02	FRSE	Forest-Evergreen
交通	03	UTRN	Transportation
水體、水利設施	04	WATR	Water
建築	05	URBN	Residential
公共用地 (如政府、學校)			
休憩 (如牧場、遊樂園)			
礦鹽用地	06	BARR	barren
其他 (崩塌地)			
其他 (草地)	07	GRAS	grassland

表 3-5 土壤類型對照表

classify	SNAM	土壤類別
1	DS56	黃壤
2	DS37	紅壤
3	DS25	沖積土
4	DS38	崩積土
5	DS18	石質土
6	DS47	無母質
7	DS32	岩石

第二節 研究方法

一、SWAT+模式

透過 SWAT+模式進行流量模擬，若所得結果與觀測資料高度吻合，則可推論流域內的降水經過蒸發散、入滲、逕流等水文過程後，水自河道排出流域的整體動態已能被合理描述。由此可見，逕流與蒸發散等水文收支組成項目已大致獲得掌握。而 SWAT+模式水文循環的陸域階段是以水量平衡方程式為基礎，其公式如下：

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^t (R_{day} - Q_{surf} - E_a - w_{seep} - Q_{gw})$$

其中， SW_t 為最終的土壤含水量 (mmH₂O)、 SW_0 為初始的土壤含水量 (mmH₂O)、 t 為時間 (天)、 R_{day} 為第 i 天的降水量 (mmH₂O)、 Q_{surf} 為第 i 天的地表逕流量 (mmH₂O)、 E_a 為第 i 天的蒸散量 (mmH₂O)、 w_{seep} 為第 i 天由土壤剖面底部滲出之滲漏量與旁通流量 (mmH₂O)、 Q_{gw} 為第 i 天的回歸流量 (mmH₂O) (SWAT+, 2024)。

研究區域位處於集水區上游，為了更好地模擬研究區域的河川流量，需要透過檢定來調整參數的數值，但目前 SWAT+模式的相關研究較少，且 SWAT+模式延續 SWAT 的基本演算法，故可借鏡 SWAT 模式的相關文獻，來協助了解 SWAT+在臺灣或山區集水區對流量影響較大的參數，作為後續檢定的參考依據，而參數的調整方式和上下界，統整如表3-6。十個檢定參數對於水文收支的影響，如圖3-10。另外，檢定參數的簡介和參數數值之意義，整理於下方 (SWAT+, 2023)。

表 3-6 檢定參數統整表。引用自 (Andaryani et al., 2021; Lin et al., 2022)

參數代號	空間對象	模式上下界	調整方式	檢定上下界	單位
alpha	aqu	0~1	直接取代	0~1	days
aquifer_delay	hru	0~1000	直接取代	0~1000	days
awc	sol	0.01~1	百分比增減	-10~10	mm_H2O/mm
cn2	hru	35~95	百分比增減	-20~20	null
esco	hru	0~1	直接取代	0~1	null
flo_min	aqu	0~50	直接取代	0~50	m
percc_lte	hlt	0~0.9	直接取代	0~0.9	fraction
revap_min	aqu	0~50	直接取代	0~50	m
surlag	bsn	0.05~24	直接取代	0.05~24	days
chk	rte	-0.01~500	直接取代	0~500	mm/hr

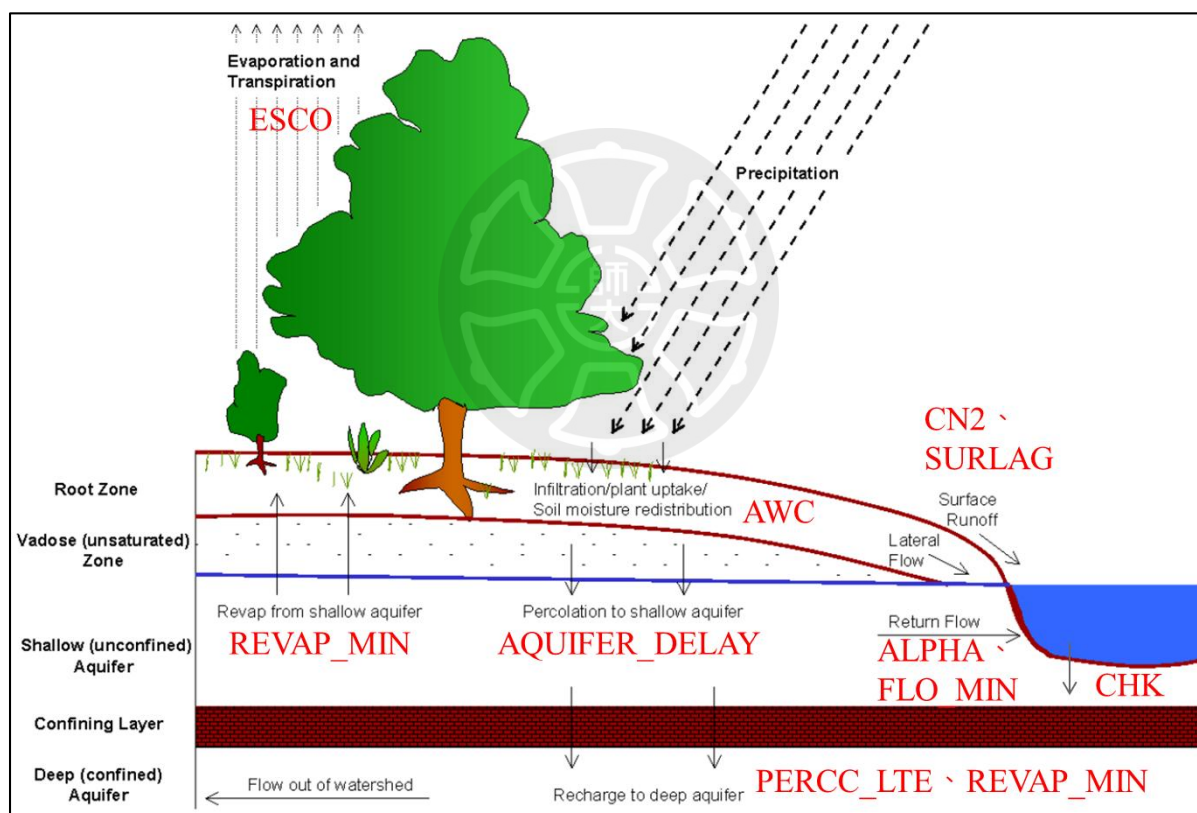


圖 3-10 各項參數對水文收支影響之示意圖。修改自 (Neitsch et al., 2011)

1. AWC (Available water capacity of the soil layer，單位：mm H2O/mm soil)

土壤層有效含水容量的計算公式為 $AWC = FC - WP$ ，指土壤在田間持水量 (FC) 與永久凋萎點 (WP) 之間的水量差異，換句話說，AWC 是土壤在植物能利用的範圍內，可儲存並釋放的水量，故亦稱為「植物可利用水分」。SWAT 模式的入滲量會針對土壤剖面各層進行計算，當該層的含水量超過田間持水量時，水分才會進行入滲 (AO, 2008)。當降水施加到地表的速率超過土壤入滲速率時，就會產生地表逕流。

2. CN2 (Condition II curve number)

中等濕潤條件下的曲線值，是不同土地對於降雨—逕流反應過程的指標。當 CN2 數值愈高，表示土地愈不透水，降水後愈容易產生地表逕流；反之，當 CN2 愈低，則表示降水後愈不容易產生地表逕流。

3. AQUIFER_DELAY (單位：天)

SWAT+採用 Venetis (1969)提出並由 Sangrey et al. (1984)應用於「降雨／地下水反應模型」中的指數衰減加權函數 (Exponential decay weighting function)，來模擬當水分離開土壤剖面後，補注到含水層的時間延遲現象 (AO, 2008)。換句話說，當 AQUIFER_DELAY 數值愈大，表示水分補注到含水層的時間愈久。地下水補充延時雖然無法直接量測，但可以透過模擬含水層補注過程，設定不同的 δ_{gw} 值，並將模擬所得的地下水位變化與實際觀測值進行比較，來估算此參數之數值。

4. ALPHA (Baseflow alpha factor, 單位：天)

基流衰退係數，是地下水流對補給變化的直接指標，計算公式如下：

$$\alpha_{gw} = \frac{1}{N} \cdot \ln \left[\frac{Q_{gw,N}}{Q_{gw,0}} \right] = \frac{1}{BFD} \cdot \ln[10] = \frac{2.3}{BFD}$$

其中，BFD 是流域的基流天數，指基流衰退經過一個對數週期所需的天數。雖然 ALPHA 可以計算出來，但最準確的估算方法是分析流域在無補給期間的溪流流量，即無降水情況下，地下水釋放到河川之流量減少的速度。ALPHA 數值介於 0.9~1.0 是對補給反應較快的土地，表示對地下水流入河川的速度變化大，流量很快變小；而數值界於 0.1~0.3 則是對補給反應較慢的土地，地下水相較之下仍穩定地流入。

5. FLO_MIN (Minimum aquifer storage to allow return flow, 單位：公尺)

允許回流的最小含水層儲水量。含水層必須達到某個最小水位，才會產生基流；反之，若含水層儲水量低於 FLO_MIN，則河道不會有地下水補充。

6. ESCO (Soil evaporation compensation factor)

土壤蒸發補償因子。使用者可調整土壤蒸發需求隨深度的分布，用以反映毛細作用、土壤結殼 (crusting) 與裂縫 (cracks) 等影響。當蒸發需求皆為 100 mm 時，不同 ESCO 對土壤不同深度的最大蒸發量，如圖 3-11，ESCO 值越小，模式就能從更深層的土壤中提取蒸發水分；反之，ESCO 值越大，則蒸發主要集中在土壤表層。

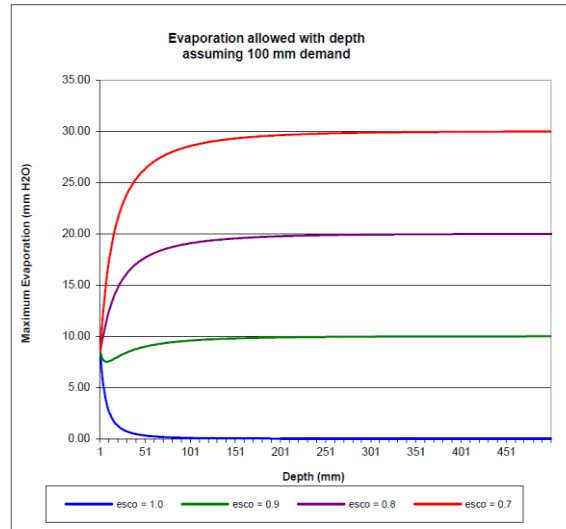


圖 3-11 土壤蒸發需求隨深度的分布

7. PERCC_LTE (Percolation coeff from shallow to deep, 單位：fraction)
從淺層滲透至深層含水層的滲漏係數。當 PERCC_LTE 數值愈大，表示淺層含水層滲透到深層的比例較高；反之，數值愈小，則表示滲透到深層的比例較低。
8. REVAP_MIN (Threshold depth of water in the shallow aquifer for “revap” or percolation to the deep aquifer to occur, 單位：公尺)
淺層地下水開始向上進入土壤層或向下滲透到深層含水層的水量門檻，以水深表示。當淺層含水層中的水深大於或等於 REVAP_MIN 時，才允許水分向非飽和帶移動，也就是啟動「回蒸 (revap)」或滲漏至深層含水層的過程。
9. CHK (Effective hydraulic conductivity in main channel alluvium, 單位：mm/hr)
主渠道沖積層的有效水力傳導係數。溪流可依其與地下水系統的關係分為四類，如圖3-12，(a) gaining stream：位於排泄區、接收地下水補注的溪流；(b) losing stream：位於補注區的溪流，與地下水系統連通並失水；(c) losing stream perched above groundwater system：位於補注區的溪流，位於地下水系統之上且失水；(d) flow-through stream：溪流同時接收地下水並向地下水滲漏。

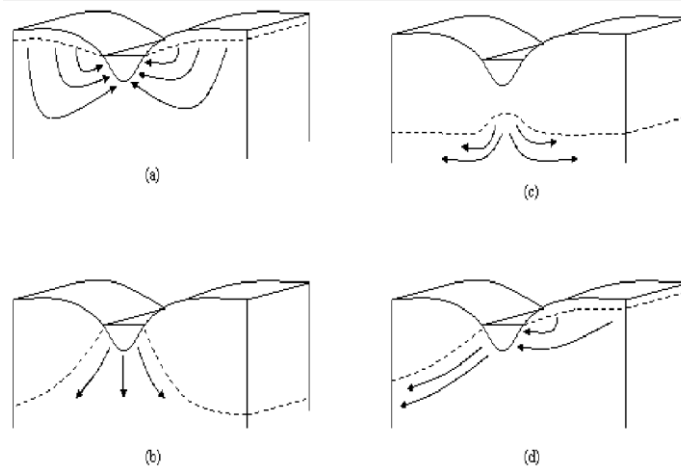


圖 3-12 溪流與地下水的關係

各類沖積層材料之典型 CHK 數值，如表3-7。對於有持續地下水補注的常流溪流（perennial streams）而言，其 CHK 將為零。

表 3-7 各種河床材料之範例水力傳導係數數值

Bed material group	Bed material characteristics	Hydraulic conductivity
1 Very high loss rate	Very clean gravel and large sand	> 127 mm/hr
2 High loss rate	Clean sand and gravel, field conditions	51-127 mm/hr
3 Moderately high loss rate	Sand and gravel mixture with low silt-clay content	25-76 mm/hr
4 Moderate loss rate	Sand and gravel mixture with high silt-clay content	6-25 mm/hr
5 Insignificant to low loss rate	Consolidated bed material; high silt-clay content	0.025-2.5 mm/hr

10. SURLAG (Surface runoff lag coefficient, 單位：天)

地表逕流延遲係數。在匯流時間超過一天的大型子流域中，僅有部分的地表逕流會在生成當天到達主河道，因此模式加入了地表逕流儲存功能，以延遲部分地表逕流釋放至主河道的時間。SURLAG 控制每天允許多少比例的可用地表逕流進入河道，如圖3-13，在相同的匯流時間下，SURLAG 數值越小，表示地表逕流流進河道的比例較低、越多水會被保留在儲存庫中，會讓模擬出來的流量變化曲線更平滑。

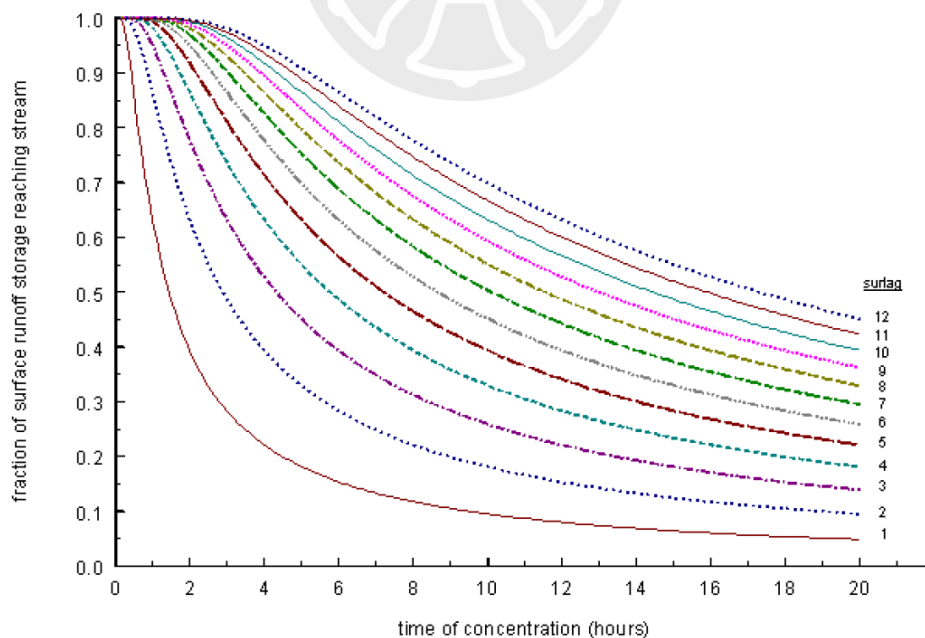


圖 3-13 不同 SURLAG 和匯流時間對地表逕流釋放比例的影響

二、目標函數

為了科學且合理地進行模式的檢定，建議使用多種效能評估指標，來衡量觀測和人文模式模擬資料之貼合程度(Krause et al., 2005)。多數研究使用 Nash Sutcliffe Efficiency (NSE) 比較模擬與實測的日流量和月流量(Eini et al., 2020)。而應用 Logarithmic Nash-Sutcliffe Efficiency (logNSE)可觀察低流量的模擬狀況(Asurza-Véliz & Lavado-Casimiro, 2020)。因此，SWAT+的流量模擬結果出來後，用 NSE、logNSE 兩種指標來了解模擬結果與觀測流量是否貼近。

(一) Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE)：

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{Obs,i} - Q_{calc,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{Obs,i} - \overline{Q_{Obs,i}})^2}$$

其中， $Q_{Obs,i}$ 是第*i*天的觀測流量， $\overline{Q_{Obs,i}}$ 是觀測流量的平均值， $Q_{calc,i}$ 是第*i*天的模式模擬之流量，*n*是總天數。NSE 的值域範圍 $-\infty \sim 1$ ，NSE=1表示模式模擬和觀測資料完全一致；若NSE<0則表示觀測流量之平均值比模式模擬流量更準確。因為平方誤差，即觀測值減模擬值再平方的計算方式會放大誤差之影響，且高流量事件(如洪水)通常會伴隨較大的誤差，故NSE適合用來衡量模式在高流量事件的準確性。一般而言，在水文模型校準中，NSE結果可以劃分為四個擬合度等級，如表3-8。

表 3-8 檢定指標對照表。引用自(Moriasi et al., 2007)

Performance Rating	NSE
Very good (非常好)	$0.75 \leq NSE \leq 1$
Good (很好)	$0.65 \leq NSE \leq 0.75$
Satisfactory (滿意)	$0.5 \leq NSE \leq 0.65$
Unsatisfactory (不滿意)	$NSE \leq 0.5$

(二) Logarithmic Nash-Sutcliffe Efficiency (logNSE)：

$$\logNSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\log Q_{Obs,i} - \log Q_{calc,i})^2}{\sum_{i=1}^n (\log Q_{Obs,i} - \log \overline{Q_{Obs,i}})^2}$$

其中， $Q_{Obs,i}$ 是第*i*天的觀測流量， $\overline{Q_{Obs,i}}$ 是觀測流量的平均值， $Q_{calc,i}$ 是第*i*天的模式模擬之流量，*n*是總天數。logNSE是先將流量資料取對數後，再計算NSE，減少高流量事件的影響，故其適合用來衡量模式在低流量事件的準確性。其值域範圍 $-\infty \sim 1$ ，若logNSE=1表示模式預測和觀測資料完全一致；logNSE<0表示模式預測差，不如直接使用觀測平均值。

三、非支配排序基因演算法 II (NSGA-II)

為了同時最佳化上述兩種指標，本研究用 NSGA2 進行檢定。非支配排序基因演算法 II (Non-dominated Sorting Genetic Algorithm II, NSGA-II) 由 Kalyanmoy Deb 等人於 2002 年提出，是基於遺傳演算法的改進版本，可同時優化多個相互衝突的目標函數，目的是找到一組帕累托最優解(Pareto optimal)，沒有一個解是絕對優於其他解。NSGA-II 為一種多目標優化算法，其應用在使用 SWAT 進行水文建模方面已取得了優秀的結果 (Asurza-Véliz & Lavado-Casimiro, 2020)，Pareto 的示意圖，如圖 3-14。

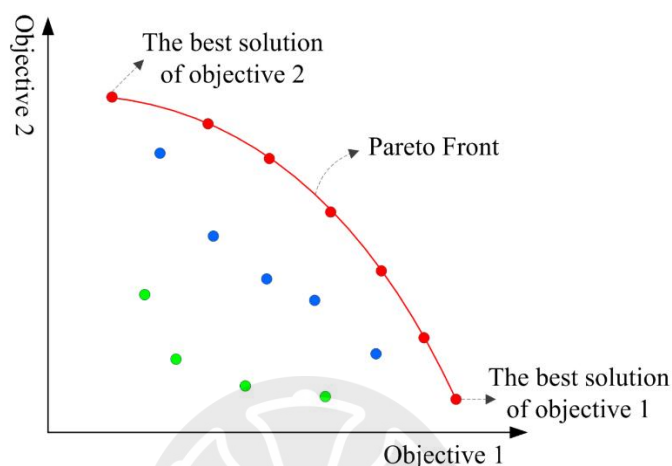


圖 3-14 pareto 示意圖。引用自 (Yang et al., 2018)

與單目標遺傳算法不同，NSGA-II 的設計包括精英主義 (elitism) 和支配 (dominance) 等概念。NSGA-II 算法的關鍵步驟如下 (Asurza-Véliz & Lavado-Casimiro, 2020; Gutierrez et al., 2019)。

1. 初始種群：

根據問題的特徵，如約束條件、參數限制等，隨機創建一個大小為 N 的父代種群 P_0 。

2. 非支配排序：

根據支配層次分配適應度或排名，並根據非支配進行種群排序。「非支配排序」是指一個解在所有目標函數上都不劣於另一個解，則兩者是不可比較的，那些不被任何其他解所支配者是第一層，而第二層包含那些只被第一層個體所支配的個體，依此類推，如圖 3-14，用來評估解的適應度。

3. 子代種群：

使用常規的二進制選擇、重組和突變，創建一個大小為 N 的子代種群 Q_0 。

4. 父代與子代種群：

將父代種群 P_0 和子代種群 Q_0 組合，形成一個大小為 $2N$ 的種群 T_i 。

5. 非支配排序：

使用非支配排序對種群 T_i 進行排序，並從中產生支配前緣。

6. 精英選擇：

「精英主義」是將父代和子代的種群結合起來，並從中選擇最優的解，以提高算法

穩定性。在建立大小為的合併族群 P_{i+1} 時，首先將屬於第一前緣的解視為最佳解，並優先納入合併族群中。若第一前緣的解數量小於 N ，則將其全部解納入 P_{i+1} ，其餘名額則依序由後續非支配前緣中，依排名高低補足。此過程持續進行，直至無法再完整容納下一個前緣的所有解為止。為精確選取恰為 N 個族群成員，對最後一個被考慮的前緣進行擁擠度比較，以篩選出適合的解，填滿剩餘的族群位置。「擁擠比較」是為了保持解的多樣性，衡量解與其鄰近解的接近程度，若要計算 i 點的擁擠距離，則要使用最近的解作為頂點所形成的長方形的平均邊長，如圖 3-15。

7. 子代種群：

使用大小為 N 的新的種群 P_{i+1} 進行選擇、交配和突變，創建新的子代種群 Q_{i+1} 、大小仍為 N 。

8. 終止：

如果達到最大代數，則停止算法。

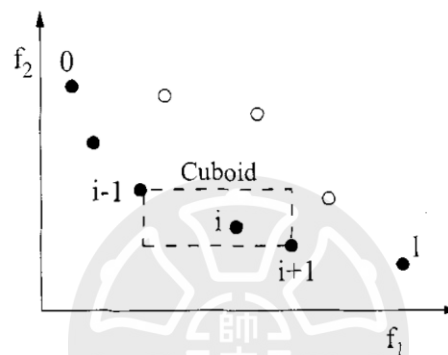


圖 3-15 擁擠距離計算。引用自(Deb et al., 2000)

關於檢定的世代數量，根據 NSGA-II 在多個世代的平均歐幾里得距離 (D_i, w) 演化情形，如圖 3-16，發現當演化代數介於 200 至 1000 代時，平均歐氏距離並無顯著變化，但計算成本卻逐漸增加，此外每個世代的種群大小 (NP) 數值，若根據多目標進化演算法進行水文模型校準之相關研究，大多都設定為 100 個(Gutierrez et al., 2019)，如圖 3-17。因此，後續將檢定設定為 200 世代，每個世代產生 100 個解，故總共會產生 20000 個解，最後形成 pareto optimal。

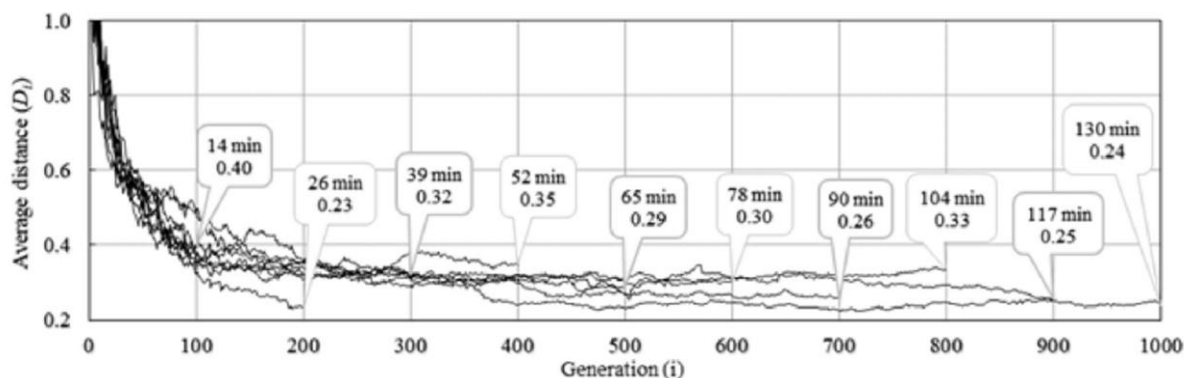


圖 3-16 NSGA-II 在多個世代的平均歐氏距離 ($D_{i,w}$) 演化情形。引用自(Gutierrez et al., 2019)

References	Np	NP	MOEA	Model type	Model name
Bekele and Nicklow	50	6–12	NSGA-II	Conceptual	SWAT
Guo et al.	100	7	NSGA-II, SPEA-II	Empirical	ANN model
Guo et al.	100	5	SPEA-II, MOSCDE, SCE-UA, SCEM-UA, MOSCEM-UA	Conceptual	HYMOD
Ercan and Goodall	80	6	NSGA-II	Conceptual	SWAT
Mostafaie et al.	50	4	NSGA-II, PESA-II, SPEA-II, MPSO	Conceptual	GR4J
Nazemi et al.	50	7	NSGA-II, SCEM	Conceptual	PC-IHACRES
Peng et al.	100	5	OCNSGA-II, NSGA-II, NSGA-III, SPEA-II, PESA-II	Conceptual	HYMOD
Shafii and Smedt	50	11	NSGA-II, PEST	Conceptual	WetSpa
Yang et al.	128	9	ϵ -NSGA-II	Conceptual	MOBIDIC

Np population size, *NP* number of parameters

圖 3-17 使用多目標進化演算法進行水文模型校準之研究中的族群大小 (N_P) 數值。引用自(Gutierrez et al., 2019)

水文模式的檢定 (calibration) 與驗證 (validation) 為確保模式穩健性的重要環節，但是傳統的分割樣本檢定 (split-sample test, SST) 在資料切分上需依賴建模者的主觀判斷，且缺乏明確的操作準則，若以美國 463 個集水區為研究區域，涵蓋 35 年期間的多樣氣候與集水區條件，針對兩種水文模式，採用 50 種不同的資料分割方案進行實證分析，然而，結果顯示先以早期資料進行檢定 (calibration)，再以近期資料驗證 (validation)，將在所有分析中導致較差的表現，應予避免；反之，利用全部可用資料進行校準並省略驗證程序，為最穩健的資料分割策略，整體而言，無論集水區特性、模型類型、資料可用性或測試期設定如何變動，實驗結果均保持一致 (Shen et al., 2022)。因此，本研究將使用所有觀測資料進行檢定，而不進行模式的驗證。

第三節 研究流程

近半世紀以來，民眾對水資源之需求量節節攀升，然而各流域的水資源收支情形迥異，往往需要水文模式的協助才得以獲得全貌，為水資源調配之重要依據。本研究以高屏溪上游的荖濃溪和濁口溪、曾文溪上游的曾文水庫流域為研究區域，分別以測站雨量和網格雨量來搭配 SWAT+模式進行流量模擬，並透過 NSGA-II 的協助，調整模式參數的數值來同時優化 NSE、logNSE，衡量此模式的模擬結果在高、低流量事件之準確性，持續嘗試，試圖找到最佳的參數組合，再進行高屏溪、曾文溪流域水文收支的結果分析與比較，最後得出結論與建議，如圖 3-18。

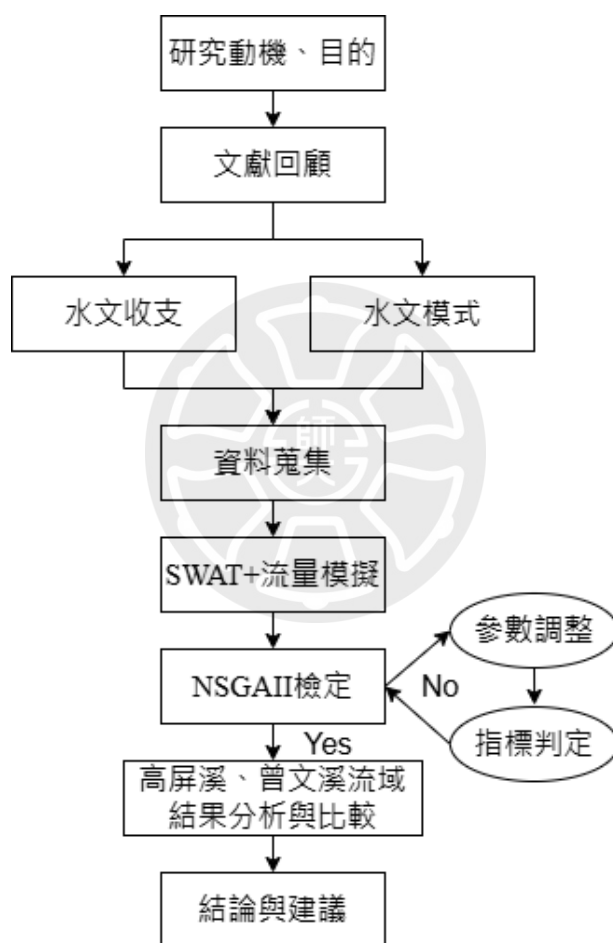


圖 3-18 研究流程圖

第四章 曾文水庫集水區的水文收支

第一節 流量模擬

曾文水庫集水區分別用測站雨量、網格雨量進行水文模擬。在測站雨量模擬的 20000 組解中，pareto 共 70 組，其 $\log NSE$ 介於 0.74~0.75、 NSE 則介於 0.55~0.58，表示模式在高、低流量都模擬地很好，模式背後的水文收支可信度較高，各個參數組的流量模擬狀況，如圖 4-1。

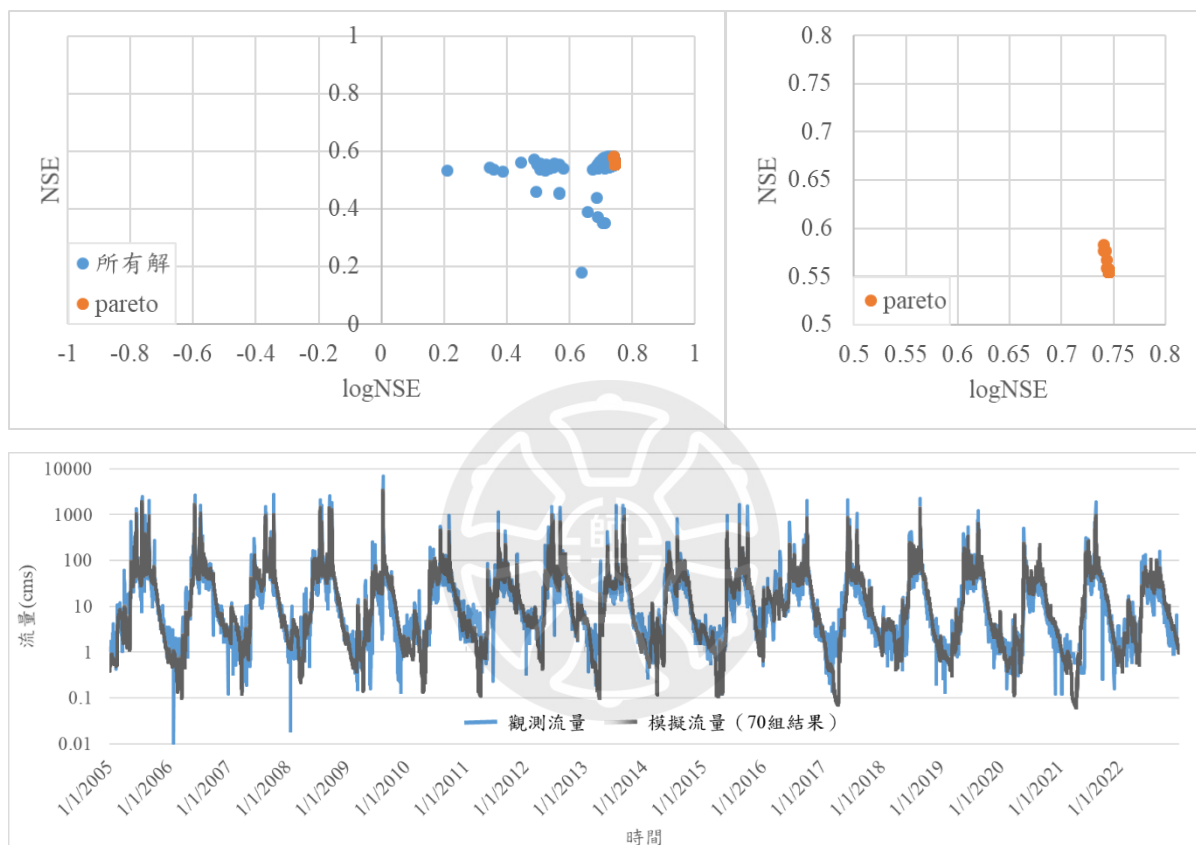


圖 4-1 曾文水庫集水區測站雨量之流量模擬結果

在網格雨量模擬的 20000 組解中，pareto 有 209 組，但因為部份解的 $\log NSE < 0$ ，表示低流量事件模擬極差，故後續只使用其中 $\log NSE > 0$ 的 124 組解進行分析，其 $\log NSE$ 介於 0.28~0.69、 NSE 則介於 0.20~0.62，如圖 4-2。網格雨量 Pareto 中的 124 組解 NSE 、 $\log NSE$ 之分布明顯分為三群，且流量折線圖的趨勢差異甚大，如圖 4-3，因此將其分成 (a) $\log NSE$ 較佳、(b) 中間、(c) NSE 較佳共三群，後續分別進行參數與水文收支的分析。

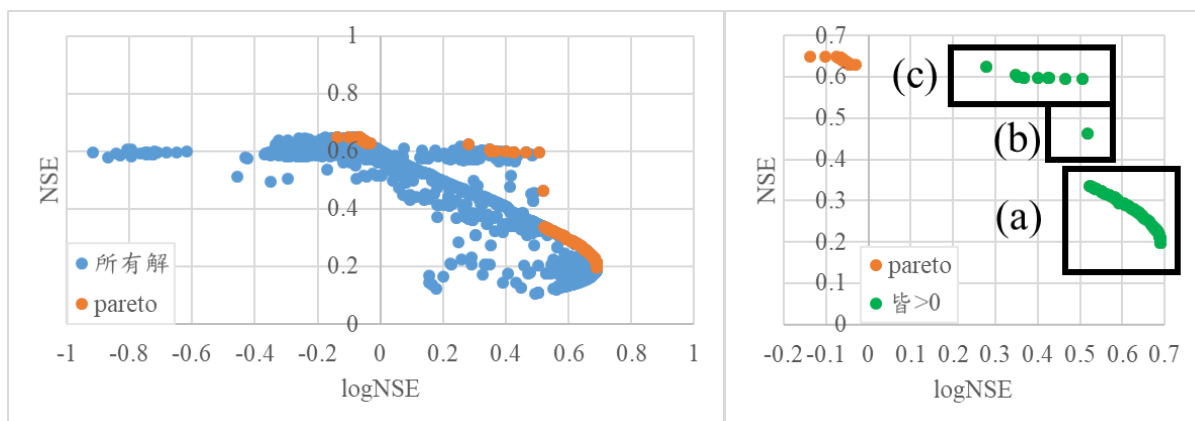


圖 4-2 曾文水庫集水區網格雨量之流量模擬結果

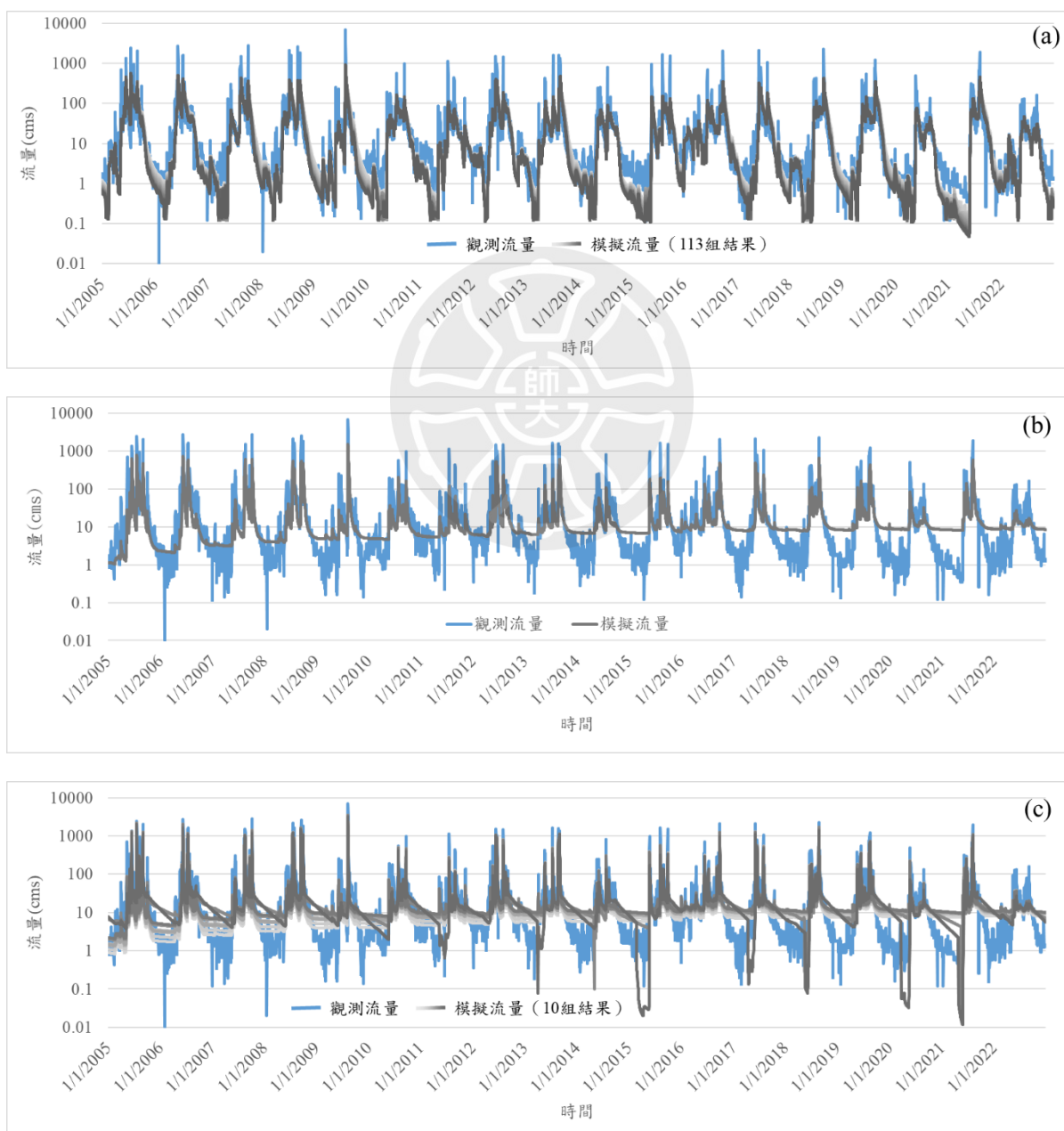


圖 4-3 曾文水庫集水區網格雨量(a)、(b)、(c)三群之流量模擬結果

根據圖 4-2、圖 4-3，可觀察出網格雨量(a)、(b)、(c)三群參數組，在高、低流量事件模擬地準確度存在明顯地差異。模擬結果(a)的 113 組參數，其 NSE 值介於 0.20~0.34、logNSE 值則為 0.52~0.69，整體流量表現偏向提升低流量事件的模擬準確度，相對地，在高流量事件中表現最差，顯示其無法準確掌握洪水期間的流量變化；模擬結果(b)的這 1 組參數 NSE 值為 0.46、logNSE 值則為 0.52，呈現高低流量之間的折衷，在高流量事件的模擬雖然不如(c)群精確，但其在低流量事件就沒有出現明顯突降；而模擬結果(c)的 10 組參數，其 NSE 值為 0.59~0.62、logNSE 值為 0.28~0.51，模式為了強化高流量事件模擬的準確性，卻在低流量事件出現流量突然下降的現象。

整體而言，曾文溪流域的流量模擬狀況，如表 4-1，使用測站雨量的模擬結果顯著地更貼近觀測流量，代表其參數數值、水文收支明顯比網格雨量更具有代表性。另外，網格雨量的這三群參數雖然皆以相同指標進行評估，但在高低流量事件的模擬結果仍呈現不同程度之取捨關係，接下來透過比較三群解的參數區間，試圖解釋參數與流量折線圖之間的關係。

表 4-1 曾文溪流域之流量模擬結果

	曾文溪測站雨量	曾文溪網格雨量
NSE	0.55~0.58	0.20~0.62
logNSE	0.74~0.75	0.28~0.69

第二節 參數比較

測站雨量 Pareto 的參數區間，如表 4-2。若將參數區間之 Q1~Q3 與各參數的上下界進行比較，來推估曾文水庫集水區水文收支之特性。模擬結果顯示，在地表逕流方面，CN2 比例提高至平均值為 58，且 SURLAG 值偏高，表示降雨轉化為地表逕流的比例增加，且地表逕流釋放至河道的時間較短；在地下水方面，FLO_MIN、ALPHA 與 CHK 數值均偏高，顯示地下含水層轉為基流的門檻較高，然而一旦形成基流，其流入河道的補給速度較快，表示此地的流量可能主要來自地表逕流，且河道具較高的下滲能力。在土壤層方面，AWC 在不同 HRU 的數值不同，檢定前 AWC 介於 0.07~0.19mmH₂O/mmsoil，檢定後的土壤層有效含水容量依比例降低至 0.063~0.171mmH₂O/mmsoil，且 ESCO 值偏小，表示模式可從更深層的土壤中提取蒸發水分。在含水層方面，AQUIFER_DELAY 偏高，代表土壤水滲透至地下水所需時間較長，但 REVAP_MIN 偏低與 PERCC_LTE 偏高，則指出淺層地下水向上進入土壤層、向下滲透到深層含水層的門檻較低，且淺層含水層向深層滲漏的比例增加，進一步強化深層地下水的補注過程。此外，若將 Pareto 各組參數之數值與區間內的最大、最小值進行標準化，如圖 4-4，可發現 ALPHA、AWC、CN2、ESCO、REVAP_MIN 等五個參數的區間都很集中，表示其為較敏感的參數。

表 4-2 曾文水庫集水區測站雨量 pareto 之參數區間

參數	ALPHA	AQUIFER_DELAY	AWC	CN2	ESCO	FLO_MIN	PERCC_LTE	REVAP_MIN	SURLAG	CHK
上界	1	1000	10	20	1	50	0.9	50	24	500
MAX	0.9999996	913.45	-3.56	19.999992	0.05	49.95	0.89639	24.2	21.71	497.99
Q3	0.9999588	790.17	-9.95	19.99982	4.2E-05	48.33	0.87	3.72	21.66	458.79
Q2	0.9996522	775.7	-9.96	19.999713	7.5E-06	36.85	0.83	3.71	19.22	437.49
Q1	0.9981077	572.35	-9.98	19.998552	3.8E-06	33.05	0.71	3.71	16.9	407.27
min	0.91	69.17	-9.98	19.69	5.9E-07	11.13	0.23	0.75	3.15	19.23
下界	0	0	-10	-20	0	0	0	0	0.05	0

表 4-3 曾文水庫集水區網格雨量 pareto 較佳參數的區間

參數	ALPHA	AQUIFER_DELAY	AWC	CN2	ESCO	FLO_MIN	PERCC_LTE	REVAP_MIN	SURLAG	CHK
上界	1	1000	10	20	1	50	0.9	50	24	500
MAX	1	998.89	9.8	20	0.79	49.18	0.89993	35.27	7.14	483.43
Q3	0.999999	921.5	-9.98	20	0.00016	40.08	0.49	5.56	0.26	348.56
Q2	0.999998	880.18	-9.9992	20	3.5E-06	34.36	0.25	5.56	0.21	324.11
Q1	0.997862	850.09	-9.9992	19.9999	4.8E-07	29.16	0.18	5.52	0.15	297.34
min	0.000201	333.48	-10	-10.87	6.1E-09	10.92	0.01	1.43	0.11	0.76
下界	0	0	-10	-20	0	0	0	0	0.05	0

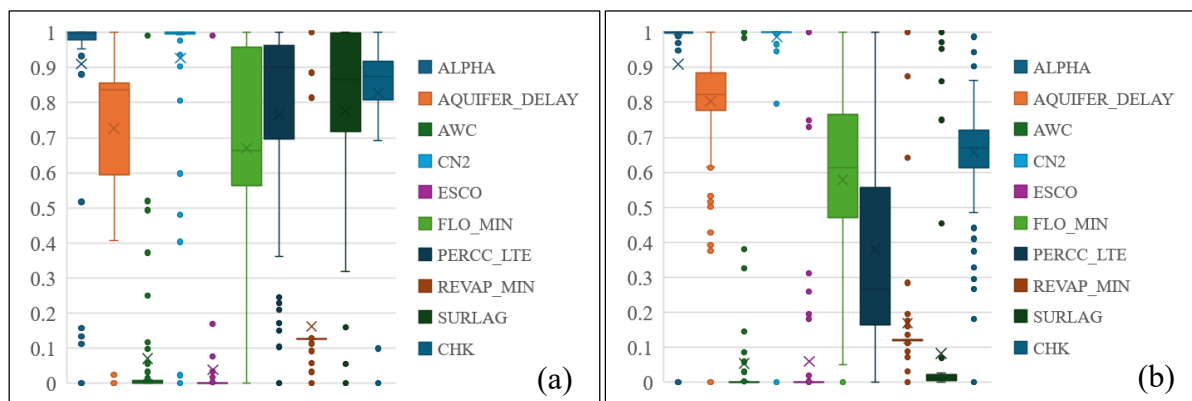


圖 4-4 曾文水庫集水區(a)測站雨量、(b)網格雨量參數的敏感性分析

網格雨量 Pareto 中較佳解的參數區間，如表 4-3。整體而言，若比較兩種雨量資料模擬出來的參數區間 Q1~Q3，如表 4-2、表 4-3，可發現部分參數的數值差不多，在土壤層的相關參數 AWC 與 ESCO 並無明顯變化，顯示兩者土壤層有效含水量、蒸發散對於不同土層深度之作用情形大致相同。在地表逕流方面，其 CN2 比例提高至平均值為 56.7，但其數值仍比測站雨量更低，且 SURLAG 值更小，意味著地表逕流釋放至河道的時間較長；在地下水方面，FLO_MIN 與 CHK 值都較小，顯示地下含水層轉為基流的門檻較低，且河道下滲能力較差，表示此地流量可能來自基流的比例更高，且河道水體較不易下滲為地下水。在含水層方面，AQUIFER_DELAY 數值較大，代表土壤水滲透至地下水所需時間較長；PERCC_LTE 數值更小，表示由淺層向深層含水層滲漏的比例降低，深層地下水的補注可能較少。然而，若將兩種雨量資料的 Q1~Q3 與參數上下界進行比較，當 Q1~Q3 數值比上下界之中位數更大時會標記為「▲」；數值更小則標記為「▼」，如圖 4-5，有部分參數表現出較明顯的差異。

若將 Pareto 各組參數之數值與區間內的最大、最小值進行標準化，如圖 4-4，可發現網格雨量模擬出來較敏感的參數與測站雨量幾乎相同，而上述五個數值差異較大的參數中，AQUIFER_DELAY、FLO_MIN、PERCC_LTE 和 CHK 等四項參數都是較不敏感的參數，僅有 SURLAG 在網格雨量是較敏感的參數，其數值的變化卻會讓地表逕流釋放至河道的時間較長，模擬出來的流量變化曲線更平滑，使原本就被低估的網格雨量，更難模擬觀測流量之變化，而模擬結果也顯示網格雨量模擬的比測站雨量更差。

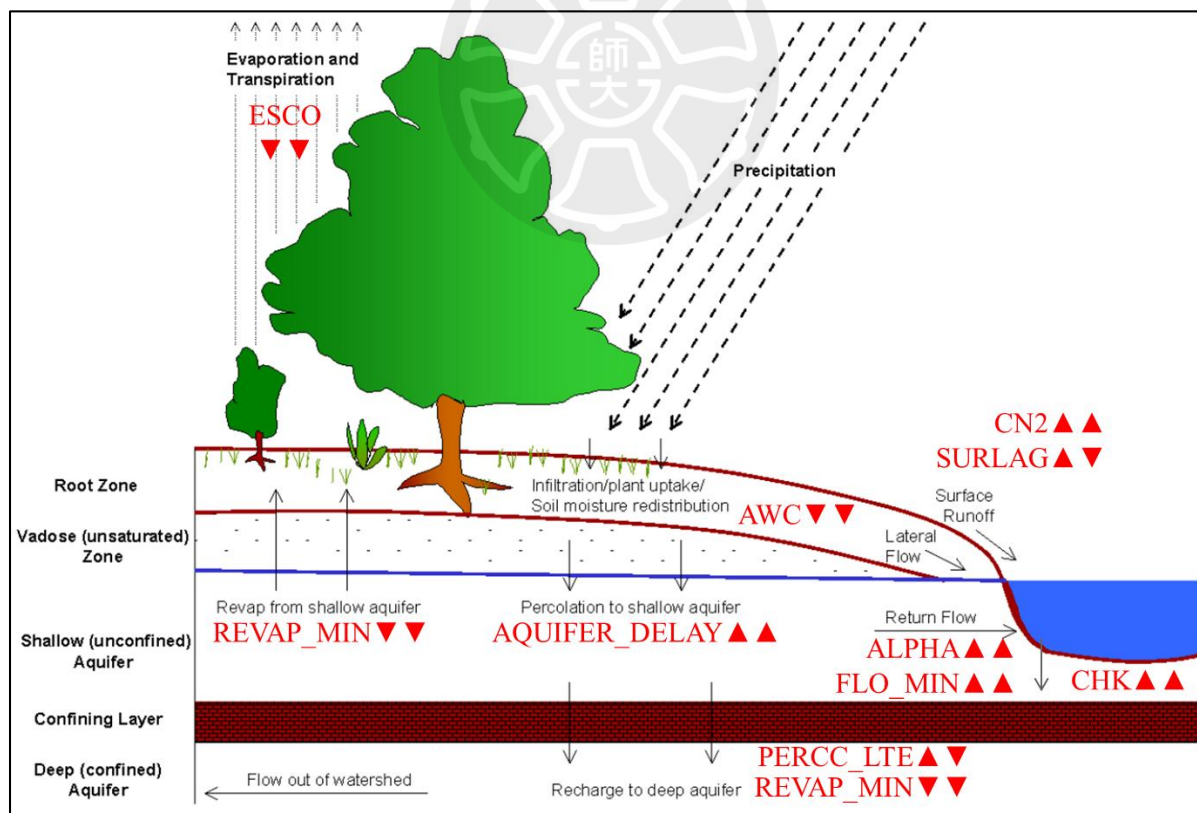


圖 4-5 曾文水庫集水區測站與網格雨量模擬參數之比較（前者為測站雨量、後者為網格雨量）

網格雨量模擬出來的各個參數，其參數區間明顯都比測站雨量更大，反映出網格雨量(a)、(b)、(c)三群解在流量折線圖的差異。若(a)、(b)、(c)三群分開來看，其參數區間如表 4-4，其中模擬結果(a)群為了低流量事件模擬更好，其 ALPHA 大於 0.9，表示基流補給較快，可能使低流量事件模擬變好。SURLAG 最小，表示地表逕流釋放至河道的時間較長，模擬出來的流量變化曲線更平滑，可能使高流量事件之流量模擬較差。此外，土壤層、含水層相關參數中，AWC 降低更多、ESCO 較小，代表土壤可蓄水量較少，且蒸發散可達更深層的土壤；REVAP_MIN 較小，表示淺層地下水向上、下移動的門檻較低；PERCC_LTE 較低，代表淺層向深層含水層滲漏的比例減少。然而，模擬結果(c)群為了高流量事件模擬更好，與(a)群相反，其 ALPHA 小於 0.3、SURLAG 最大，故基流補給較慢、地表逕流釋放至河道的時間較短。此外，在土壤層、含水層相關參數中，AWC 降低比例較少、ESCO 顯著較大，代表土壤可蓄水量比(a)群多，且蒸發散主要集中於表層土壤；REVAP_MIN 較大，表示淺層地下水向上、下移動的門檻較高；PERCC_LTE 較大，代表淺層向深層含水層的滲漏比例增加。

表 4-4 網格雨量(a)、(b)、(c)三群模擬之參數區間

參數	ALPHA	AQUIFER_DELAY	AWC	CN2	ESCO	FLO_MIN	PERCC_LTE	REVAP_MIN	SURLAG	CHK
上界	1	1000	10	20	1	50	0.9	50	24	500
(a)MAX	1	998.89	6.98	20	0.21	49.18	0.89993	35.27	0.29	483.43
Q3	0.999999	914.08	9.98	20	8.2E-05	39.06	0.34	5.56	0.24	350.17
Q2	0.999998	876.93	-9.9992	20	3.2E-06	34.3	0.24	5.56	0.2	331.96
Q1	0.999983	850.04	-9.9992	19.9999	3.7E-07	29.49	0.14	5.39	0.14	303.91
min	0.95	588.76	-10	19.89	6.1E-09	10.92	0.01	1.43	0.11	88.27
(b)解	0.000279	976.76	9.67	19.34	0.14	41.45	0.52	31.4	0.6	146.54
(c)MAX	0.01	979.28	9.8	19.02	0.79	41.44	0.78	31.4	7.14	293.92
Q3	0.000715	976.76	-2.47	18.95	0.6	41.44	0.52	31.27	6.93	293.42
Q2	0.00059	976.76	-2.47	18.65	0.6	41.44	0.52	27.09	6.89	293.42
Q1	0.000405	895.83	-2.47	18.34	0.58	17.79	0.52	7.32	6.33	180.77
min	0.000201	333.48	-9.91	-10.87	0.16	11.25	0.45	7.01	3.3	0.76
下界	0	0	-10	-20	0	0	0	0	0.05	0

綜上所述，模擬結果(a)、(c)在強化高、低流量模擬能力的同時，也改變了集水區內各個水文過程的分配與路徑，(a)、(b)、(c)三群差異如圖 4-6。另外，模擬結果(b)群在低流量事件沒有出現流量突然下降的現象，從其與(c)群的參數差異來看，(b)群的 AWC 明顯較高，其土壤可蓄水量比(c)群多；ESCO 較低，模式就能從更深層的土壤中提取蒸發水分；SURLAG 較低，表示地表逕流釋放至河道的時間較長，越多水會被保留在儲存庫中，會讓模擬出來的流量變化曲線更平滑；CHK 較低，河道較不易下滲。上述四個參數都是與土壤層、河道有關之參數，共同調節下使低流量事件不會陡降。

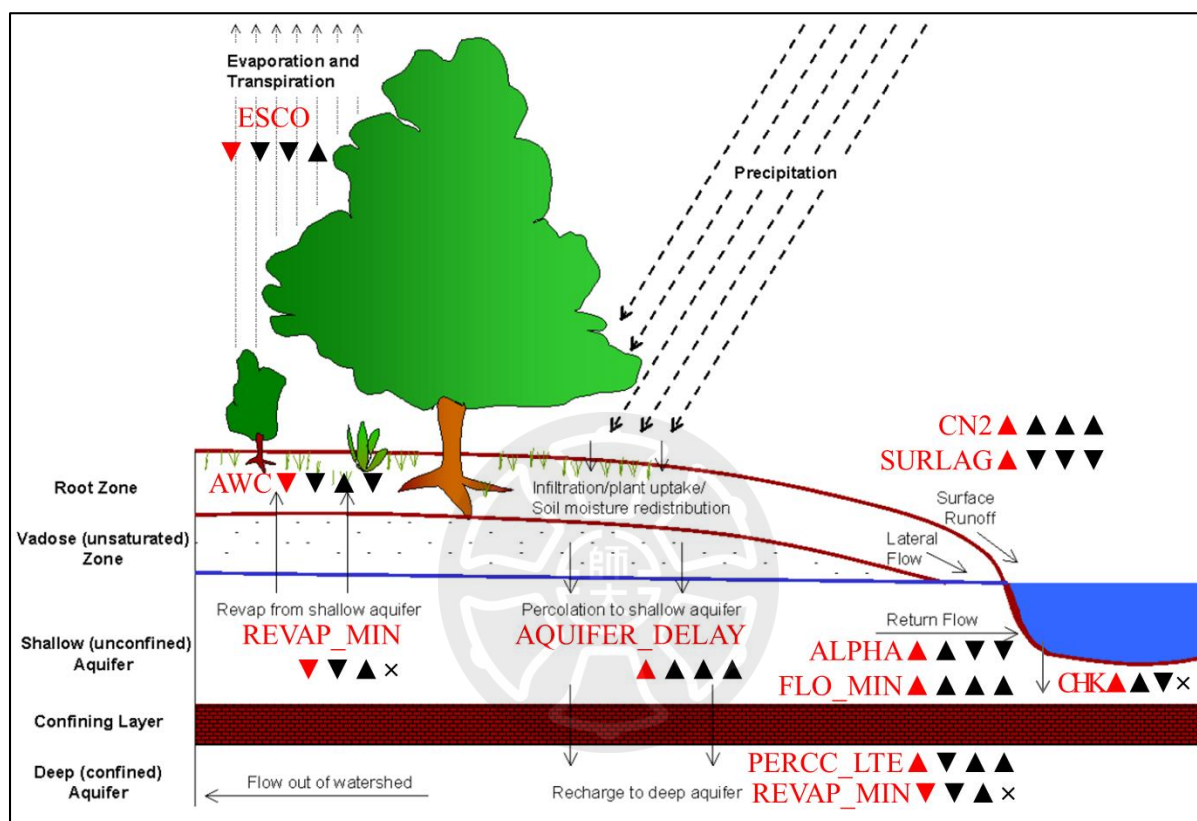


圖 4-6 曾文溪流域測站與網格雨量(a)、(b)、(c)三群模擬參數之比較

第三節 水文收支

根據測站雨量 Pareto 參數模擬的水文收支進行分析，如表 4-5、表 4-7，曾文水庫集水區的年平均降水量約 3,280 毫米，其中約 37%轉化為地表逕流，32%經蒸發散損失，另有 28%滲透入含水層。而河道流量約佔降水量的 68%，其中主要來源為地表逕流，占比高達 54%。此外，大多數項目的最大值與最小值相當接近，顯示模式在這些項目模擬地穩定性較高；然而，含水層之補注量、滲透量、基流量與再蒸發量都呈現較大幅度的變動區間，顯示模式在模擬曾文溪集水區地下水動態方面，仍存在較高的不確定性。

表 4-5 測站雨量 pareto 的水文收支

編號	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
單位: mm	降水量	地表逕流量	側向流	含水層的總補給量	實際蒸發散	植物蒸散	土壤蒸發	潛在蒸發散量	含水層的再蒸發	地下水流入河道	含水層的滲漏流出
MAX	3280	1230	104	914	1070	845	109	1310	7.03	907	25.3
Mean	3280	1220	104	914	1060	842	106	1310	0	907	23.9
Median	3280	1220	104	914	1060	842	106	1310	0	907	23.9
min	3280	1220	104	891	1060	842	106	1310	0	881	19.4

表 4-6 網格雨量(a)、(b)、(c)三群之水文收支

編號	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
單位: mm	降水量	地表逕流量	側向流	含水層的總補給量	實際蒸發散	植物蒸散	土壤蒸發	潛在蒸發散量	含水層的再蒸發	地下水流入河道	含水層的滲漏流出
MAX	2910	1090	82.7	727	1050	847	107	1330	8.64	721	24.1
Mean	2910	1080	82.7	727	1040	844	99.3	1330	1.76	720	21.8
Median	2910	1080	82.7	727	1040	844	99.3	1330	1.76	720	21.8
min	2910	1080	82.4	717	1040	844	99.3	1330	0	707	17.2
(b)	2910	1120	83.1	663	1060	859	106	1330	26.2	398	33.2
MAX	2910	1120	87.5	721	1070	860	121	1330	26.2	668	36
Mean	2910	1080	82.6	700	1060	850	118	1330	26.2	551.5	35
Median	2910	1080	82.6	700	1060	850	118	1330	26.2	551.5	35
min	2910	1060	82.1	658	1050	843	106	1330	25.2	347	32.9

表 4-7 曾文溪的水文收支比例

比例	測站雨量	網格(a)	網格(b)	網格(c)
基流/流量	45.32%	42.64%	30.05%	36.99%
地表逕流/流量	54.68%	57.36%	69.95%	63.01%
流量/降水量	68.02%	64.70%	55.02%	58.90%
地表逕流/降水量	37.20%	37.11%	38.49%	37.11%
含水層總補給量/降水量	27.87%	24.98%	22.78%	24.05%
含水層滲漏流出/降水量	0.73%	0.75%	1.14%	1.20%
蒸發散/降水量	32.32%	35.74%	36.43%	36.43%
初始土壤含水量/降水量	3.66%	3.47%	4.26%	3.68%
最終土壤含水量/降水量	2.45%	1.61%	2.39%	1.78%

根據表 4-5、表 4-6，曾文溪流域的實際蒸發散 1,060 毫米。其中，網格雨量的年平均降雨量約 2,910 毫米，比測站雨量更低，且其模擬之流量占降水量的比例更低，導致整體流量模擬表現較差。從流量來源來看，如表 4-7，兩者的地表逕流佔降水量之比例差不多，故網格雨量模擬出來的流量較低之主因是基流補充量太少。

根據網格雨量所模擬的水文收支，如表 4-6，其水文收支最大、最小值的差異更大，呼應網格雨量參數區間普遍較大的現象，也反映出其在高流量與低流量事件之間難以兼顧，通常僅能使 NSE 或 logNSE 其中一個模擬較佳。若將網格雨量(a)、(b)、(c)三群互相進行比較：

低流量事件模擬更好的(a)群，在土壤層方面，AWC 降低更多、ESCO 較小，代表土壤可蓄水量較少，且蒸發散可達更深層的土壤，其實際蒸發散量與其他兩群相近。在基流方面，AQUIFER_DELAY 比其他兩群略小、ALPHA 大於 0.9，表示土壤水滲透至地下水的時間略短，且基流補給較快，其基流補注明顯比其他兩群更多。在含水層方面，REVAP_MIN 較小、PERCC_LTE 較低，表示淺層地下水向上、下移動的門檻較低，淺層向深層含水層的滲漏比例減少，含水層滲漏流出的比例也最低。高流量事件模擬更好的(c)群，在土壤層方面，AWC 降低比例較少、ESCO 顯著較大，代表土壤可蓄水量比(a)群多，且蒸發散主要集中於表層土壤，其實際蒸發散量與其他兩群相近。在基流方面的比例最低，可能與其 ALPHA 小於 0.3，基流補給較慢有關。在含水層方面，滲透到深層含水層的比例最高，其參數 REVAP_MIN、PERCC_LTE 都較大，表示淺層地下水向上、下移動的門檻雖然較高，但淺層向深層含水層的滲漏比例增加。介於中間的(b)群若與(c)群的水文收支相比，(b)群實際蒸發散量與其他兩群相近，但最終土壤含水量之比例較高，可能與其 AWC 明顯較高、ESCO 較低有關，其土壤可蓄水量比(c)群多，模式能從更深層的土壤中提取蒸發水分，故剩餘的土壤水分比例較高。在流量方面，雖然基流比例最低，但因為 CHK 值較低，河道也較不易下滲流失。此外，從網格雨量的(a)、(c)兩群來看，參數 SURLAG 在(a)群最小、(c)群最大，但實際上兩者地表逕流佔降水量的比例卻非常相近，再加上兩者的 CN2 皆高，表示 CN2 對地表逕流的影響力可能比 SURLAG 更大。

第五章 高屏溪流域的水文收支

第一節 流量模擬

一、濁口溪集水區

(一) 1994~2002 年

濁口溪集水區 1994~2002 年分別用測站雨量、網格雨量進行水文模擬。在測站雨量模擬的 20000 組解中，pareto 共 29 組，其 $\log NSE$ 介於 0.52~0.53、 NSE 則約 0.39，表示模式在高流量事件模擬較差，而各組參數的流量模擬狀況，如圖 5-1。

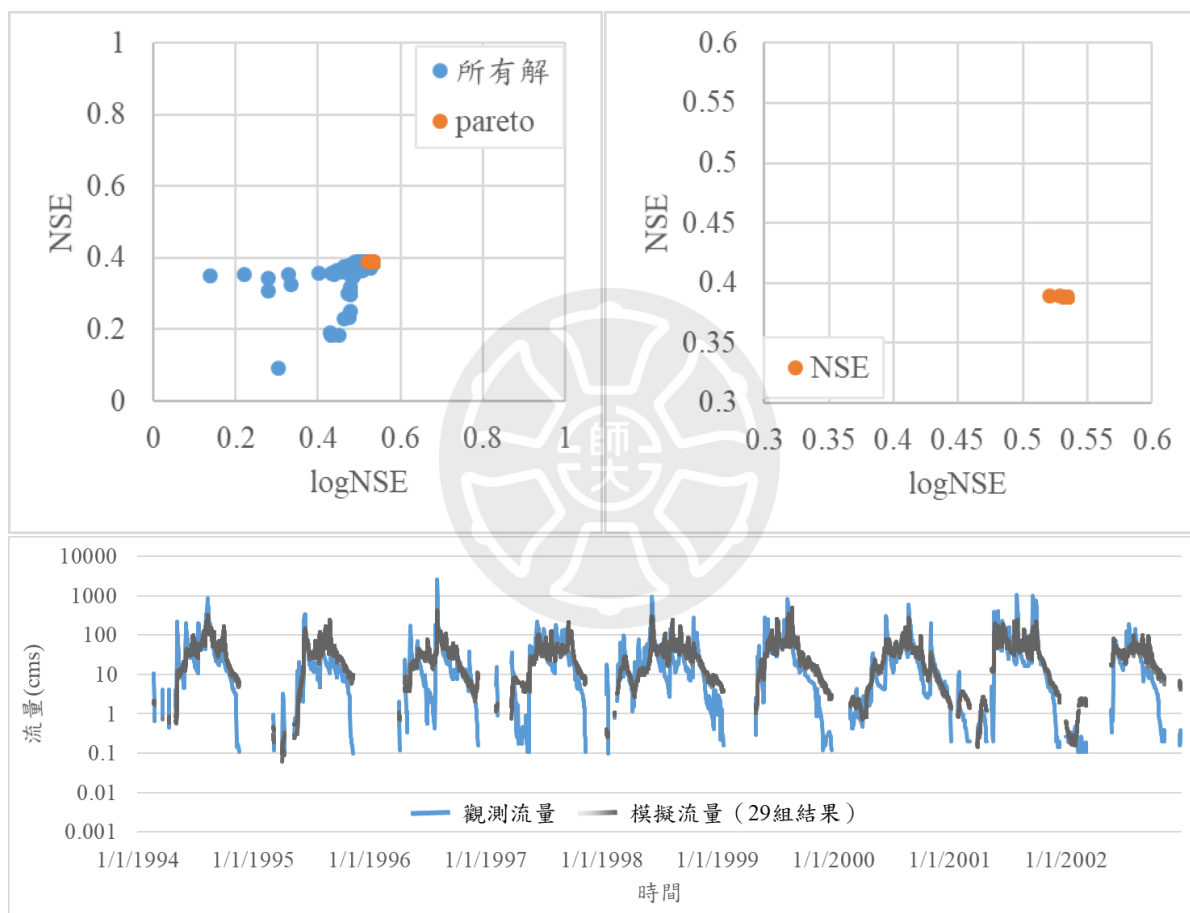


圖 5-1 濁口溪集水區 1994~2002 年測站雨量之流量模擬結果

另外，在網格雨量模擬的 20000 組解中，pareto 共 91 組，解的分布明顯分為三群，故選擇 NSE 、 $\log NSE$ 較高的 42 組解進行後續分析，如圖 5-2，此群解的 $\log NSE$ 介於 0.50~0.64、 NSE 則介於 0.54~0.60，表示模式在高、低流量事件都模擬得很好，其水文收支的模擬結果較具有代表性。

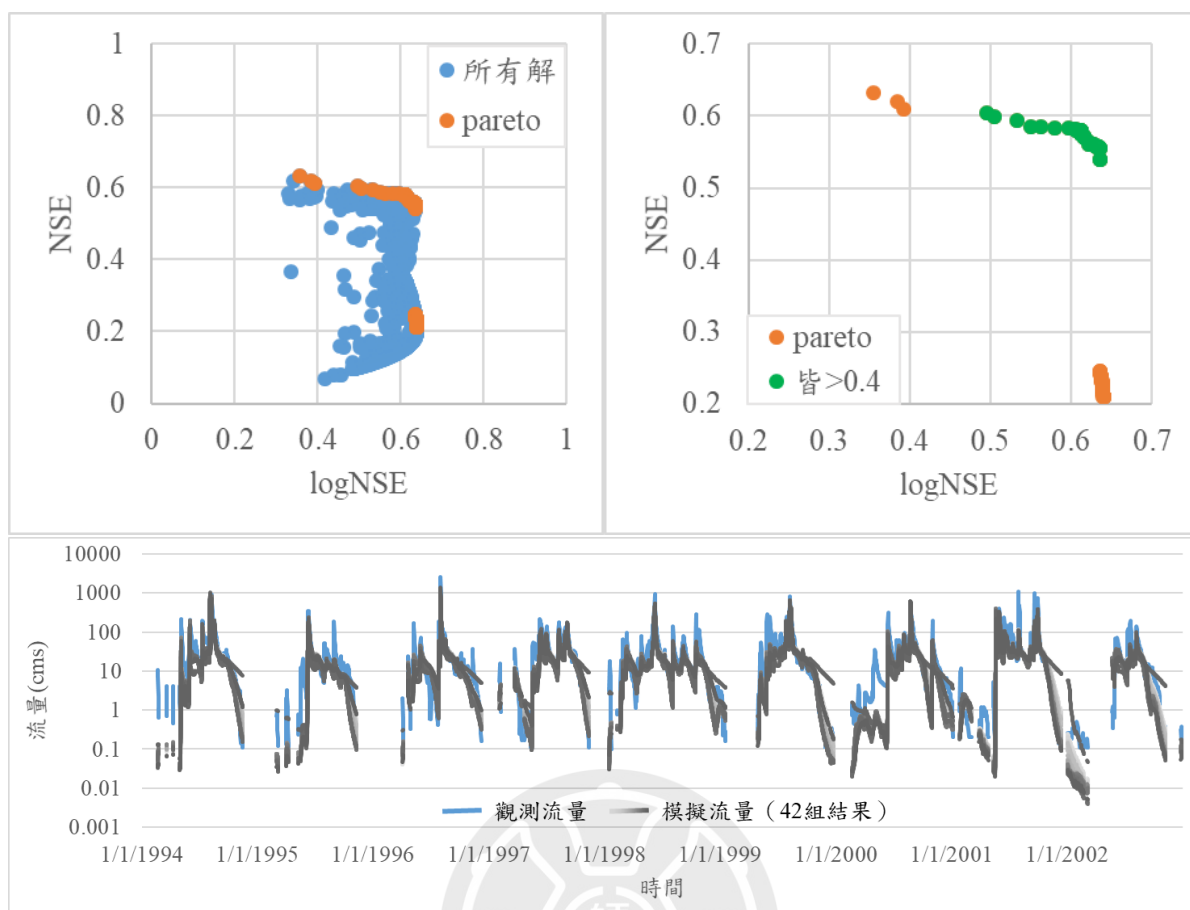
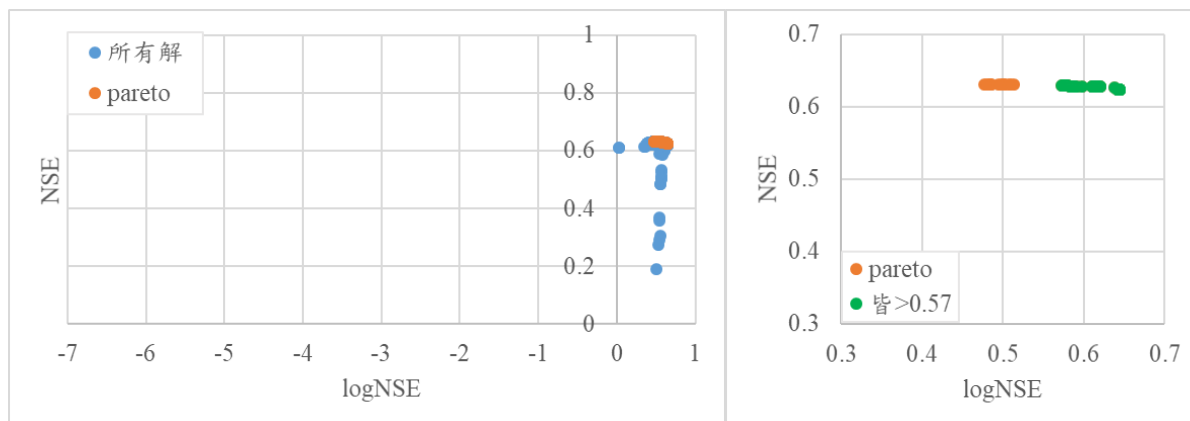


圖 5-2 濁口溪集水區 1994~2002 年網格雨量之流量模擬結果

(二) 2006~2008 年

濁口溪集水區的 2006~2008 年分別用測站雨量、網格雨量進行水文模擬。在測站雨量模擬的 20000 組解中，pareto 共 62 組，從散布圖來看明顯分為兩群。選擇 logNSE 較佳的那群解，此 46 組解的 logNSE 介於 0.57~0.64、NSE 則介於 0.62~0.63，如圖 5-3，表示測站雨量在高、低流量都模擬得很好，代表模式背後的水文收支可信度很高。另外，在網格雨量模擬的 20000 組解中，pareto 有 20 組，其 logNSE 介於 0.56~0.58、NSE 則介於 0.31~0.33，表示其高流量事件模擬很差，如圖 5-4。



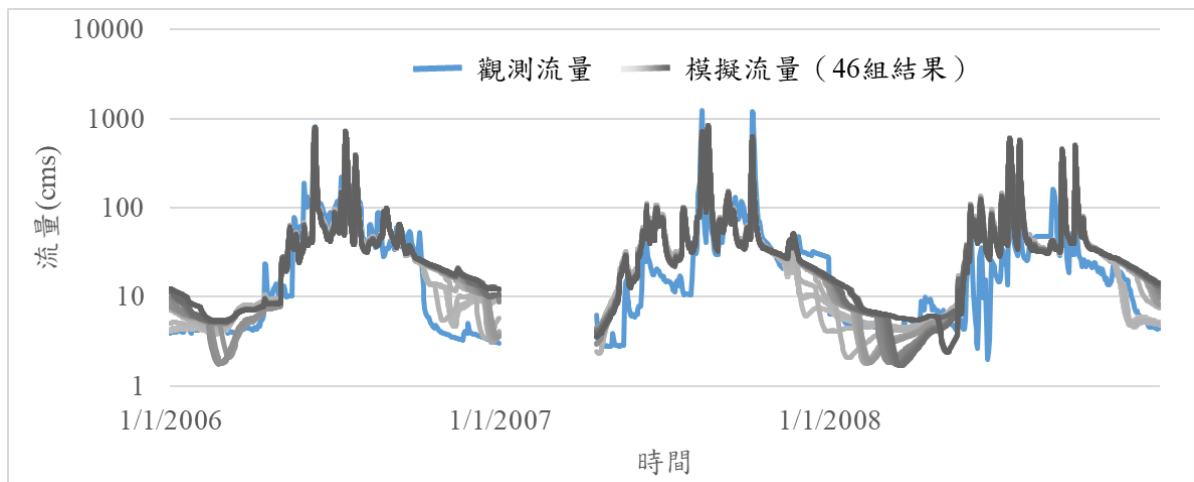


圖 5-3 濁口溪集水區 2006~2008 年測站雨量之流量模擬結果

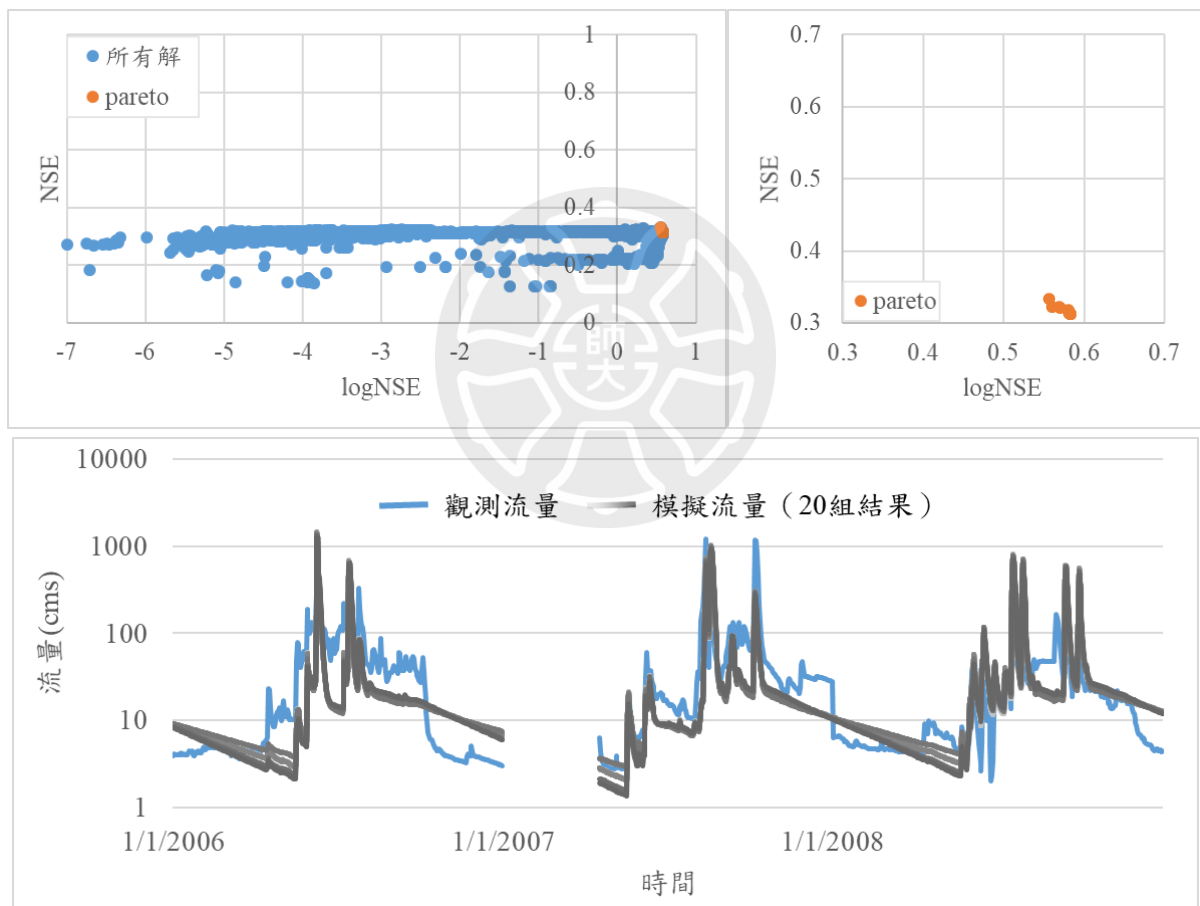


圖 5-4 濁口溪集水區 2006~2008 年網格雨量之流量模擬結果

二、荖濃溪集水區

(一) 1983~2004 年

荖濃溪集水區分別用測站雨量、網格雨量進行水文模擬。在此年段測站雨量模擬的 20000 組解中，pareto 有 121 組，於分布圖明顯分為兩群，故選擇 NSE 明顯較高的那 10 組解進行後續分析，其 $\log NSE$ 介於 0.48~0.50、NSE 則約 0.54，表示模式在高流量事件模擬得很好，如圖 5-5。另外，網格雨量模擬的 20000 組解中，pareto 有 109 組，在分布圖明顯也分為兩大群，同樣選擇 NSE 明顯較高的那 10 組解進行後續分析，其 $\log NSE$ 介於 0.42~0.47、NSE 則介於 0.56~0.62，表示模式也是在高流量事件模擬得很好，如圖 5-6。

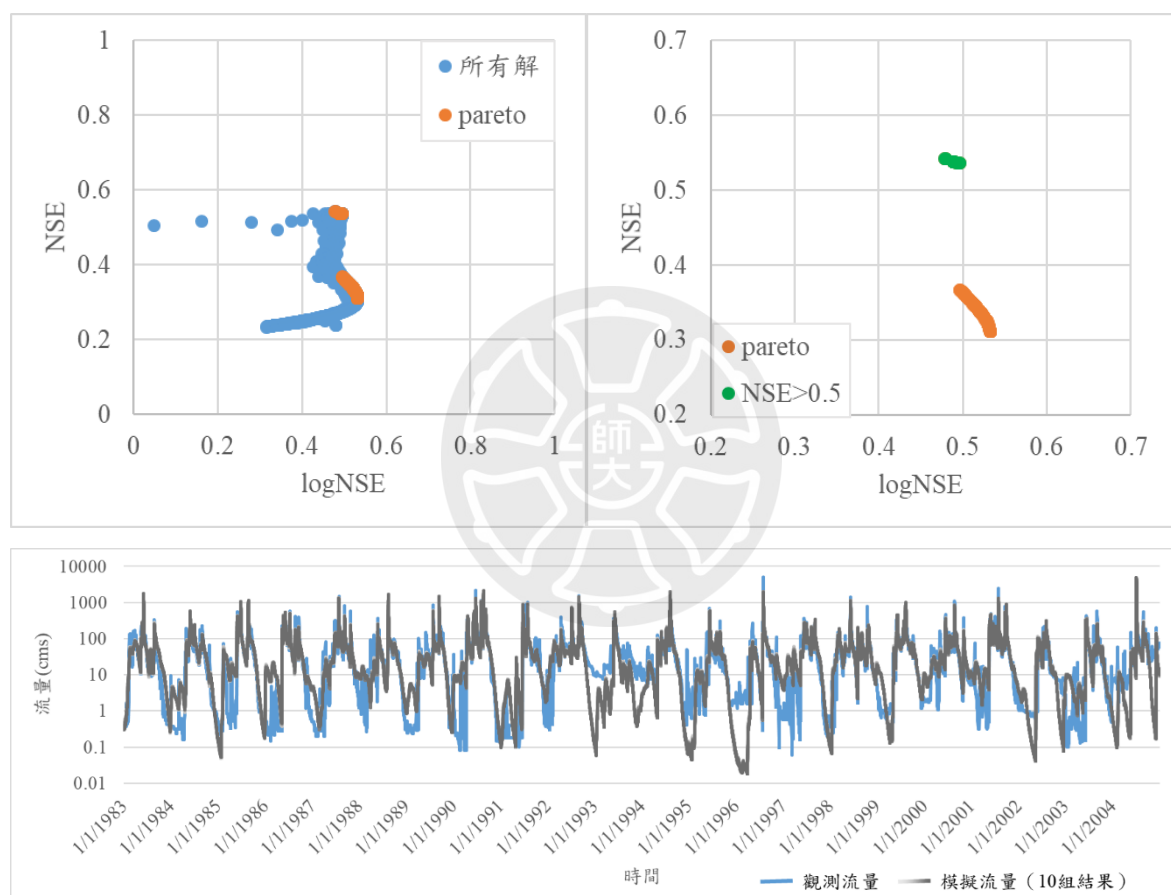


圖 5-5 荖濃溪集水區 1983~2004 年測站雨量之流量模擬結果

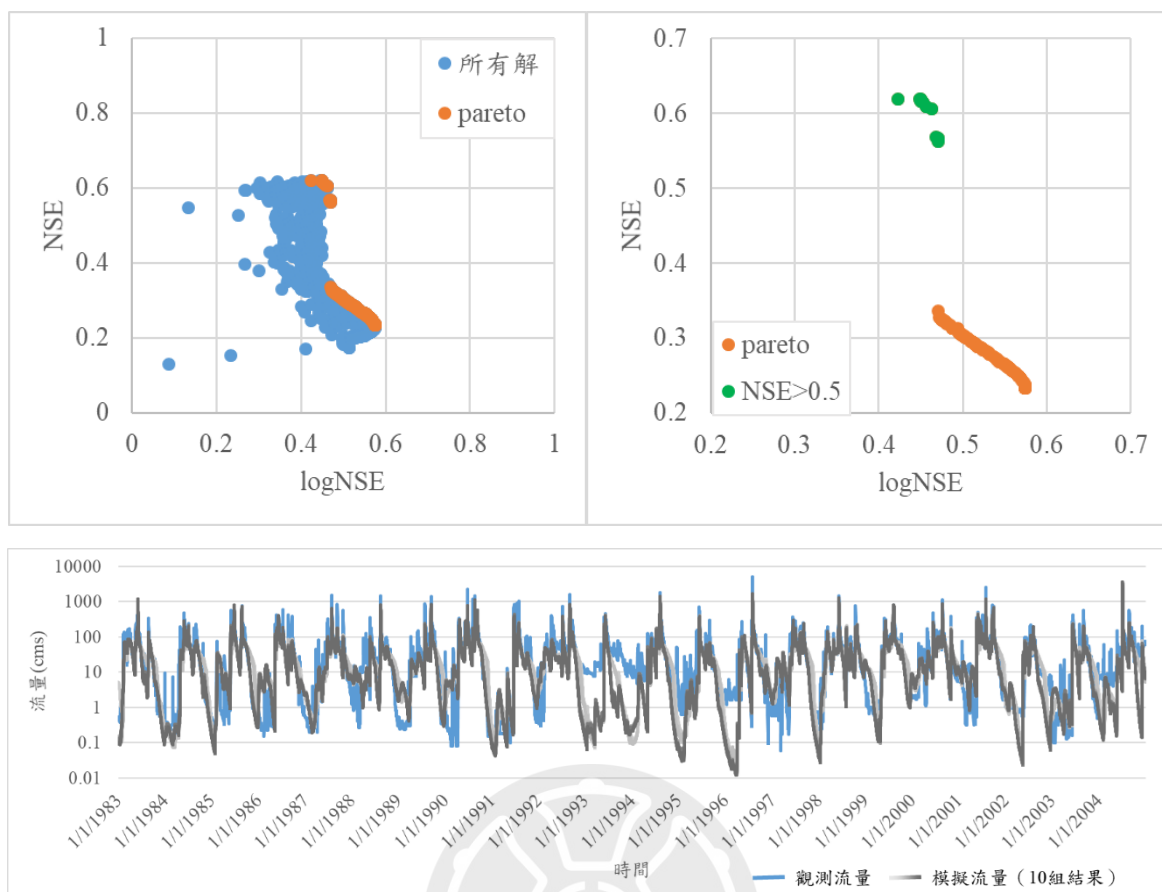
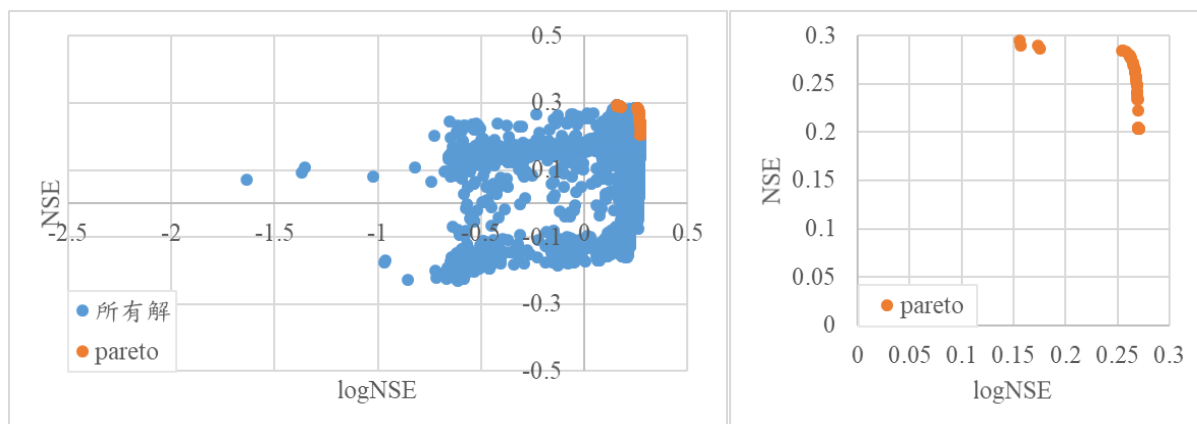


圖 5-6 荖濃溪集水區 1983~2004 年網格雨量之流量模擬結果

(二) 2012~2022 年

荖濃溪集水區本年段分別用測站雨量、網格雨量進行水文模擬。在測站雨量模擬的 20000 組解中，pareto 有 45 組，其 $\log NSE$ 介於 0.16~0.27、 NSE 則介於 0.20~0.29，表示模式在高、低流量事件都模擬得很差，且從 pareto 的流量模擬狀況中，發現在極端高流量事件通常會過於高估流量，在低流量事件也遇到相同高估流量的狀況，如圖 5-7。另外，在網格雨量模擬的 20000 組解中，pareto 有 52 組，其 $\log NSE$ 介於 0.09~0.17、 NSE 則介於 0.21~0.26，表示模式在高、低流量事件都模擬得很差，尤其是低流量模擬的比測站雨量更差，如圖 5-8。



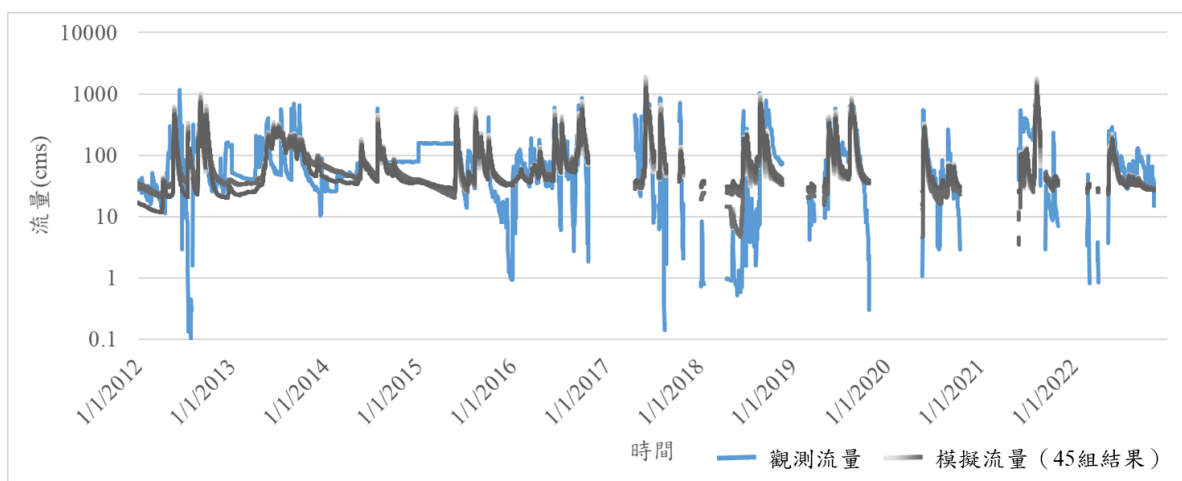


圖 5-7 荖濃溪集水區 2012~2022 年測站雨量之流量模擬結果

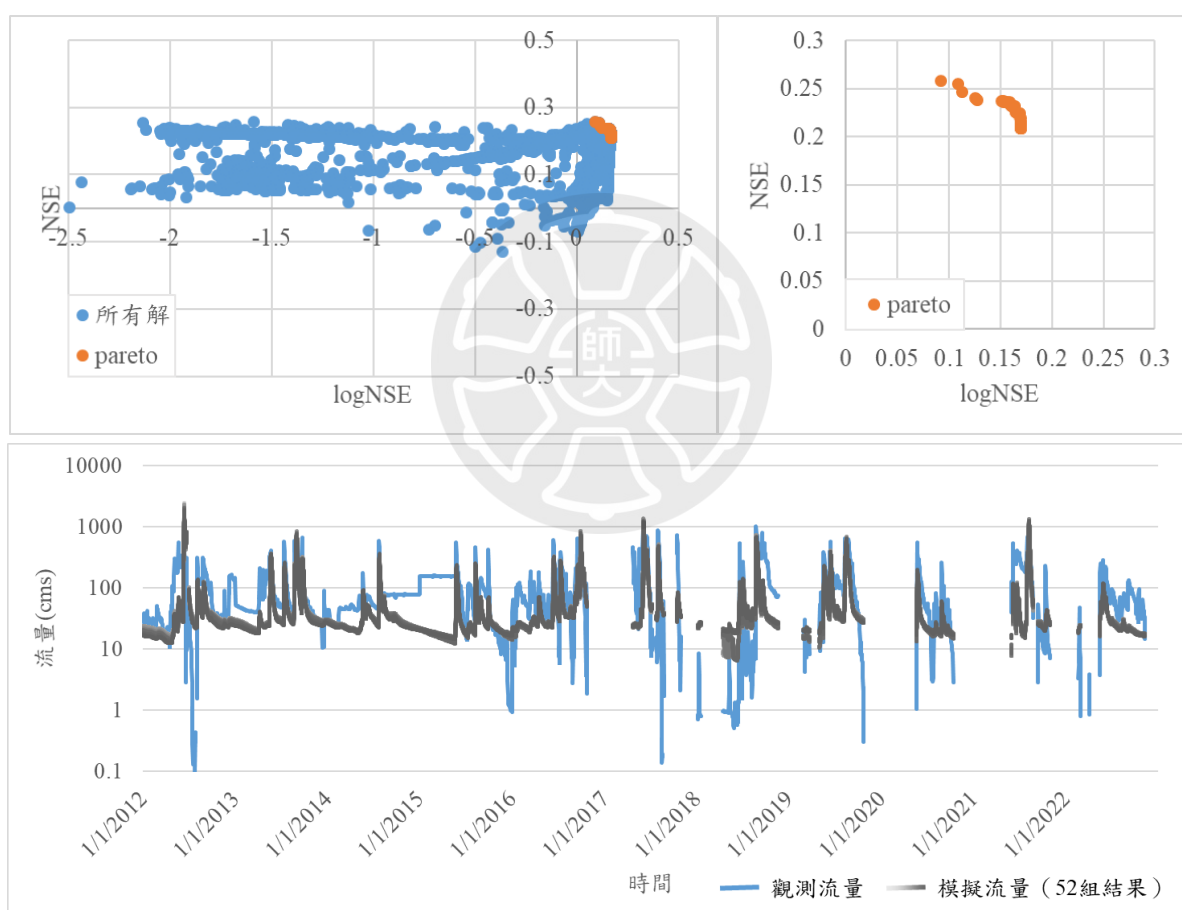


圖 5-8 荖濃溪集水區 2012~2022 年網格雨量之流量模擬結果

整體而言，高屏溪流域的流量模擬結果如表 5-1，濁口溪在 1994 年段是網格雨量在高低流量都模擬地很好，但在 2006 年段卻是測站雨量模擬較佳。而荖濃溪集水區在 1983 年段兩種雨量來源都模擬地還不錯，但在 2012 年段卻是測站和網格雨量都模擬地很差。

表 5-1 高屏溪流域所有流量檢定結果

濁口溪	1994 年段 測站雨量	1994 年段 網格雨量	2006 年段 測站雨量	2006 年段 網格雨量
NSE	0.39	0.54~0.60	0.62~0.63	0.31~0.33
logNSE	0.52~0.53	0.50~0.64	0.57~0.64	0.56~0.58
荖濃溪	1983 年段 測站雨量	1983 年段 網格雨量	2012 年段 測站雨量	2012 年段 網格雨量
NSE	0.54	0.56~0.62	0.20~0.29	0.21~0.26
logNSE	0.48~0.50	0.42~0.47	0.16~0.27	0.09~0.17

濁口溪集水區測站與網格雨量的年平均降水量，如表 5-2，測站雨量之降水量明顯比網格雨量更多。若比較同為測站雨量的雨流關係，如圖 5-9，1994 年段的雨流關係卻很差，尤其是高流量事件所對應的月雨量較低，導致測站雨量模擬之流量 NSE 較差。而在 2006 年段之雨流關係就沒有出現同樣的狀況，其測站雨量模擬地比網格雨量更佳。

表 5-2 濁口溪兩年段的年平均雨量、年平均流量

年份	測站雨量(mm)	網格雨量(mm)	觀測流量(mm)
1994~2002	3,511	2,594	2,314
2006~2008	4,517	4,156	3,121

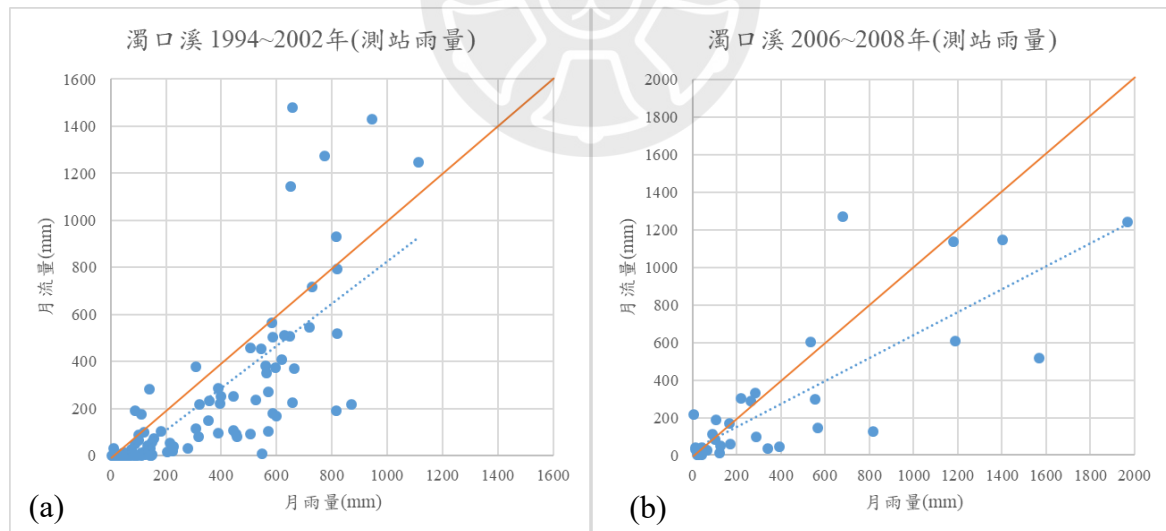


圖 5-9 濁口溪(a)1994~2002 年、(b)2006~2008 年的月雨量及流量關係圖

根據濁口溪觀測流量的變化，如圖 5-10，兩個年段都因觀測流量資料過低，故在檢定前設為空值，不列入檢定之範圍，尤其是 1994 年段若只將小於 0.05cms 流量設為空值，會在低流量事件出現脫離折線圖的個別流量資料，故擴大範圍將小於 0.1cms 之流量皆設為空值，不列入檢定之範圍，這也使濁口溪兩年段的 logNSE 都模擬地還不錯。

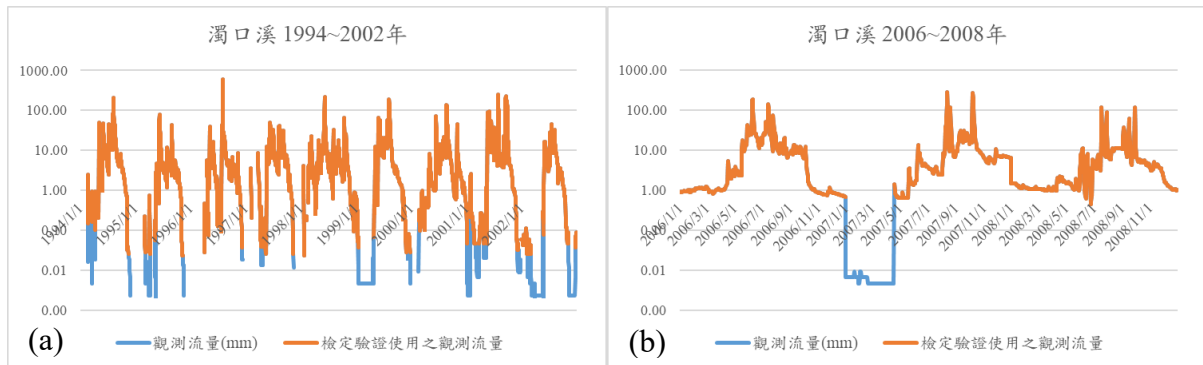


圖 5-10 濁口溪(a)1994~2002 年、(b)2006~2008 年的觀測流量圖

荖濃溪集水區的測站雨量、網格雨量的年平均降水量，如表 5-3，測站雨量的年雨量明顯比網格雨量更多。從兩年段的雨流關係來看，如圖 5-11、圖 5-12，1983 年段不管是測站雨量或網格雨量的雨流關係都很好；然而，在 2012 年段的雨流關係趨勢線雖然和 1983 年段差不多，但在高、低流量事件卻都出現明顯超過月雨量之現象，表示其整體的雨流關係很差，導致不管是使用測站雨量或網格雨量，模式都很難模擬此年段的高、低流量之變化，故 2012 年段兩者的 NSE、logNSE 皆很差。

表 5-3 荖濃溪兩年段的年平均雨量、年平均流量

年份	測站雨量(mm)	網格雨量(mm)	觀測流量(mm)
1983~2004	2,765	2,594	1,735
2012~2022	3,477	4,156	2,610

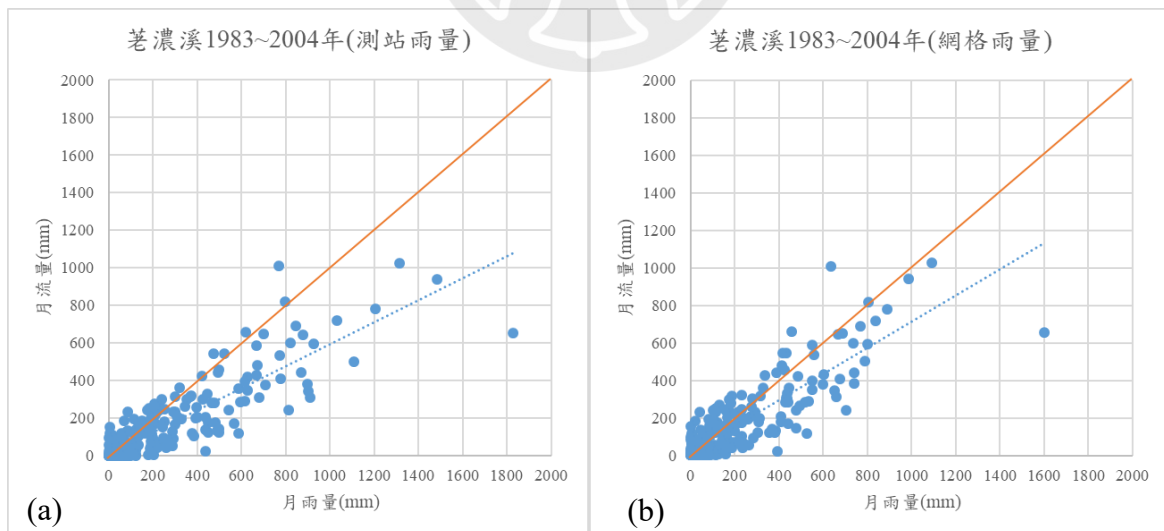


圖 5-11 荖濃溪 1983~2004 年(a)測站雨量(b)網格雨量的月雨量及流量關係圖

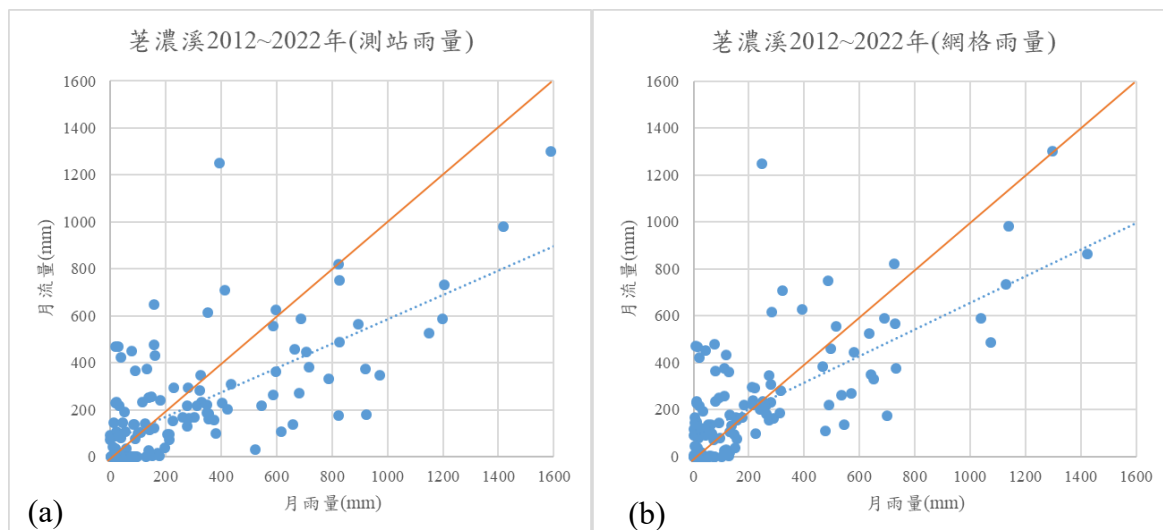


圖 5-12 荖濃溪 2012~2022 年(a)測站雨量、(b)網格雨量的月雨量及流量關係圖

根據荖濃溪觀測流量的變化，如圖 5-13，這兩個年段同樣都因觀測流量資料部分過低，故在檢定前將小於 0.05cms 之流量設為空值，不列入檢定之範圍，而此集水區在 1983 年段的低流量事件也模擬地還不錯。

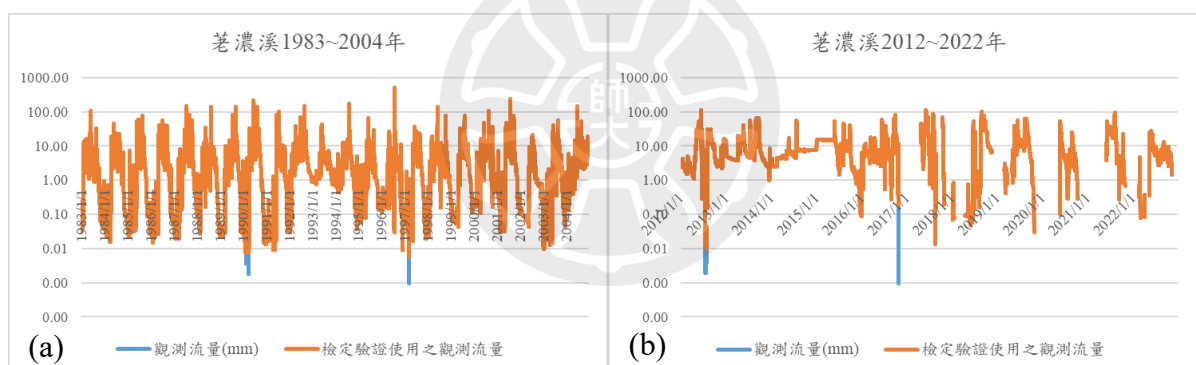


圖 5-13 荖濃溪(a)1983~2004 年及(b)2012~2022 年的觀測流量圖

第二節 參數比較

一、濁口溪集水區

(一) 1994~2002 年

此年段測站雨量之流量模擬結果在高流量事件模擬較差，反而是網格雨量之流量模擬結果在高、低流量事件都模擬地不錯。根據測站雨量 Pareto 的參數區間，如表 5-4。模擬結果顯示在地表逕流方面，CN2 比例提高至平均值為 57.9、SURLAG 偏大，表示降雨轉化為地表逕流的比率增加，且地表逕流釋放至河道的時間較短；在地下水方面，FLO_MIN 偏小、ALPHA 偏大、CHK 偏小，表示地下含水層變成基流的門檻較低，基流補充速度較快，而河道較不易下滲。在土壤層方面，AWC 比例提高、ESCO 偏大，表

示土壤層有效含水容量較多，且蒸發散集中於土壤淺層。在含水層方面，AQUIFER_DELAY 偏大，表示土壤水滲透至地下水的延遲時間較長。若將 Pareto 各組參數之數值與區間內的最大、最小值進行標準化，如圖 5-14，可發現 ALPHA、CN2、ESCO、FLO_MIN、REVAP_MIN 等五個參數的區間都很集中，表示其為較敏感的參數。

表 5-4 濁口溪集水區 1994~2002 年測站雨量 pareto 之參數區間

參數	ALPHA	AQUIFER_DELAY	AWC	CN2	ESCO	FLO_MIN	PERCC_LTE	REVAP_MIN	SURLAG	CHK
上界	1	1000	10	20	1	50	0.9	50	24	500
MAX	0.96	812.53	9.99833	19.98	0.99	6.57	0.71	34.09	24	370.22
Q3	0.95	769.74	9.99	19.98	0.98	6.57	0.62	28.01	23.99	81.58
Q2	0.95	726.25	9.99	19.98	0.98	6.57	0.56	25.3	23.55	73.04
Q1	0.95	678.81	9.99	19.97	0.98	6.57	0.41	21.14	23.31	0.21
min	0.8	524.07	9.97	6.88	0.6	4.29	0.26	15.21	22.04	0.00243
下界	0	0	-10	-20	0	0	0	0	0.05	0

表 5-5 濁口溪集水區 1994~2002 年網格雨量 pareto 之參數區間

參數	ALPHA	AQUIFER_DELAY	AWC	CN2	ESCO	FLO_MIN	PERCC_LTE	REVAP_MIN	SURLAG	CHK
上界	1	1000	10	20	1	50	0.9	50	24	500
MAX	1	998.73	8.74	20	0.61	48.42	0.89795	31.4	22.23	495.62
Q3	0.97	910.93	-8.63	19.99	0.02	25.68	0.86	3.87	18.91	181.5
Q2	0.3	879.04	-9.34	19.8	0.01	24.37	0.66	3.33	16.84	148.43
Q1	0.11	702.04	-9.94	18.49	0.00223	18.83	0.27	1.98	11.24	101.86
min	0.02	94.1	-10	-10.53	4.3E-08	13.76	0.06	0.39	4.51	5.22
下界	0	0	-10	-20	0	0	0	0	0.05	0

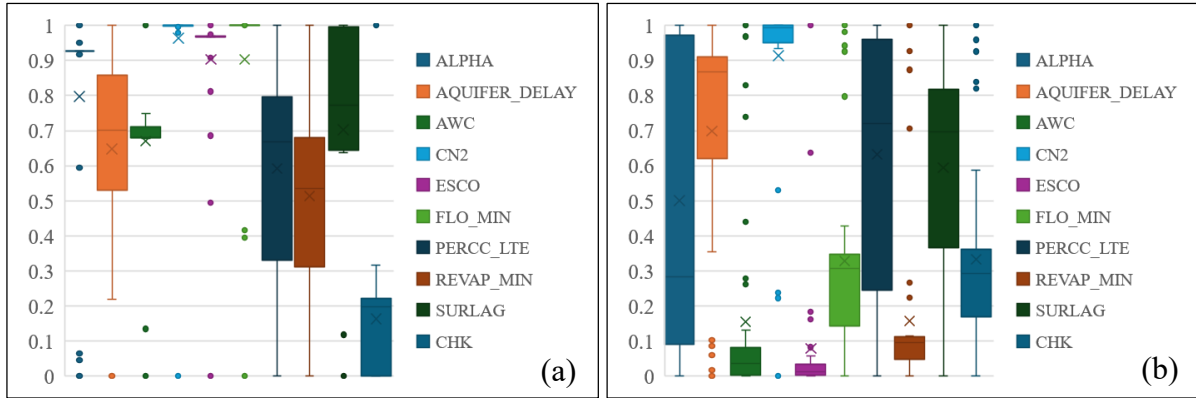


圖 5-14 濁口溪集水區 1994~2002 年(a)測站雨量、(b)網格雨量參數的敏感性分析

網格雨量 Pareto 中較佳解的參數區間，如表 5-5。若將兩種雨量資料模擬出來的參數區間 Q1~Q3 與上下界進行比較，如圖 5-15，可發現在地表逕流方面 CN2 比例提高至平均值為 56.7，但仍比測站雨量更低，而且 SURLAG 更小，表示降雨轉化為地表逕流的比例同樣高，但地表逕流釋放至河道的時間較長。在地下水方面，FLO_MIN 更大、CHK 更大，表示地下含水層變成基流的門檻較高，且河道較易下滲，整體而言可能會使流量比例更低。在土壤層方面，AWC 比例降低、ESCO 更小，表示土壤層有效含水量較少，且模式可從更深層的土壤中提取蒸發水分。在含水層方面，AQUIFER_DELAY 更大、REVAP_MIN 更小，表示土壤水滲透至地下水的延遲時間較長，將淺層地下水向上進入土壤層、向下滲透到深層含水層的門檻較低。若將 Pareto 各組參數之數值與區間內的最大、最小值進行標準化，如圖 5-14，可發現網格雨量的參數區間通常比測站雨量更大，其較敏感之參數為 CN2、ESCO 等兩個參數。

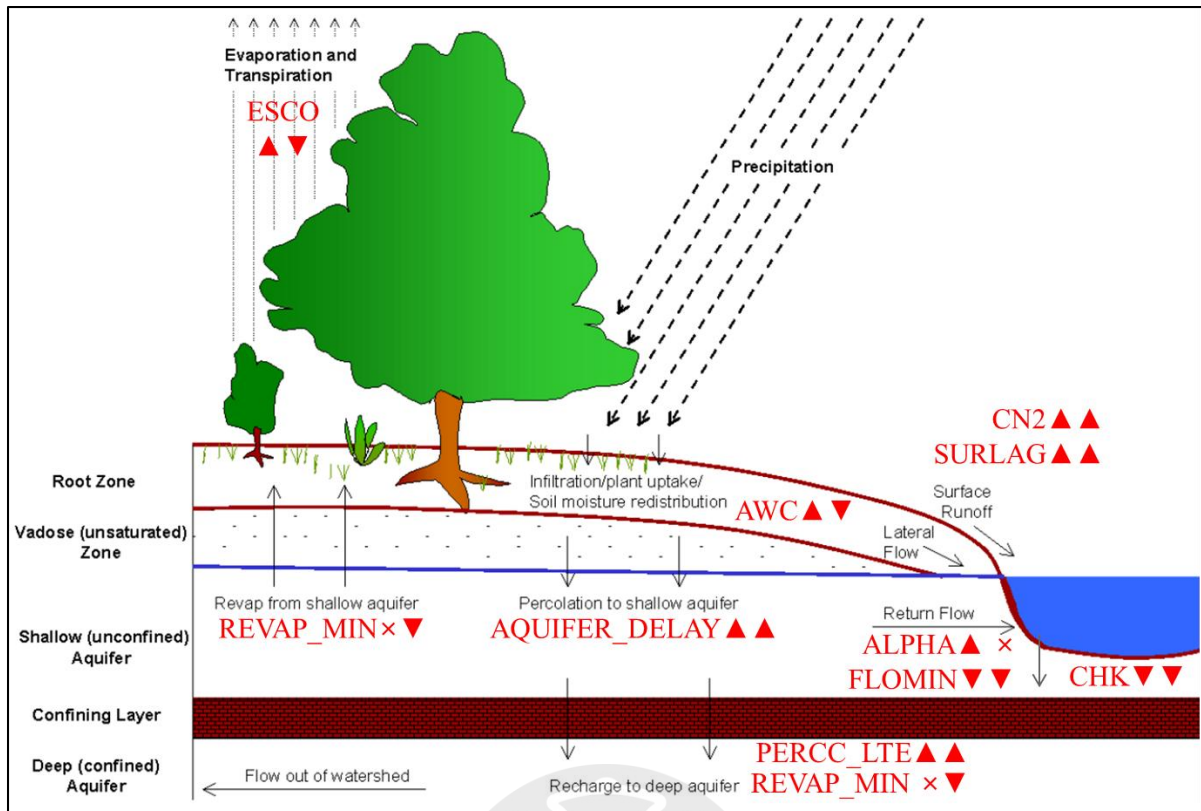


圖 5-15 濁口溪集水區 1994~2002 年測站與網格雨量模擬參數之比較（前者為測站雨量、後者為網格雨量）

（二）2006~2008 年

此年段測站雨量之流量模擬結果在高、低流量事件都模擬不錯，但網格雨量之流量模擬結果在高流量事件卻模擬地很差。根據測站雨量 Pareto 的參數區間，如表 5-6，結果顯示在地表逕流方面，CN2 比例降低至平均值為 36.8，且 SURLAG 值偏高，表示降雨轉化為地表逕流的比率減少，且地表逕流釋放至河道的時間較短；在地下水方面，FLO_MIN、ALPHA 均偏低，顯示地下含水層轉為基流的門檻較低，基流流入河道的補給速度較慢。在土壤層方面，AWC 比例降低、ESCO 偏大，表示土壤層有效含水容量較少，且蒸發散集中在土壤淺層。在含水層方面，AQUIFER_DELAY 偏小，代表土壤水滲透至地下水所需時間較短，但 PERCC_LTE 偏高，則淺層向深層含水層滲漏的比例較高。若將 Pareto 各組參數之數值與區間內的最大、最小值進行標準化，如圖 5-16，可發現 AWC、ESCO、FLO_MIN 等參數的區間都很集中，表示其為較敏感的參數。

表 5-6 濁口溪集水區 2006~2008 年測站雨量 pareto 之參數區間

參數	ALPHA	AQUIFER_DELAY	AWC	CN2	ESCO	FLO_MIN	PERCC_LTE	REVAP_MIN	SURLAG	CHK
上界	1	1000	10	20	1	50	0.9	50	24	500
MAX	0.05	905.06	-5.77	-9.38	0.99995	4.69	0.84	40.61	23.95	471.9
Q3	0.05	453.73	-9.9982	-19.57	0.99981	3.53	0.63	26.64	23.68	262.92
Q2	0.03	240.6	-9.9985	-19.97	0.99948	3.53	0.56	25.79	23.51	234.71
Q1	0.02	190.85	-9.9985	-19.97	0.99935	3.53	0.51	23.61	22.4	219.74
min	0.02	71.65	-9.9999	-19.98	0.49	0.27	0.15	3.95	14.16	122.85
下界	0	0	-10	-20	0	0	0	0	0.05	0

表 5-7 濁口溪集水區 2006~2008 年網格雨量 pareto 之參數區間

參數	ALPHA	AQUIFER_DELAY	AWC	CN2	ESCO	FLO_MIN	PERCC_LTE	REVAP_MIN	SURLAG	CHK
上界	1	1000	10	20	1	50	0.9	50	24	500
MAX	0.01	617.66	-2.95	20	0.68	47.94	0.61	48.2	20.78	409.16
Q3	0.01	509.79	-9.85	20	0.15	19.97	0.53	45.49	16.02	171.55
Q2	0.01	372.82	-9.94	19.99	0.1	16.68	0.47	35.08	11.69	154.34
Q1	0.01	344.78	-9.9997	19.96	0.00047	5.55	0.41	30	9.41	135.09
min	0.01	258.06	-9.9997	9.38	0.00018	5.55	0.26	5.59	4.26	18.36
下界	0	0	-10	-20	0	0	0	0	0.05	0

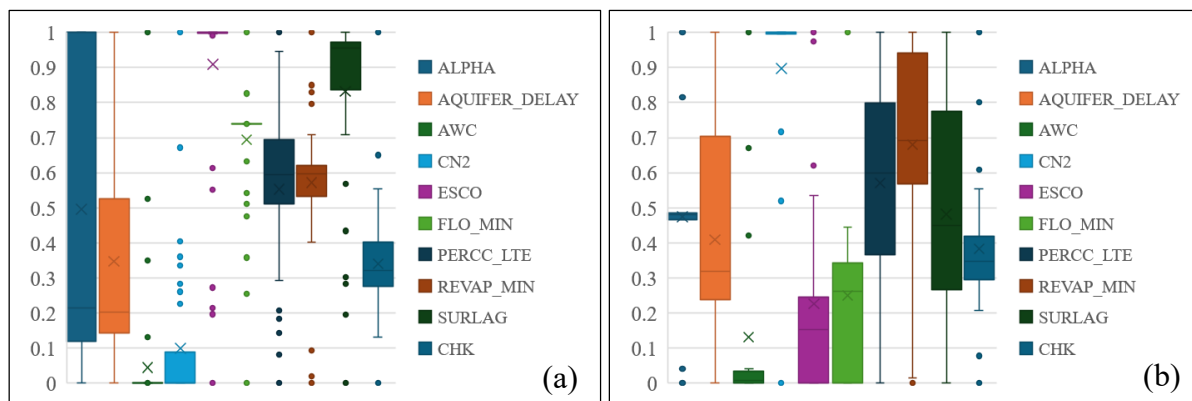


圖 5-16 濁口溪集水區 2006~2008 年(a)測站雨量、(b)網格雨量參數的敏感性分析

網格雨量 Pareto 的參數區間，如表 5-7。若將兩種雨量資料模擬出來的參數區間 Q1~Q3 與上下界相比，如圖 5-17，結果發現於地表逕流方面，CN2 比例提高至平均值為 55.5，且 SURLAG 值較低時，降雨轉化為地表逕流的比例顯著增加，且地表逕流釋放至河道的時間較長；在地下水方面，除了 ALPHA 一樣偏低之外，其 FLO_MIN 較高、CHK 值較低，顯示地下含水層轉為基流的門檻較高，且河道下滲能力較差。在土壤層方面，AWC 一樣偏低、ESCO 值較小，表示土壤有效含水容量差不多，但模式可從更深層的土壤中提取蒸發水分。在含水層方面，AQUIFER_DELAY 較高，代表土壤水滲透至地下水所需時間較長，且 REVAP_MIN 明顯偏高、PERCC_LTE 漸低，則指出淺層地下水向上進入土壤層、向下滲透到深層含水層的門檻較高，且淺層向深層含水層滲漏的比例較低，代表深層地下水的補注比例可能較少。若將 Pareto 各組參數之數值與區間內的最大、最小值進行標準化，如圖 5-16，可發現 ALPHA、AWC、CN2 等參數的區間都很集中，表示其為較敏感的參數。

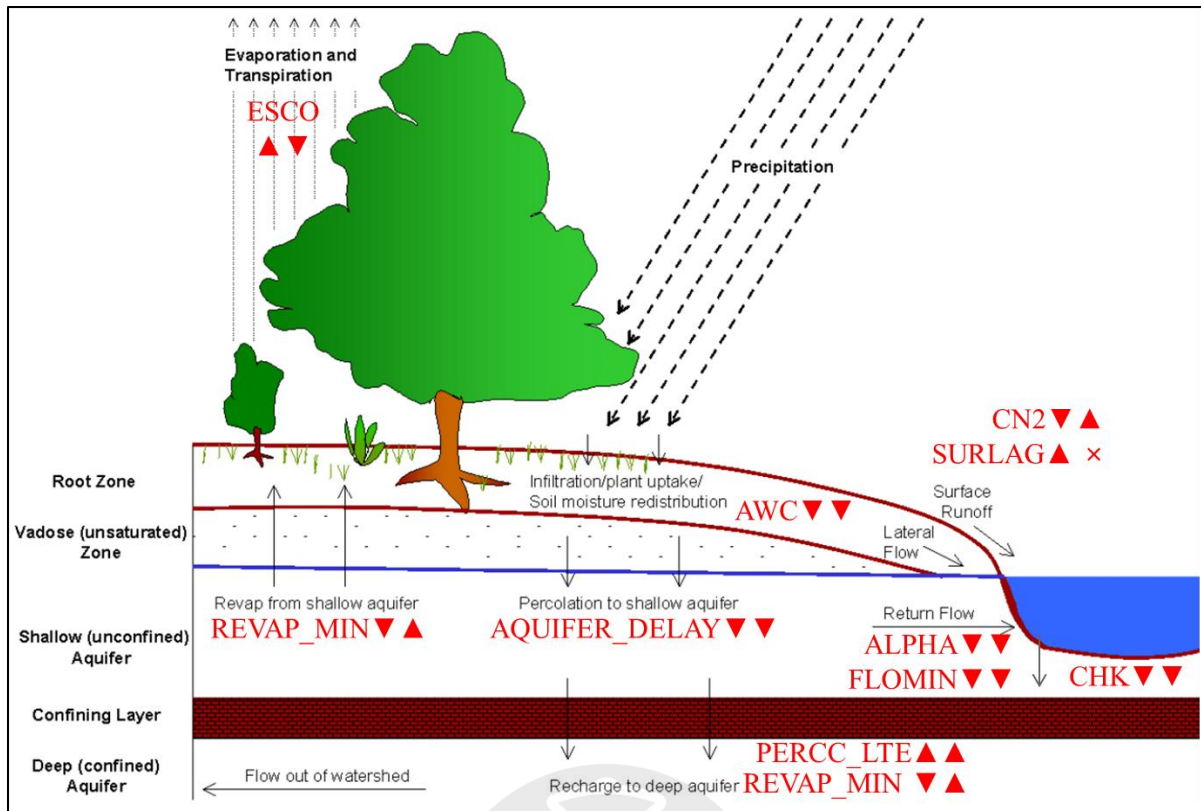


圖 5-17 濁口溪集水區 2006~2008 年測站與網格雨量模擬參數之比較（前者為測站雨量、後者為網格雨量）

二、荖濃溪集水區

（一）1983~2004 年

此年段兩種雨量資料之流量模擬結果在高流量事件都不錯，但在低流量事件都模擬地略差。根據測站雨量 Pareto 的參數區間，如表 5-8。模擬結果顯示在地表逕流方面，當 CN2 比例提高至平均值為 56.4，且 SURLAG 值偏高時，顯示降雨轉化為地表逕流的比例增加，且地表逕流釋放至河道的時間較短；在地下水方面，FLO_MIN 較小，表示地下水變成基流的門檻較低，整體而言流量佔降水量的比例可能較高。在土壤層方面，AWC 比例降低、ESCO 值偏小，代表土壤層有效含水量較少，且模式可從更深層的土壤中提取蒸發水分。在含水層方面，PERCC_LTE 較小，表示淺層向深層含水層滲漏之比例較低。若將 Pareto 各組參數之數值與區間內的最大、最小值進行標準化，如圖 5-18，可發現參數區間都很大，相較之下只有 CN2、ESCO、FLO_MIN 等參數的區間較集中，表示其為較敏感的參數。

表 5-8 荖濃溪集水區 1983~2004 年測站雨量 pareto 之參數區間

參數	ALPHA	AQUIFER_DELAY	AWC	CN2	ESCO	FLO_MIN	PERCC_LTE	REVAP_MIN	SURLAG	CHK
上界	1	1000	10	20	1	50	0.9	50	24	500
MAX	0.97	911.02	-6.67	19.9	0.55	40.44	0.78	44.75	20.42	483.14
Q3	0.77	613.5	-6.75	18.87	0.06	23.77	0.23	37.79	18.51	419.32
Q2	0.37	186.32	-8.08	18.78	0.03	22.31	0.23	34.57	17.15	248.72
Q1	0.36	77.71	-9.45	18.76	0.03	22.06	0.08	21.41	16.41	94.66
min	0.25	44.33	-9.96	18.68	0.00154	17.94	0.03	2.64	12.43	27.25
下界	0	0	-10	-20	0	0	0	0	0.05	0

表 5-9 荖濃溪集水區 1983~2004 年網格雨量 pareto 之參數區間

參數	ALPHA	AQUIFER_DELAY	AWC	CN2	ESCO	FLO_MIN	PERCC_LTE	REVAP_MIN	SURLAG	CHK
上界	1	1000	10	20	1	50	0.9	50	24	500
MAX	0.99615	949.81	-6.53	19.63	0.67	44.83	0.83	44.99	19.2	425.84
Q3	0.99	883.39	-2.78	19.28	0.09	33.28	0.81	31.83	18.18	396.13
Q2	0.98	878.88	-3.5	18.29	0.02	25.8	0.77	29.2	13.65	103.81
Q1	0.24	832.62	-3.71	14.44	0.01	5.81	0.67	8.85	7.81	98.76
min	0.02	81.32	-6.76	1.35	0.00279	2.76	0.23	2.31	5.15	17.29
下界	0	0	-10	-20	0	0	0	0	0.05	0

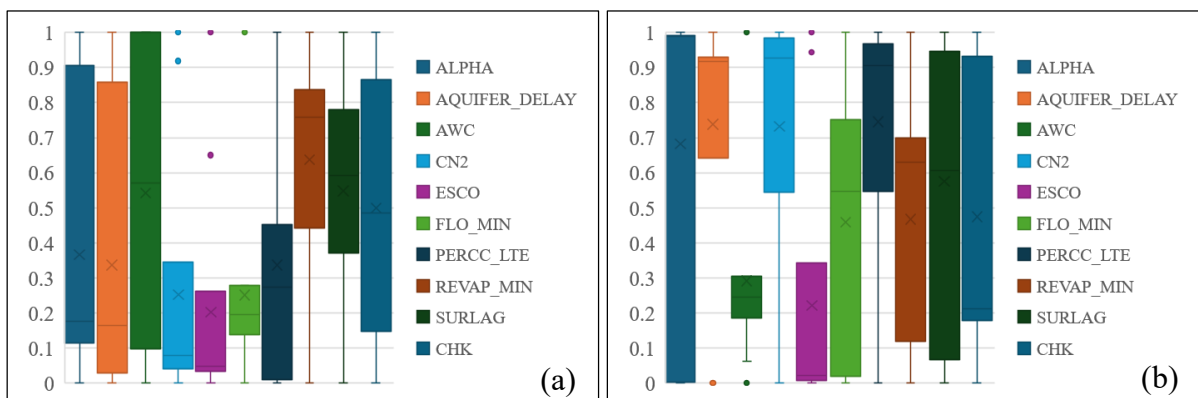


圖 5-18 荖濃溪集水區 1983~2004 年(a)測站雨量、(b)網格雨量參數的敏感性分析

網格雨量 Pareto 中較佳解的參數區間，如表 5-9。若將兩種雨量資料模擬出來的參數區間 Q1~Q3 與上下界相比，如圖 5-19，網格雨量之參數顯示，在地表逕流方面，CN2 比例提高至平均值為 55.5，但仍比測站雨量更低，且 SURLAG 值較低，表示降雨轉化為地表逕流的比例增加，且地表逕流釋放至河道的時間較長；在地下水方面，FLO_MIN、ALPHA 與 CHK 三者的區間都太大，無明顯趨勢。在土壤層方面，AWC 較高、ESCO 值偏小，表示土壤層有效含水量較高，且模式可從更深層的土壤中提取蒸發水分。在含水層方面，AQUIFER_DELAY 較大，代表土壤水滲透至地下水所需時間較長，但 PERCC_LTE 偏高，則指出淺層向深層含水層滲漏的比例增加。若將 Pareto 各組參數之數值與區間內的最大、最小值進行標準化，如圖 5-18，可發現其參數與測站雨量一樣區間都很大，相較之下只有 AWC 參數的區間較集中，表示其為較敏感的參數。

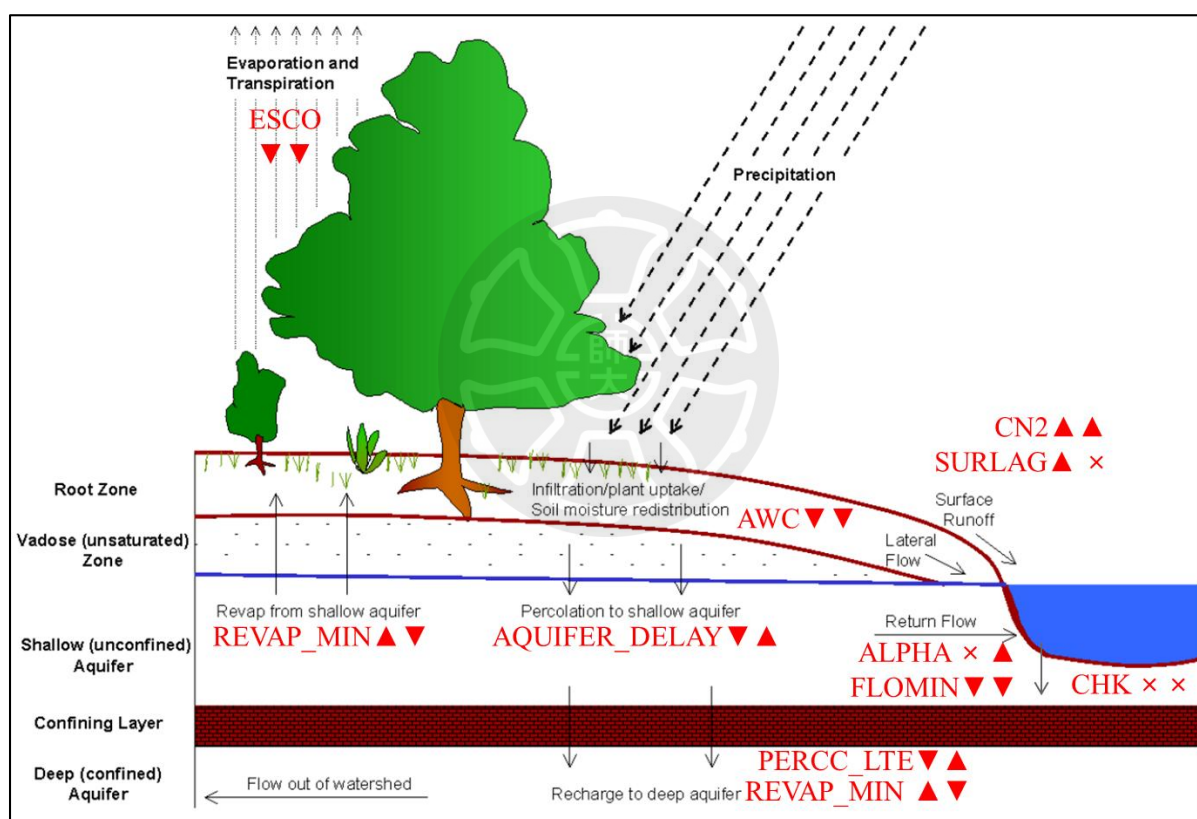


圖 5-19 荖濃溪集水區 1983~2004 年測站與網格雨量模擬參數之比較（前者為測站雨量、後者為網格雨量）

（二）2012~2022 年

此年段測站和網格雨量之流量模擬結果，在高、低流量事件都模擬地很差。根據測站雨量 Pareto 的參數區間，如表 5-10，模擬結果顯示，在地表逕流方面，當 CN2 比例降低至平均值為 56.4、SURLAG 偏小，代表降雨轉化為地表逕流的比例減少，且地表逕流釋放至河道的時間較長；在地下水方面，FLO_MIN、ALPHA 與 CHK 數值均偏小，顯示地下水轉變為基流的門檻較低，基流流入河道的補給速度較慢，且河道下滲能力較

差。在土壤層方面，AWC 比例降低、ESCO 值偏小，表示土壤層有效含水容量較少，且模式可從更深層的土壤中提取蒸發水分。在含水層方面，AQUIFER_DELAY、REVAP_MIN 偏高，代表土壤水滲透至地下水所需時間較長，淺層地下水向上進入土壤層、向下滲透到深層含水層的門檻較高。若將 Pareto 各組參數之數值與區間內的最大、最小值進行標準化，如圖 5-20，可發現 ALPHA、AWC、ESCO、FLO_MIN 等參數的區間都很集中，表示其為較敏感的參數。

表 5-10 荖濃溪集水區 2012~2022 年測站雨量 pareto 之參數區間

參數	ALPHA	AQUIFER_DELAY	AWC	CN2	ESCO	FLO_MIN	PERCC_LTE	REVAP_MIN	SURLAG	CHK
上界	1	1000	10	20	1	50	0.9	50	24	500
MAX	0.00466	872.59	-0.94	-2.89	0.45	19.11	0.63	41.44	1.2	457.76
Q3	0.0044	665.75	-9.9989	-16.75	0.13	3.01	0.56	31.25	0.91	200.69
Q2	0.0044	635.42	-9.9998	-16.76	0.13	3.01	0.55	31.06	0.78	188.94
Q1	0.0044	628.74	-10	-17.72	0.13	3.01	0.48	28.81	0.57	169.95
min	0.00136	435.48	-10	-17.89	7E-05	3.01	0.14	20.17	0.4	92.73
下界	0	0	-10	-20	0	0	0	0	0.05	0

表 5-11 荖濃溪集水區 2012~2022 年網格雨量 pareto 之參數區間

參數	ALPHA	AQUIFER_DELAY	AWC	CN2	ESCO	FLO_MIN	PERCC_LTE	REVAP_MIN	SURLAG	CHK
上界	1	1000	10	20	1	50	0.9	50	24	500
MAX	0.00389	896.65	7.27	8.5	0.51	28.72	0.87	47.43	1.38	441.72
Q3	0.00386	141.11	-9.87	-16.11	0.01	3.15	0.43	42.6	1.17	311.86
Q2	0.00386	36.86	-10	-19.95	8.9E-06	3.15	0.32	38.5	1.04	263.01
Q1	0.00386	29.8	-10	-19.99	4.6E-06	1.3	0.26	37.91	1.01	206.33
min	0.00239	1.72	-10	-20	5.4E-08	0.01	0.14	4.15	0.97	80.05
下界	0	0	-10	-20	0	0	0	0	0.05	0

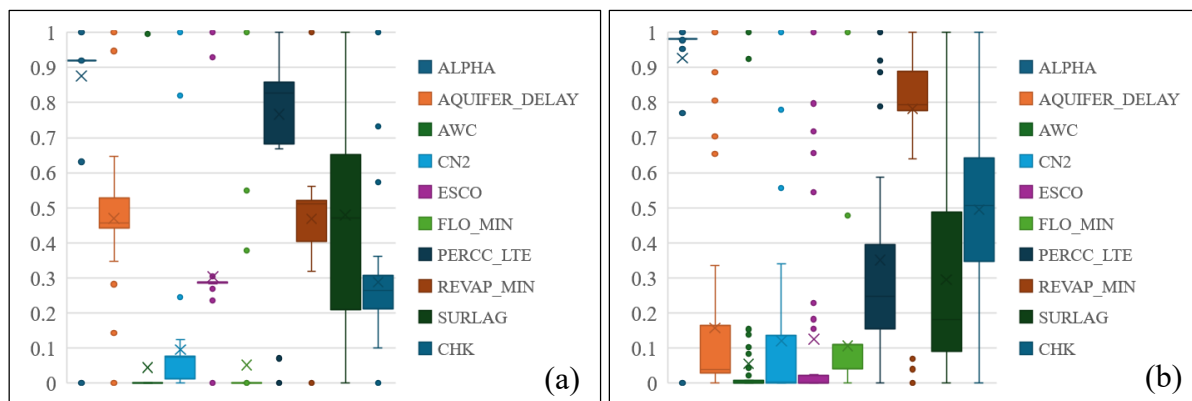


圖 5-20 荖濃溪集水區 2012~2022 年(a)測站雨量、(b)網格雨量參數的敏感性分析

網格雨量 Pareto 的參數區間，如表 5-11。若將兩種雨量資料模擬出來的參數區間 Q1~Q3 與上下界相比，如圖 5-21。結果發現於地表逕流方面，SURLAG 與測站雨量差不多，而 CN2 比例降低至平均值為 55.5，但仍比測站雨量更低，表示降雨轉化為地表逕流的比例減少；在地下水方面，FLO_MIN、ALPHA 值與測站雨量差不多，但 CHK 值較高，河道具較高下滲能力。在土壤層方面，AWC、ESCO 較小，與測站雨量結果相似。在含水層方面，AQUIFER_DELAY 較小，代表土壤水滲透至地下水所需時間較短，但 REVAP_MIN 更高與 PERCC_LTE 較低，則指出淺層地下水向上進入土壤層、向下滲透到深層含水層的門檻較高，且淺層向深層含水層滲漏的比例較少。若將 Pareto 各組參數之數值與區間內的最大、最小值進行標準化，如圖 5-20，可發現 ALPHA、AWC、ESCO 等參數的區間都很集中，表示其為較敏感的參數。

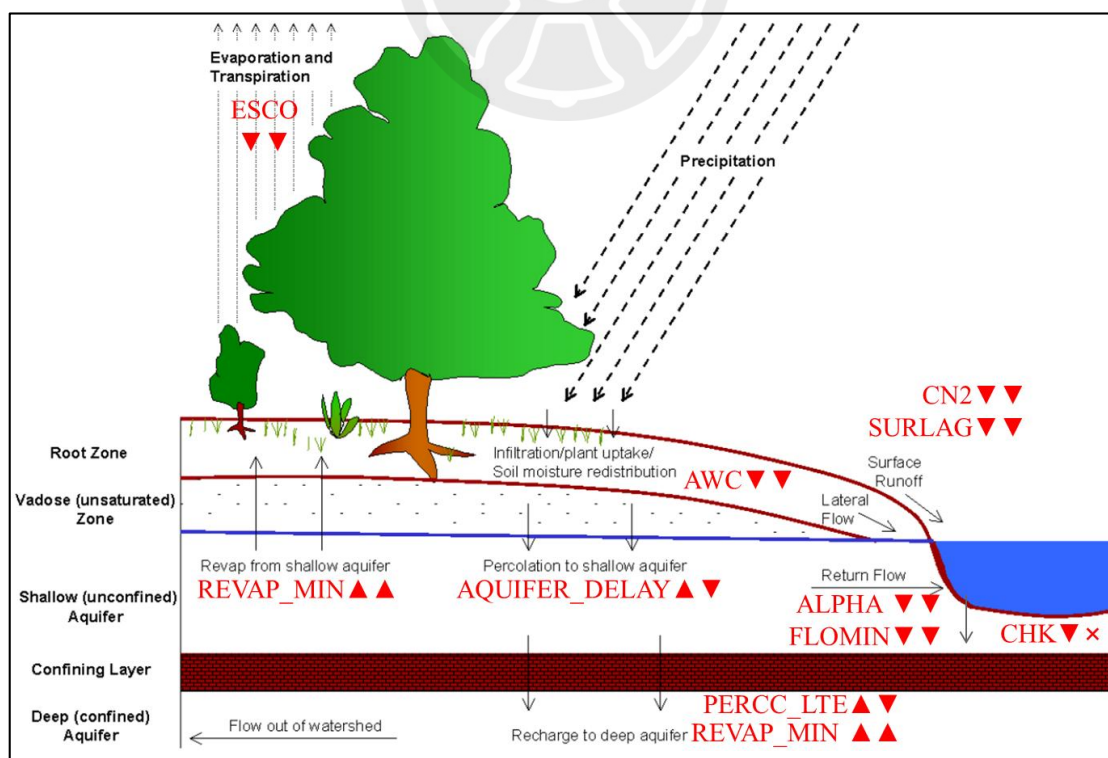


圖 5-21 荖濃溪集水區 2012~2022 年測站與網格雨量模擬參數之比較（前者為測站雨量、後者為網格雨量）

第三節 水文收支

一、濁口溪集水區

(一) 1994~2002 年

根據測站雨量 pareto 參數所模擬的水文收支，此集水區的年平均降水量為 3,340 毫米，其中約 31% 作為地表逕流、34% 蒸發散、30% 下滲到含水層。而河道流量約佔降水量的 64%，其來源多為基流(52%)，如表 5-12、表 5-14。另外，水文收支中各項的最大和最小值多數接近，但在含水層總補給量、地下水流入河道、河道底部滲透區間較大，表示模式較難模擬這三個組成部分。

表 5-12 濁口溪集水區 1994~2002 年測站雨量 pareto 之水文收支

編號	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
單位: mm	降水量	地表逕流量	側向流	含水層的總補給量	實際蒸發散	植物蒸散	土壤蒸發	潛在蒸發散量	含水層的再蒸發	地下水流入河道	含水層的滲漏流出
MAX	3340	1040	171	1020	1130	930	46.4	1270	23.5	957	50.9
Mean	3340	1040	168	999	1130	929	45.9	1270	23.5	938	49.9
Median	3340	1040	168	999	1130	929	45.9	1270	23.5	938	49.9
min	3340	1020	168	999	1120	929	43.9	1270	23.5	928	49.9

表 5-13 濁口溪集水區 1994~2002 年網格雨量 pareto 之水文收支

編號	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
單位: mm	降水量	地表逕流量	側向流	含水層的總補給量	實際蒸發散	植物蒸散	土壤蒸發	潛在蒸發散量	含水層的再蒸發	地下水流入河道	含水層的滲漏流出
MAX	2910	1080	82.7	727	1050	846	107	1330	8.64	721	24.1
Mean	2910	1080	82.7	727	1040	844	99.3	1330	1.76	720	21.8
Median	2910	1080	82.7	727	1040	844	99.3	1330	1.76	720	21.8
min	2910	1080	82.4	717	1040	844	99.3	1330	0	707	17.2

表 5-14 濁口溪集水區 1994~2002 年的水文收支比例

比例	測站雨量	網格雨量
基流/流量	51.54%	42.64%
地表逕流/流量	48.46%	57.36%
流量/降水量	64.25%	64.70%
地表逕流/降水量	31.14%	37.11%
含水層總補給量/降水量	29.91%	24.98%
含水層滲漏流出/降水量	1.49%	0.75%
蒸發散/降水量	33.83%	35.74%
初始土壤含水量/降水量	3.77%	3.47%
最終土壤含水量/降水量	5.72%	1.61%

兩種降水資料所模擬之流量佔降水量的比例差不多，如表 5-14，但流量的來源差異大，網格雨量主要來自地表逕流；測站雨量主要依靠基流補注。從參數來看，兩者 CN2 皆高，表示降水轉為地表逕流的比例同樣較高，其中網格雨量的 AWC 比例較低，土壤層有效含水容量較少，使得降水產生的地表逕流相對較多。此外，網格雨量因為 AQUIFER_DELAY、FLO_MIN 更大，表示網格雨量模擬之土壤水滲透至地下水的延遲時間較長，地下含水層變成基流的門檻較高，故含水層總補給量、基流比例都較低。再加上其 ESCO、REVAP_MIN 更小，表示蒸發散分布於土壤不同深度，且將淺層地下水帶回土壤的門檻較低，故其最終土壤含水量較低、蒸發散量比例較高。

(二) 2006~2008 年

根據測站雨量 pareto 中 46 組解所模擬的水文收支，濁口溪集水區此年段的年平均降水量約 4,700 毫米，其中約 43% 作為地表逕流、23% 蒸發散、30% 下滲到含水層。而河道流量約佔降水量的 75%，其來源多為地表逕流（57%），如表 5-15、表 5-17。此年段水文收支的最大和最小值非常相近，雖然參數敏感性分析只有幾個參數數值趨近一致，但此反映不同參數共同調整後的結果相似度很高。

表 5-15 濁口溪集水區 2006~2008 年測站雨量 pareto 之水文收支

編號	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
單位： mm	降水量	地表逕流量	側向流	含水層的總補給量	實際蒸發散	植物蒸發散	土壤蒸發	潛在蒸發散量	含水層的再蒸發	地下水流入河道	含水層的滲漏流出
MAX	4700	2040	208	1390	1090	888	61.6	1300	24	1300	69.6
Mean	4700	2021	208	1390	1090	882	61.3	1300	24	1299	69.5
Median	4700	2020	208	1390	1090	882	61.6	1300	24	1300	69.6
min	4700	2020	208	1360	1090	882	57.3	1300	24	1280	68.1

表 5-16 濁口溪集水區 2006~2008 年網格雨量 pareto 之水文收支

編號	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
單位: mm	降水量	地表逕流量	側向流	含水層的總補給量	實際蒸發散	植物蒸散	土壤蒸發	潛在蒸發散量	含水層的再蒸發	地下水流入河道	含水層的滲漏流出
MAX	3850	1810	125	816	1100	964	40.6	1380	23.6	786	40.8
Mean	3850	1810	123	816	1090	956	33.5	1380	23.6	784	40.8
Median	3850	1810	123	816	1090	956	33.5	1380	23.6	784	40.8
min	3850	1810	123	799	1090	955	32	1380	23.5	762	39.9

表 5-17 濁口溪集水區 2006~2008 年的水文收支比例

比例	測站雨量	網格雨量
基流/流量	42.74%	33.38%
地表逕流/流量	57.26%	66.62%
流量/降水量	75.06%	70.57%
地表逕流/降水量	42.98%	47.01%
含水層總補給量/降水量	29.57%	21.19%
含水層滲漏流出/降水量	1.48%	1.06%
蒸發散/降水量	23.19%	28.31%
初始土壤含水量/降水量	4.21%	2.35%
最終土壤含水量/降水量	3.87%	3.77%

根據網格雨量的水文收支，如表 5-16，網格雨量的降水量本來就較少（3,850 毫米），年平均雨量與測站雨量相差約 850 毫米，且其流量的佔比又較低，故流量模擬較差。若從水源來看，網格雨量的地表逕流比例較高，可能是因為其 CN2 比例提高、CHK 較低，表示降水轉為地表逕流的比例較高，且河道較不易下滲；其基流比例較低，從參數 AQUIFER_DELAY 較大、FLO_MIN 較大、ALPHA 偏小，可發現土壤水滲透至地下水的延遲時間較長，地下水轉變成基流的門檻較高，且基流補充速度較慢，故可能使低流量事件模擬較差。在土壤含水量方面，網格雨量模擬的 ESCO 較小、REVAP_MIN 較大，表示蒸發散分布於土壤不同深度，且將淺層地下水帶回土壤的門檻較高，故最終土壤含水量佔比較低。再加上網格雨量的 PERCC_LTE 較小，淺層向深層含水層滲漏之比例較低，使得含水層滲漏流出比例較低。另外，網格雨量的蒸發散比例雖然較高，但兩者的真實數值差不多，如表 5-17。

二、荖濃溪集水區

(一) 1983~2004 年

根據測站雨量 10 組解所模擬的水文收支，荖濃溪集水區此年段的年平均降水量約 2,830 毫米，其中約 31% 作為地表逕流、37% 蒸發散、28% 下滲到含水層。而河道流量約佔降水量的 63%，其來源地表逕流、基流大致各半，如表 5-18、表 5-20，此外，水文收支各項的最大和最小值多數接近，但土壤蒸發、含水層再蒸發和滲透流出、基流等的區間較大，是模式較難精準模擬的組成部分。

表 5-18 荖濃溪集水區 1983~2004 年測站雨量 pareto 之水文收支

編號	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
單位: mm	降水量	地表逕流量	側向流	含水層的總補給量	實際蒸發散	植物蒸散	土壤蒸發	潛在蒸發散量	含水層的再蒸發	地下水流入河道	含水層的滲漏流出
MAX	2830	882	118	806	1050	875	80.5	1270	14.2	792	36.4
Mean	2830	880	118	800	1040	874.5	65.4	1270	12.1	771	30.25
Median	2830	880	118	800	1040	874.5	65.4	1270	12.1	771	30.25
min	2830	872	117	797	1030	872	64.1	1270	0	765	18.8

表 5-19 荖濃溪集水區 1983~2004 年網格雨量 pareto 之水文收支

編號	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
單位: mm	降水量	地表逕流量	側向流	含水層的總補給量	實際蒸發散	植物蒸散	土壤蒸發	潛在蒸發散量	含水層的再蒸發	地下水流入河道	含水層的滲漏流出
MAX	2220	531	96	653	1010	856	73.1	1270	23.2	645	30.1
Mean	2220	528.5	91.6	606	992.5	850	58.95	1270	8.03	596.5	19.3
Median	2220	528.5	91.6	606	992.5	850	58.95	1270	8.03	596.5	19.3
min	2220	477	89.8	592	991	849	58.2	1270	0	538	15.4

表 5-20 荖濃溪集水區 1983~2004 年的水文收支比例

比例	測站雨量	網格雨量
基流/流量	50.25%	56.56%
地表逕流/流量	49.75%	43.44%
流量/降水量	62.51%	54.80%
地表逕流/降水量	31.10%	23.81%
含水層總補給量/降水量	28.27%	27.30%
含水層滲漏流出/降水量	1.07%	0.87%
蒸發散/降水量	36.75%	44.71%
初始土壤含水量/降水量	4.36%	3.82%
最終土壤含水量/降水量	5.97%	7.45%

根據網格雨量所模擬的水文收支，其年平均降水量約 2,220 毫米，流量佔降水量之比例也比測站雨量更低，如表 5-19、表 5-20。根據流量的來源，網格雨量雖然主要是依靠基流補注，但兩者基流佔雨量的比例相同，顯示網格雨量流量佔比低，主因是地表逕流比例太低，從參數來看，兩種雨量來源的 CN 值差不多，但網格雨量的 AWC 比例降低較高，表示土壤層有效含水容量較高，可能導致地表逕流較少。另外，網格雨量 AQUIFER_DELAY 較大，土壤水滲透至地下水的延遲時間較長，可能導致最終土壤含水量之比例較高。

(二) 2012~2022 年

根據 pareto 所模擬的水文收支，荖濃溪集水區此年段的年平均降水量約 3,460 毫米，其中約 35% 作為地表逕流、28% 蒸發散、33% 下滲到含水層。而河道流量約佔降水量的 71%，其來源是地表逕流與基流大約各半，如表 5-21、表 5-23。

表 5-21 荖濃溪集水區 2012~2022 年測站雨量 pareto 之水文收支

編號	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
單位: mm	降水 量	地表 逕流 量	側向 流	含水 層的 總補 給量	實際 蒸發 散	植物 蒸散	土壤 蒸發	潛在 蒸發 散量	含水 層的 再蒸 發	地下 水流 入河 道	含水 層的 滲漏 流出
MAX	3460	1250	164	1130	990	803	65.4	1140	22.8	1110	56.7
Mean	3460	1200	164	1130	981	800	58.4	1140	22.8	1080	56.6
Median	3460	1200	164	1130	981	800	58.4	1140	22.8	1080	56.6
min	3460	1200	163	1080	978	800	54.8	1140	22.8	1010	54

表 5-22 荖濃溪集水區 2012~2022 年網格雨量 pareto 之水文收支

編號	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
單位: mm	降水 量	地表 逕流 量	側向 流	含水 層的 總補 給量	實際 蒸發 散	植物 蒸散	土壤 蒸發	潛在 蒸發 散量	含水 層的 再蒸 發	地下 水流 入河 道	含水 層的 滲漏 流出
MAX	2630	818	113	779	1020	873	52.9	1240	22.9	748	38.9
Mean	2630	749	113	779	1000	865	43.4	1240	22.9	745	38.9
Median	2630	749	113	779	1000	865	43.4	1240	22.9	745	38.9
min	2630	749	109	698	1000	864	43.4	1240	22.5	670	34.9

表 5-23 荖濃溪集水區 2012~2022 年 pareto 之水文收支比例

比例	測站雨量	網格雨量
基流/流量	50.90%	53.39%
地表逕流/流量	49.10%	46.61%
流量/降水量	70.64%	61.10%
地表逕流/降水量	34.68%	28.48%
含水層總補給量/降水量	32.66%	29.62%
含水層滲漏流出/降水量	1.64%	1.48%
蒸發散/降水量	28.35%	38.02%
初始土壤含水量/降水量	6.73%	8.14%
最終土壤含水量/降水量	3.58%	3.30%

根據網格雨量模擬的水文收支，其流量佔年雨量之比例一樣較低，其中地表逕流降低的比例較基流多。從參數來看，網格雨量模擬的 CN2 降得更低，表示降水轉為地表逕流之比例更少；AQUIFER_DELAY 較小，表示降水滲透至地下水的延遲時間較短，且 FLO_MIN、ALPHA 數值同樣較低，表示地下水變成基流之門檻同樣低，基流補充速度略慢。然而，網格雨量的實際蒸發散量較高，故降水可能在下滲到含水層之前，就已經蒸發或蒸散，因此含水層總補給量之比例較低，再加上其 REVAP_MIN 較大、PERCC_LTE 較小，表示淺層地下水下滲到深層含水層之門檻較高，淺層向深層含水層滲漏之比例較低，故含水層滲漏流出之比例也較低，如表 5-22、表 5-23。

第六章 結果與討論

第一節 不同降水資料對流量模擬之影響

統整兩流域的所有流量模擬結果，其 NSE、logNSE 範圍（四捨五入到小數點第二位），如表 6-1。整體而言，測站雨量之流量模擬結果比網格雨量之模擬結果較佳。然而，在濁口溪 1994 年段測站雨量模擬之流量卻較差，尤其是 NSE 值顯著較低，表示高流量事件模擬地不好，根據此年段之雨流關係，可以發現高流量事件所對應的月雨量較低，導致模式較難以測站雨量模擬高流量之變化，故 1994 年段模擬之流量 NSE 較差。至於荖濃溪 2012 年段用測站或網格雨量進行模擬，其流量 NSE、logNSE 都很差，從雨流關係也可以發現此年段在高、低流量事件中，月流量都出現明顯超過月雨量之狀況，表示其整體的雨流關係很差，導致 SWAT+ 模式較難模擬此年段的流量變化。

表 6-1 曾文溪、高屏溪流域的流量檢定結果

		曾文溪	濁口溪 1994 年段	濁口溪 2006 年段	荖濃溪 1983 年段	荖濃溪 2012 年段
測站 雨量	NSE	0.55~0.58	0.39	0.62~0.63	0.54	0.20~0.29
	logNSE	0.74~0.75	0.52~0.53	0.57~0.64	0.48~0.50	0.16~0.27
網格 雨量	NSE	0.20~0.62	0.54~0.60	0.31~0.33	0.56~0.62	0.21~0.26
	logNSE	0.28~0.69	0.50~0.64	0.56~0.58	0.42~0.47	0.09~0.17

第二節 兩流域流量模擬結果及參數之差異

一、整體參數之比較

從兩流域整體的參數敏感度來看，根據各個集水區 pareto 參數數值的 Q1、Q3 來進行參數敏感程度的排序，當 Q1 和 Q3 差值愈小，代表此參數往往都要在此區間模式才會採納，故敏感性最高，其排名設為 1，以此類推排名到最不敏感的第 10 個參數，將每個參數的平均排名由小到大進行排序，如表 6-2、圖 6-1。結果發現，最敏感的參數分別是 ESCO（土壤蒸發補償因子）、CN2（不同土地對降雨-地表逕流反應過程之指標）、AWC（土壤層之有效含水容量），三者都是影響土壤層以上水文流動的相關參數。部分參數則是時而敏感，時而不敏感，包含 FLO_MIN（地下水回流至河道之最小含水層儲水量）、ALPHA（基流衰退係數）、REVAP_MIN（淺層地下水開始向上進入土壤層、向下滲透到深層含水層之水量門檻），三者都是影響淺層含水層水文流動的相關參數。至於最不敏感的參數則是 CHK（主渠道沖積層之有效水力傳導係數）、AQUIFER_DELAY（地下水補充延時）、PERCC_LTE（從淺層滲透至深層含水層之滲漏係數）、SURLAG（地表逕流延遲係數），大多是與淺層或深層含水層有關的參數。整體而言，從圖 6-1 來看，參數敏感程度與不同雨量來源較無明顯地關聯性。

然而，SURLAG 作為影響地表逕流的參數之一，其平均排名卻最低，是最不敏感的參數，可能反應曾文溪、高屏流域並非匯流時間較長的大型子流域，故地表逕流較少保存在「地表逕流儲存庫」，使此參數對流量模擬的影響力較低，臺灣集水區的面積通常較小、坡陡流急，後續之研究若是要進行流量模擬，選擇此參數的必要性較低。

表 6-2 各個參數的平均排名由小到大（由左到右）排列

參數	ESCO	CN2	AWC	FLO_MIN	ALPHA	REVAP_MIN	CHK	AQUIFER_DELAY	PERCC_LTE	SURLAG
平均排名	2.7	3.5	3.8	4.8	5.4	5.5	6.6	7.2	7.5	8

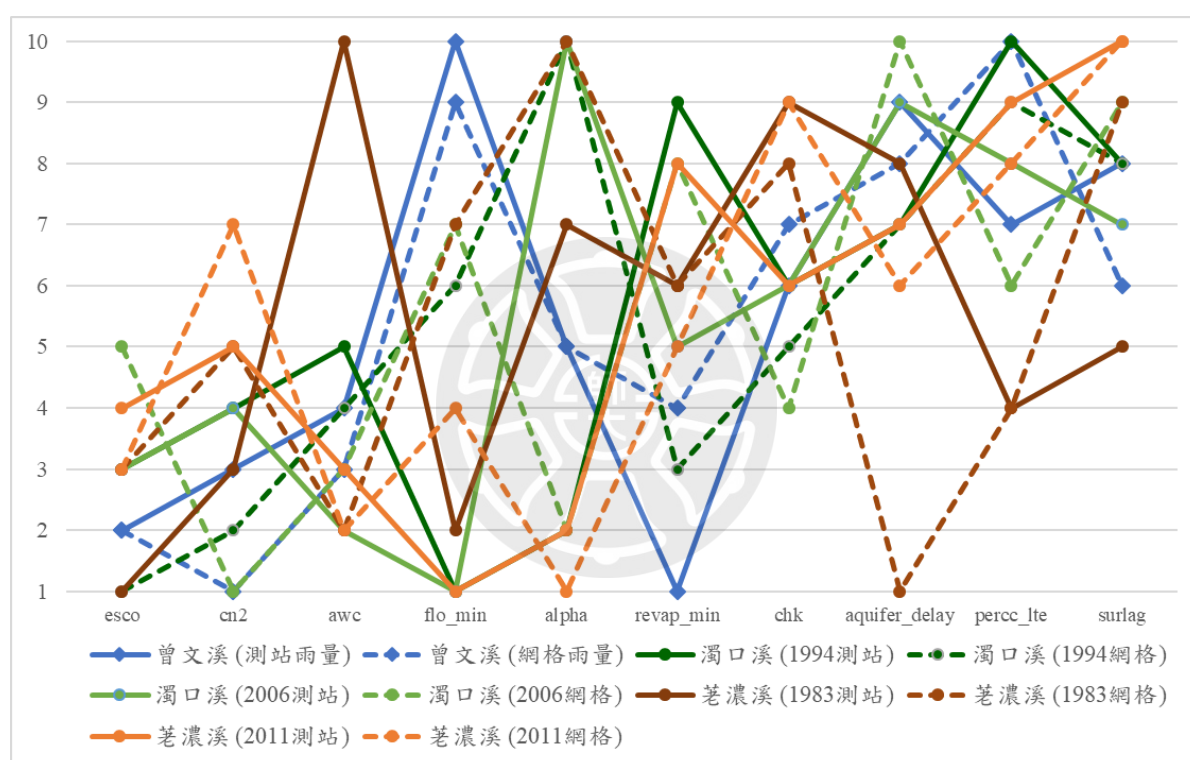


圖 6-1 各個參數的平均排名由小到大（由左到右）排列

二、不同降水資料對參數之影響

若比較不同降水資料的參數敏感度排名，將參數依照與地表水、土壤水和含水層相關者，由左至右進行排列，並分別比較各個參數敏感程度在測站雨量、網格雨量模擬結果的平均排名，如表 6-3。從測站雨量的平均參數敏感程度來看，最敏感的參數是 ESCO（土壤蒸發補償因子）、FLO_MIN（地下水變成基流之門檻）及 CN2（不同土地對降雨-地表逕流反應過程之指標），若是進一步比較不同集水區的差異，參數 FLO_MIN 在高屏溪四個年段都是最敏感的參數之一，代表地下水變成基流之門檻對於高屏溪流量模擬影響較大，但 FLO_MIN 在曾文溪卻是最不敏感的參數，如表 6-4。至於從網格雨量的

平均參數敏感程度來看，則發現 AWC（土壤層之有效含水容量）和 ESCO 並列最敏感的參數，其次是 CN2。綜上所述，不同雨量來源的平均排名與整體平均排名大致相同，參數 AWC（土壤層的有效含水容量）、AQUIFER_DELAY（地下水補充延時）平均排名之所以略有不同，主要是受到個別集水區的影響。

此外，若比較不同集水區的差異，可發現曾文溪流域使用不同雨量來源模擬流量時，其參數敏感性排序相似，然而，高屏溪流域在相同集水區的不同年份進行比較時，部分參數的敏感性排序仍是高低不同，此可能反映兩個集水區都各有一個年段的流量模擬結果較差，故參數之表現較難達到一致，甚至是進一步呈現集水區共同的水文收支特性。

表 6-3 各個參數的平均排名

參數	cn2	surlag	awc	esco	aquifer_delay	alpha	flo_min	chk	revap_min	percc_lte
整體平均	● 3.5	● 8	● 3.8	● 2.7	● 7.2	● 5.4	● 4.8	● 6.6	● 5.5	● 7.5
測站平均	● 3.8	● 7.6	● 4.8	● 2.6	● 8	● 5.2	● 3	● 6.6	● 5.8	● 7.6
網格平均	● 3.2	● 8.4	● 2.8	● 2.8	● 6.4	● 5.6	● 6.6	● 6.6	● 5.2	● 7.4

表 6-4 曾文溪、高屏溪的參數敏感程度排序

	曾文溪		濁口溪 1994年段		濁口溪 2006年段		荖濃溪 1983年段		荖濃溪 2012年段	
參數	測站	網格	測站	網格	測站	網格	測站	網格	測站	網格
alpha	● 5	● 5	● 2	● 10	● 10	● 2	● 7	● 10	● 2	● 1
aquifer_delay	● 9	● 8	● 7	● 7	● 9	● 10	● 8	● 1	● 7	● 6
awc	● 4	● 3	● 5	● 4	● 2	● 3	● 10	● 2	● 3	● 2
cn2	● 3	● 1	● 4	● 2	● 4	● 1	● 3	● 5	● 5	● 7
esco	● 2	● 2	● 3	● 1	● 3	● 5	● 1	● 3	● 4	● 3
flo_min	● 10	● 9	● 1	● 6	● 1	● 7	● 2	● 7	● 1	● 4
percc_lte	● 7	● 10	● 10	● 9	● 8	● 6	● 4	● 4	● 9	● 8
revap_min	● 1	● 4	● 9	● 3	● 5	● 8	● 6	● 6	● 8	● 5
surlag	● 8	● 6	● 8	● 8	● 7	● 9	● 5	● 9	● 10	● 10
chk	● 6	● 7	● 6	● 5	● 6	● 4	● 9	● 8	● 6	● 9

若是比較不同雨量來源在進行流量模擬時，兩者的參數數值差異。測站、網格雨量參數範圍 Q1~Q3 在上下界的位置，如表 6-5，表示各參數的數值本身與上下界之中位數相比是偏大「▲」或偏小「▼」，但有些參數區間沒有明顯的傾向，剛好位於上下界的中間，則以「×」來表示。而表 6-6 則是根據 pareto 參數的中位數，將中位數與參數設定的上下界進行比較，若中位數愈靠近上界則底色愈偏向紅色；反之，若愈靠近下界則愈偏向藍色。其中，濁口溪 1994 年段、荖濃溪 2012 年段模擬較差，故參考價值有限。

根據表 6-5、表 6-6 所示，測站雨量參數數值的共通點僅有 SURLAG 較大、AWC 多數時候會較低，如代表地表逕流釋放至河道的時間較短，且土壤有效含水容量通常較小，但根據參數敏感程度的排序，AQUIFER_DELAY、PERCC_LTE 和 SURLAG 三個參數的排名都最差，表示這些參數的變動區較大，故較難代表測站雨量參數之特性，這也反映出若用測站雨量進行流量模擬，其流域間的差異可能會比不同雨量資料之差異更加明顯。

另外，網格雨量的參數除了 SURLAG、PERCC_LTE 之外，其他參數的敏感度都較高，顯示參數的變動區間更趨於一致，對網格雨量模擬之流量的影響力較為肯定。網格雨量模擬的 ESCO 較小、CN 值與測站雨量一樣大或更高、AQUIFER_DELAY 數值更高、CHK 數值更小，且 PERCC_LTE 與 SURLAG 數值更低，代表模式用網格雨量進行模擬時，能從更深層的土壤中提取蒸發水分，降雨轉為地表逕流比例較高，土壤水滲透至含水層的時間較長，河道較不易下滲，且淺層向深層含水層滲漏之比例，以及地表逕流釋放至河道的時間較長。綜上所述，網格雨量因為年平均降水量本來就比測站雨量更少，為了讓流量更貼近觀測資料，模式一方面讓降水主要以地表逕流流入河道，另一方面減少土壤水下滲到淺層含水層，甚至深層含水層的量，且河道水不易下滲流失，顯示不同降水資料之參數差異。

若比較兩流域參數之差異，如表 6-5、表 6-6。在兩流域都有相同趨勢之參數，如 AWC 值的調整比例在兩集水區多為負值，表示土壤層的有效含水容量應該更低。另外，部分參數在高屏溪流域雖然沒有一致的趨勢，但其在曾文溪不同雨量資料進行模擬時，都有相同之傾向，如曾文溪流域 CN2 值調整比例更大，且 AQUIFER_DELAY、ALPHA 值在通常都較大，代表曾文溪流域可能降雨轉為地表逕流比例較高，土壤水較慢滲透到地下水，基流補給反應較快。再加上 REVP_MIN 值在曾文溪顯著偏小，在荖濃溪卻顯著偏大；CHK 值在曾文溪顯著較大，在高屏溪卻偏小；FLO_MIN 值在曾文溪顯著比高屏溪大，在高屏溪數值都偏小，尤其是濁口溪集水區測站與網格間的差異；ESCO 值在曾文溪、荖濃溪顯著小，在濁口溪測站雨量與網格雨量的參數數值則完全相反，顯示不同雨量資料所導致的差異，上述參數分別表示曾文溪流域淺層地下水向上、下移動的門檻明顯較小，河道較易下滲，且地下水轉變成基流之門檻較高，且能從更深層之土壤提取蒸發水分，這些參數在流域間的差異大於不同降水資料對流量之影響。

表 6-5 不同降水資料對參數 Q1~Q3 之影響

	esco		cn2		awc		flo_min		alpha		revap_min		chk		aquifer_delay		percc_lte		surlag	
	測站	網格	測站	網格	測站	網格	測站	網格	測站	網格	測站	網格	測站	網格	測站	網格	測站	網格	測站	網格
曾文溪	▼	▼	▲	▲	▼	▼	▲	▲	▲	▲	▼	▼	▲	▲	▲	▲	▲	▼	▲	▼
濁口溪 1994年段	▲	▼	▲	▲	▲	▼	▼	▼	▲	×	×	▼	▼	▼	▲	▲	▲	▲	▲	▲
濁口溪 2006年段	▲	▼	▼	▲	▼	▼	▼	▼	▼	▼	▼	▲	▼	▼	▼	▼	▲	▲	▲	×
荖濃溪 1983年段	▼	▼	▲	▲	▼	▼	▼	▼	×	▲	▲	▼	×	×	▼	▲	▼	▲	▲	×
荖濃溪 2012年段	▼	▼	▼	▼	▼	▼	▼	▼	▼	▼	▲	▲	▼	×	▲	▼	▲	▼	▼	▼

表 6-6 曾文溪、高屏溪的參數中位數

	曾文溪		濁口溪 1994年段		濁口溪 2006年段		荖濃溪 1983年段		荖濃溪 2012年段	
參數	測站	網格	測站	網格	測站	網格	測站	網格	測站	網格
esco	7.54E-06	3.48E-06	0.98	0.01	0.99948	0.1	0.03	0.02	0.13	8.93E-06
cn2	19.9997	20	19.98	19.8	-19.97	19.99	18.78	18.29	-16.76	-19.95
awc	-9.96	-9.99917	9.99	-9.34	-9.99852	-9.94	-8.08	-3.5	-9.99976	-10
flo_min	36.85	34.36	6.57	24.37	3.53	16.68	22.31	25.8	3.01	3.15
alpha	0.99965	1	0.95	0.3	0.03	0.01	0.37	0.98	0.0044	0.00386
revap_min	3.71	5.56	25.3	3.33	25.79	35.08	34.57	29.2	31.06	38.5
chk	437.49	324.11	73.04	148.43	234.71	154.34	248.72	103.81	188.94	263.01
aquifer_delay	775.7	880.18	726.25	879.04	240.6	372.82	186.32	878.88	635.42	36.86
percc_lte	0.83	0.25	0.56	0.66	0.56	0.47	0.23	0.77	0.55	0.32
surlag	19.22	0.21	23.55	16.84	23.51	11.69	17.15	13.65	0.78	1.04

第三節 兩流域水文收支之差異

一、不同雨量資料或流域之水文收支 t 檢定

(一)不同雨量資料所模擬的水文收支差異

根據兩種雨量資料模擬的 pareto 之歷年水文收支，高屏溪流域及曾文溪流域的測站雨量結果共有 2,374 筆資料、網格雨量結果則有 3,462 筆資料，以獨立樣本 t 檢定 (Independent Sample t test) 比較不同雨量資料模擬的各項水文收支佔年雨量比例之差異，如表 6-7、表 6-8、圖 6-2 (四捨五入到小數點後第三位)。結果發現，測站雨量模擬的多項水文收支比例都較高，包含地表逕流平均約 28.78%、標準差約 12.77%；側向流平均約 3.19%、標準差約 1.32%；含水層總補給量平均約 23.71%、標準差約 7.27%；初始土壤含水量平均約 3.69%、標準差約 1.14%；最終土壤含水量平均約 3.64%、標準差約 1.16%；含水層的再蒸發量平均約 0.26%、標準差約 0.29%；地下水流入河道平均約 22.99%、標準差約 6.11%；含水層的滲漏流出平均約 0.90%、標準差約 0.58%。至於網格雨量模擬的水文收支比例，則都是蒸發散比例較高，包含實際蒸發散平均約 27.26%、標準差約 5.96%；潛在蒸發散量平均約 34.72%、標準差約 7.21%；植物蒸散平均約 22.86%、標準差約 5.79%；土壤蒸發平均約 1.99%、標準差約 0.59%。整體而言，所有項目的水文收支 p 值<0.05，代表不同雨量資料模擬的水文收支都有顯著差異。

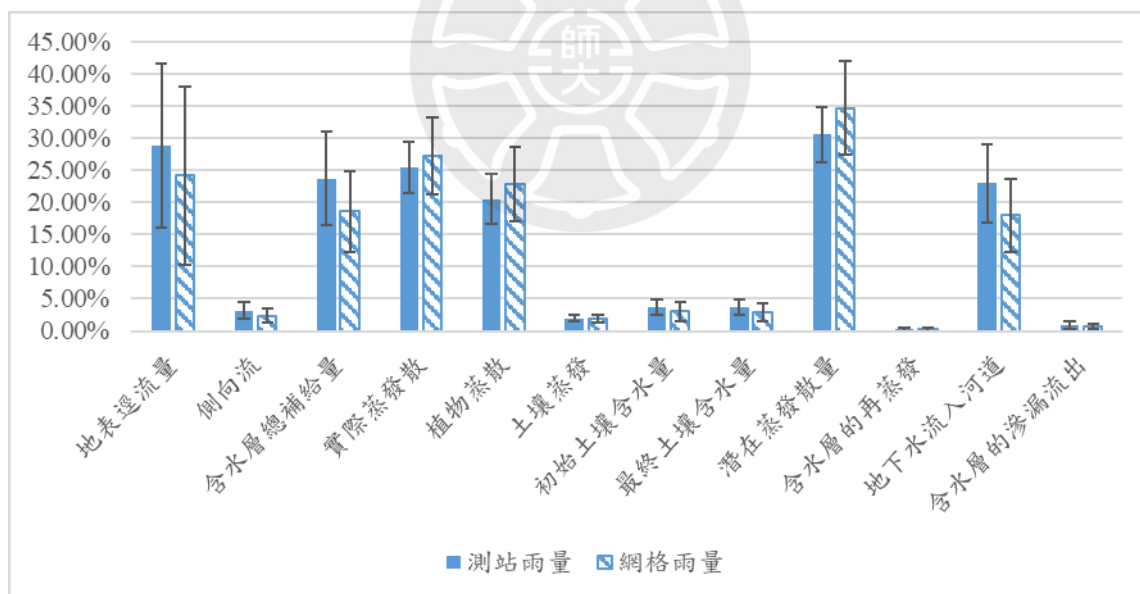


圖 6-2 兩種雨量資料水文收支的平均值、標準差

表 6-7 兩種雨量資料獨立樣本 t 檢定的群組統計量

群組統計量					
各項水文收支之比例	雨量資料	N	平均值	標準差	標準誤平均值
地表逕流/年雨量	測站	2374	0.288	0.128	0.003
	網格	3462	0.242	0.139	0.002
側向流/年雨量	測站	2374	0.032	0.013	0.000
	網格	3462	0.024	0.010	0.000
含水層總補給/年雨量	測站	2374	0.237	0.073	0.001
	網格	3462	0.186	0.062	0.001
實際蒸發散/年雨量	測站	2374	0.254	0.040	0.001
	網格	3462	0.273	0.060	0.001
植物蒸散/年雨量	測站	2374	0.206	0.038	0.001
	網格	3462	0.229	0.058	0.001
土壤蒸發/年雨量	測站	2374	0.020	0.005	0.000
	網格	3462	0.020	0.006	0.000
初始土壤含水量/年雨量	測站	2374	0.037	0.011	0.000
	網格	3462	0.030	0.014	0.000
最終土壤含水量/年雨量	測站	2374	0.036	0.012	0.000
	網格	3462	0.029	0.014	0.000
潛在蒸發散量/年雨量	測站	2374	0.305	0.044	0.001
	網格	3462	0.347	0.072	0.001
含水層再蒸發/年雨量	測站	2374	0.003	0.003	0.000
	網格	3462	0.002	0.003	0.000
地下水流入河道/年雨量	測站	2374	0.230	0.061	0.001
	網格	3462	0.180	0.057	0.001
含水層滲漏流出/年雨量	測站	2374	0.009	0.006	0.000
	網格	3462	0.007	0.004	0.000

表 6-8 兩種雨量資料獨立樣本 t 檢定的獨立樣本檢定

獨立樣本檢定										
各項水文收支 之比例		變異數等式的 Levene 檢定		平均值等式的 t 檢定						
		F	顯著性	t	自由度	顯著性 (雙尾)	平均值 差異	標準誤 差異	差異的 95% 信賴區間	
									下限	上限
地表逕流/年雨量	採用相等變異數	15.841	0	12.858	5834	0	0.046	0.004	0.039	0.053
	不採用相等變異數			13.058	5361.209	0	0.046	0.004	0.039	0.053
側向流/年雨量	採用相等變異數	264.926	0	26.002	5834	0	0.008	0.000	0.007	0.009
	不採用相等變異數			24.795	4219.277	0	0.008	0.000	0.007	0.009
含水層總補給/年雨量	採用相等變異數	21.323	0	28.95	5834	0	0.051	0.002	0.048	0.055
	不採用相等變異數			28.117	4558.481	0	0.051	0.002	0.048	0.055
實際蒸發散/年雨量	採用相等變異數	243.015	0	-13.035	5834	0	-0.018	0.001	-0.021	-0.015
	不採用相等變異數			-14.003	5829.899	0	-0.018	0.001	-0.021	-0.016
植物蒸散/年雨量	採用相等變異數	338.865	0	-17.016	5834	0	-0.023	0.001	-0.026	-0.020
	不採用相等變異數			-18.327	5823.747	0	-0.023	0.001	-0.025	-0.021
土壤蒸發/年雨量	採用相等變異數	102.317	0	-2.041	5834	0.041	0.000	0.000	-0.001	0.000
	不採用相等變異數			-2.128	5708.06	0.033	0.000	0.000	-0.001	0.000
初始土壤含水量/	採用相等變異數	59.781	0	19.368	5834	0	0.007	0.000	0.006	0.007
	不採用相等變異數			20.143	5680.158	0	0.007	0.000	0.006	0.007

年雨量										
最終土壤含水量/年雨量	採用相等變異數	63.98	0	19.715	5834	0	0.007	0.000	0.006	0.008
	不採用相等變異數			20.453	5653.74	0	0.007	0.000	0.006	0.008
潛在蒸發散量/年雨量	採用相等變異數	419.504	0	-25.167	5834	0	-0.042	0.002	-0.045	-0.038
	不採用相等變異數			-27.444	5753.095	0	-0.042	0.002	-0.045	-0.039
含水層再蒸發/年雨量	採用相等變異數	0.012	0.912	5.586	5834	0	0.000	0.000	0.000	0.001
	不採用相等變異數			5.648	5291.7	0	0.000	0.000	0.000	0.001
地下水流入河道/年雨量	採用相等變異數	6.574	0.01	31.668	5834	0	0.050	0.002	0.047	0.053
	不採用相等變異數			31.268	4867.274	0	0.050	0.002	0.046	0.053
含水層滲漏流出/年雨量	採用相等變異數	461.75	0	14.323	5834	0	0.002	0.000	0.002	0.002
	不採用相等變異數			13.504	4018.45	0	0.002	0.000	0.002	0.002

(二)測站資料所模擬的水文收支差異

根據測站雨量資料模擬的 pareto 之歷年水文收支，曾文溪流域共有 1,260 筆資料、高屏溪流域的濁口溪及荖濃溪則共有 1,114 筆資料，以獨立樣本 t 檢定 (Independent Sample t test) 比較不同流域模擬的各項水文收支佔年雨量比例之差異，如圖 6-3、表 6-9、表 6-10 (四捨五入到小數點後第三位)。結果發現，高屏溪的多項水文收支比例都較高，包含地表逕流平均約 31.3%、標準差約 13.4%；側向流平均約 4.2%、標準差約 1.2%；含水層總補給量平均約 28.0 %、標準差約 8.1 %；實際蒸發散平均約 27.9%、標準差約 4.5%；潛在蒸發散平均約 32.7%、標準差約 5.6%；植物蒸散平均約 23.0%、標準差約 4.3%；初始土壤含水量平均約 4.5%、標準差約 1.1%；最終土壤含水量平均約 4.4%、標準差約 1.1%；含水層的再蒸發量平均約 0.5%、標準差約 0.2%；地下水流入河道平均約 26.6%、標準差約 6.5%；含水層的滲漏流出平均約 1.3%、標準差約 0.5%。至於曾文溪流域的水文收支比例，則是土壤蒸發比例較高，平均約 2.3 %、標準差約 0.1%。另外，測站雨量模擬的各項水文收支 p 值<0.05，代表不同流域的水文收支都有顯著差異。

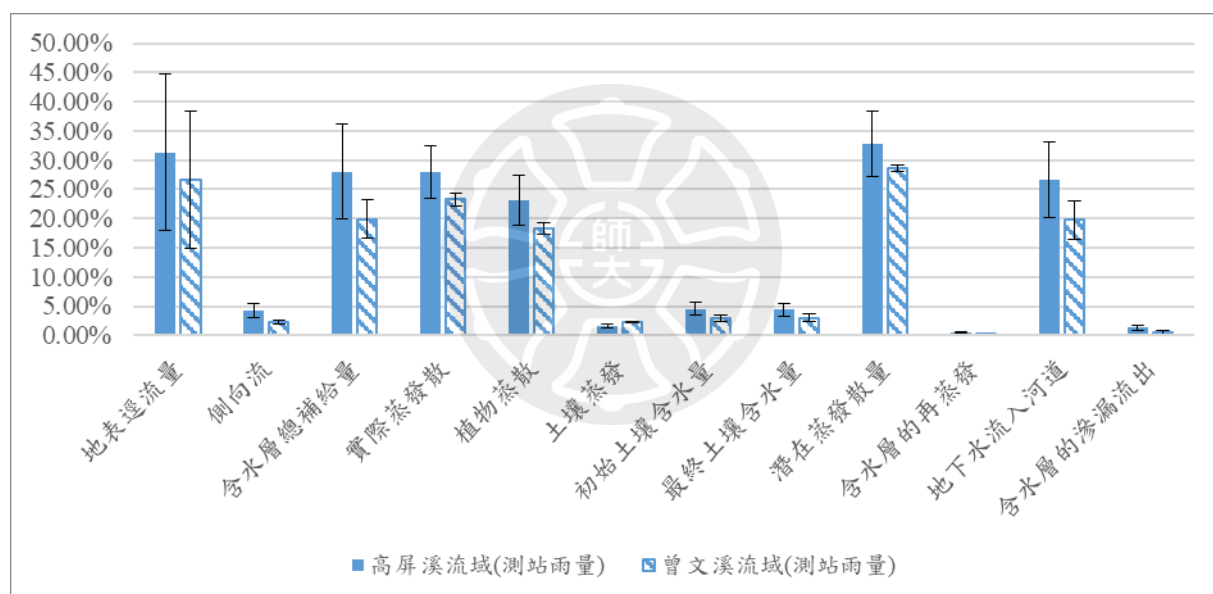


圖 6-3 兩流域測站雨量模擬的水文收支之平均值、標準差

表 6-9 測站雨量獨立樣本 t 檢定的群組統計量

群組統計量					
各項水文收支之比例	流域	N	平均值	標準差	標準誤平均值
地表逕流/年雨量	曾文溪	1260	0.266	0.118	0.003
	高屏溪	1114	0.313	0.134	0.004
側向流/年雨量	曾文溪	1260	0.023	0.004	0.000
	高屏溪	1114	0.042	0.012	0.000
含水層總補給/年雨量	曾文溪	1260	0.199	0.032	0.001
	高屏溪	1114	0.280	0.081	0.002
實際蒸發散/年雨量	曾文溪	1260	0.232	0.011	0.000
	高屏溪	1114	0.279	0.045	0.001
植物蒸散/年雨量	曾文溪	1260	0.184	0.010	0.000
	高屏溪	1114	0.230	0.043	0.001
土壤蒸發/年雨量	曾文溪	1260	0.023	0.001	0.000
	高屏溪	1114	0.016	0.004	0.000
初始土壤含水量/年雨量	曾文溪	1260	0.030	0.006	0.000
	高屏溪	1114	0.045	0.011	0.000
最終土壤含水量/年雨量	曾文溪	1260	0.029	0.007	0.000
	高屏溪	1114	0.044	0.011	0.000
潛在蒸發散量/年雨量	曾文溪	1260	0.286	0.006	0.000
	高屏溪	1114	0.327	0.056	0.002
含水層再蒸發/年雨量	曾文溪	1260	0.000	0.001	0.000
	高屏溪	1114	0.005	0.002	0.000
地下水流入河道/年雨量	曾文溪	1260	0.197	0.033	0.001
	高屏溪	1114	0.266	0.065	0.002
含水層滲漏流出/年雨量	曾文溪	1260	0.005	0.004	0.000
	高屏溪	1114	0.013	0.005	0.000

表 6-10 測站雨量獨立樣本 t 檢定的獨立樣本檢定

獨立樣本檢定										
各項水文收支 之比例		變異數等式的 Levene 檢定		平均值等式的 t 檢定						
		F	顯著 性	t	自由度	顯著 性(雙 尾)	平均值 差異	標準誤 差異	差異的 95% 信賴區間	
									下限	上限
地表逕 流/年 雨量	採用相等 變異數	45.651	0	-9.129	2372	0	-0.047	0.005	-0.057	-0.037
	不採用相 等變異數			-9.055	2229.41	0	-0.047	0.005	-0.057	-0.037
側向流 /年雨 量	採用相等 變異數	586.835	0	-54.345	2372	0	-0.020	0.000	-0.020	-0.019
	不採用相 等變異數			-51.628	1292.161	0	-0.020	0.000	-0.020	-0.019
含水層 總補給 /年雨 量	採用相等 變異數	302.767	0	-32.598	2372	0	-0.081	0.002	-0.086	-0.076
	不採用相 等變異數			-31.176	1424.641	0	-0.081	0.003	-0.086	-0.076
實際蒸 發散/ 年雨量	採用相等 變異數	4120.662	0	-35.649	2372	0	-0.047	0.001	-0.050	-0.044
	不採用相 等變異數			-33.762	1235.014	0	-0.047	0.001	-0.050	-0.044
植物蒸 散/年 雨量	採用相等 變異數	2290.593	0	-37.28	2372	0	-0.046	0.001	-0.049	-0.044
	不採用相 等變異數			-35.279	1220.947	0	-0.046	0.001	-0.049	-0.044
土壤蒸 發/年 雨量	採用相等 變異數	697.115	0	67.184	2372	0	0.008	0.000	0.007	0.008
	不採用相 等變異數			64.027	1353.142	0	0.008	0.000	0.007	0.008
初始土 壤含水 量/年 雨量	採用相等 變異數	418.165	0	-42.393	2372	0	-0.015	0.000	-0.016	-0.014
	不採用相 等變異數			-40.999	1670.177	0	-0.015	0.000	-0.016	-0.014
最終土 壤含水	採用相等 變異數	339.299	0	-40.632	2372	0	-0.015	0.000	-0.016	-0.014

量/年 雨量	不採用相 等變異數			-39.447	1760.8	0	-0.015	0.000	-0.016	-0.014
潛在蒸 發散量	採用相等 變異數	3428.913	0	-25.641	2372	0	-0.041	0.002	-0.044	-0.038
/年雨 量	不採用相 等變異數			-24.139	1132.645	0	-0.041	0.002	-0.044	-0.037
含水層 再蒸發	採用相等 變異數	561.337	0	- 111.727	2372	0	-0.005	0.000	-0.005	-0.005
/年雨 量	不採用相 等變異數			- 106.639	1383.586	0	-0.005	0.000	-0.005	-0.005
地下水 流入河 道/年 雨量	採用相等 變異數	333.775	0	-33.23	2372	0	-0.069	0.002	-0.073	-0.065
	不採用相 等變異數			-32.024	1590.105	0	-0.069	0.002	-0.073	-0.065
含水層 滲漏流	採用相等 變異數	14.585	0	-46.162	2372	0	-0.008	0.000	-0.008	-0.008
出/年 雨量	不採用相 等變異數			-45.771	2221.647	0	-0.008	0.000	-0.008	-0.008

(三)網格資料所模擬的水文收支差異

根據網格雨量資料模擬的 pareto 之歷年水文收支，曾文溪流域共有 2,262 筆資料、高屏溪流域的濁口溪及荖濃溪則共有 2,460 筆資料，以獨立樣本 t 檢定 (Independent Sample t test) 比較不同流域模擬的各項水文收支佔年雨量比例之差異，如圖 6-4、表 6-11、表 6-12 (四捨五入到小數點後第三位)。結果發現，同樣也是高屏溪有多項水文收支比例都較高，包含側向流平均約 3.3%、標準差約 1.1%；含水層總補給量平均約 22.1%、標準差約 7.3%；實際蒸發散平均約 33.3%、標準差約 6.1%；潛在蒸發散平均約 42.0%、標準差約 7.9%；植物蒸散平均約 29.0%、標準差約 5.6%；初始土壤含水量平均約 3.8%、標準差約 1.8%；最終土壤含水量平均約 3.7%、標準差約 1.8%；含水層的再蒸發量平均約 0.4%、標準差約 0.3%；地下水流入河道平均約 21.4%、標準差約 6.0%；含水層的滲漏流出平均約 1.0%、標準差約 0.4%。至於曾文溪流域的水文收支比例，則是僅有兩項較高，包含地表逕流平均約 24.9%、標準差約 14.1%；土壤蒸發平均約 2.3 %、標準差約 0.2%。另外，網格雨量模擬的各項水文收支 p 值 < 0.05，代表不同流域的水文收支都有顯著差異。整體而言，不管是測站雨量或網格雨量的模擬結果，兩流域的各項水文收支都有顯著地差異。

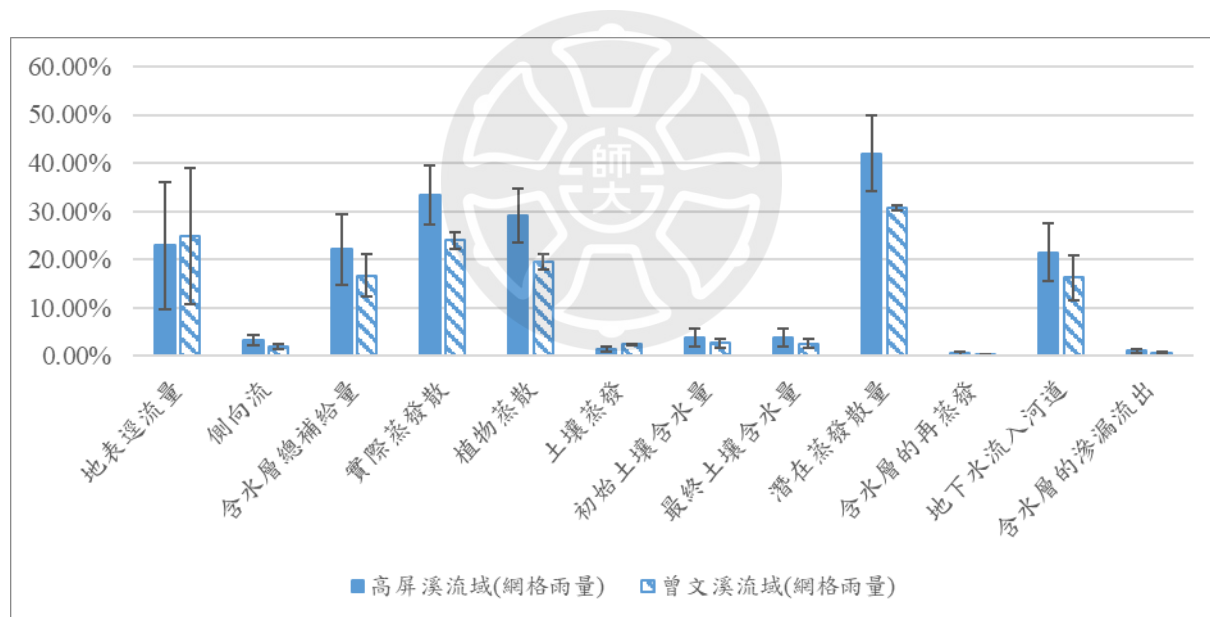


圖 6-4 兩流域網格雨量模擬的水文收支之平均值、標準差

表 6-11 網格雨量獨立樣本 t 檢定的群組統計量

群組統計量					
各項水文收支之比例	流域	N	平均值	標準差	標準誤平均值
地表逕流/年雨量	曾文溪	2262	0.249	0.141	0.003
	高屏溪	2460	0.228	0.133	0.003
側向流/年雨量	曾文溪	2262	0.019	0.005	0.000
	高屏溪	2460	0.033	0.011	0.000
含水層總補給/年雨量	曾文溪	2262	0.167	0.045	0.001
	高屏溪	2460	0.221	0.073	0.001
實際蒸發散/年雨量	曾文溪	2262	0.239	0.017	0.000
	高屏溪	2460	0.333	0.061	0.001
植物蒸散/年雨量	曾文溪	2262	0.195	0.015	0.000
	高屏溪	2460	0.290	0.056	0.001
土壤蒸發/年雨量	曾文溪	2262	0.023	0.002	0.000
	高屏溪	2460	0.014	0.006	0.000
初始土壤含水量/年雨量	曾文溪	2262	0.026	0.009	0.000
	高屏溪	2460	0.038	0.018	0.000
最終土壤含水量/年雨量	曾文溪	2262	0.025	0.009	0.000
	高屏溪	2460	0.037	0.018	0.000
潛在蒸發散量/年雨量	曾文溪	2262	0.307	0.006	0.000
	高屏溪	2460	0.420	0.079	0.002
含水層再蒸發/年雨量	曾文溪	2262	0.001	0.002	0.000
	高屏溪	2460	0.004	0.003	0.000
地下水流入河道/年雨量	曾文溪	2262	0.162	0.046	0.001
	高屏溪	2460	0.214	0.060	0.001
含水層滲漏流出/年雨量	曾文溪	2262	0.005	0.003	0.000
	高屏溪	2460	0.010	0.004	0.000

表 6-12 網格雨量獨立樣本 t 檢定的獨立樣本檢定

獨立樣本檢定										
各項水文收支 之比例		變異數等式的 Levene 檢定		平均值等式的 t 檢定						
		F	顯著性	t	自由度	顯著 性(雙 尾)	平均 值差 異	標準 誤差 異	差異的 95% 信賴區間	
									下限	上限
地表逕 流/年 雨量	採用相等 變異數	45.651	0	-9.129	2372	0	-0.047	0.005	-0.057	-0.037
	不採用相 等變異數			-9.055	2229.41	0	-0.047	0.005	-0.057	-0.037
側向流 /年雨 量	採用相等 變異數	586.835	0	-54.345	2372	0	-0.020	0.000	-0.020	-0.019
	不採用相 等變異數			-51.628	1292.161	0	-0.020	0.000	-0.020	-0.019
含水層 總補給 /年雨 量	採用相等 變異數	302.767	0	-32.598	2372	0	-0.081	0.002	-0.086	-0.076
	不採用相 等變異數			-31.176	1424.641	0	-0.081	0.003	-0.086	-0.076
實際蒸 發散/ 年雨量	採用相等 變異數	4120.662	0	-35.649	2372	0	-0.047	0.001	-0.050	-0.044
	不採用相 等變異數			-33.762	1235.014	0	-0.047	0.001	-0.050	-0.044
植物蒸 散/年 雨量	採用相等 變異數	2290.593	0	-37.28	2372	0	-0.046	0.001	-0.049	-0.044
	不採用相 等變異數			-35.279	1220.947	0	-0.046	0.001	-0.049	-0.044
土壤蒸 發/年 雨量	採用相等 變異數	697.115	0	67.184	2372	0	0.008	0.000	0.007	0.008
	不採用相 等變異數			64.027	1353.142	0	0.008	0.000	0.007	0.008
初始土 壤含水 量/年 雨量	採用相等 變異數	418.165	0	-42.393	2372	0	-0.015	0.000	-0.016	-0.014
	不採用相 等變異數			-40.999	1670.177	0	-0.015	0.000	-0.016	-0.014
最終土 壤含水	採用相等 變異數	339.299	0	-40.632	2372	0	-0.015	0.000	-0.016	-0.014

量/年 雨量	不採用相 等變異數			-39.447	1760.8	0	-0.015	0.000	-0.016	-0.014
潛在蒸 發散量	採用相等 變異數	3428.913	0	-25.641	2372	0	-0.041	0.002	-0.044	-0.038
/年雨 量	不採用相 等變異數			-24.139	1132.645	0	-0.041	0.002	-0.044	-0.037
含水層 再蒸發	採用相等 變異數	561.337	0	- 111.727	2372	0	-0.005	0.000	-0.005	-0.005
/年雨 量	不採用相 等變異數			- 106.639	1383.586	0	-0.005	0.000	-0.005	-0.005
地下水 流入河 道/年 雨量	採用相等 變異數	333.775	0	-33.23	2372	0	-0.069	0.002	-0.073	-0.065
	不採用相 等變異數			-32.024	1590.105	0	-0.069	0.002	-0.073	-0.065
含水層 滲漏流	採用相等 變異數	14.585	0	-46.162	2372	0	-0.008	0.000	-0.008	-0.008
出/年 雨量	不採用相 等變異數			-45.771	2221.647	0	-0.008	0.000	-0.008	-0.008

二、以測站雨量比較兩流域水文收支之差異

由於兩流域的流量模擬結果大多都是測站雨量表現較好，且各年段的年平均降水量不盡相同，所以接下來同樣使用測站雨量的模擬結果，來比較水文收支各項佔降水量的比例，如表 6-13。其中，濁口溪 1994 年段在高流量事件模擬較差；荖濃溪 2012 年段則高低流量都模擬很差，這兩年段的參考價值有限，故不納入討論。從兩流域的流量來看，雖然流量、地表逕流佔雨量之比例無明顯差異，但曾文溪流域獲得基流補注的比例明顯比高屏溪兩集水區都更低。從曾文溪流域來看，其初始、最終土壤含水量之比例都較低，且含水層的總補給量、滲漏流出及基流比例都略少，反映土壤水分少，且下滲到淺層含水層比例較低，連帶淺層含水層下滲到深層含水層，或作為基流補注到河道的比例也較低。

表 6-13 測站雨量下兩流域的水文收支比例

比例	曾文溪	濁口溪 2006 年段	荖濃溪 1983 年段
基流/流量	45.32%	42.74%	50.25%
地表逕流/流量	54.68%	57.26%	49.75%
流量/降水量	68.02%	75.06%	62.51%
基流/降水量	30.82%	32.08%	31.41%
地表逕流/降水量	37.20%	42.98%	31.10%
含水層總補給量/降水量	27.87%	29.57%	28.27%
含水層滲漏流出/降水量	0.73%	1.48%	1.07%
蒸發散/降水量	32.32%	23.19%	36.75%
初始土壤含水量/降水量	3.66%	4.21%	4.36%
最終土壤含水量/降水量	2.45%	3.87%	5.97%

根據表 6-13 水文收支平均值，以及表 6-4、圖 4-5、圖 5-17 和圖 5-19 參數中位數與 Q1~Q3 區間，綜合比較曾文溪流域、高屏溪流域的參數與水文收支之差異，如圖 6-5、圖 6-6，因為從兩流域的參數比較中發現高屏溪的參數數值差異較大，故同時在荖濃溪及濁口溪各找流量模擬較好的年段進行比較，圖中括弧內的數值是濁口溪測站 2006 年段之資料。結果發現，曾文溪流域 CN 值略大，故降水多轉為地表逕流進入河道，且模式能從更深層之土壤提取蒸發水分（ESCO 略小），導致初始、最終土壤含水量之比例較低。再加上曾文溪流域的土壤水滲透到含水層的時間較長（AQUIFER_DELAY 較大），且地下水向上或下層移動之門檻較低（REVAP_MIN 較小），使其淺層含水層補給略少，導致雖然從參數來看淺層向深層含水層滲漏比例較高（PERCC_LTE 較大），但實際的深層含水層滲漏流出之比例卻略低。在基流方面，雖然基流反應較快（ALPHA 較大），但因為地下水轉變為基流之門檻較高（FLO_MIN 較大），故基流比例也較低。

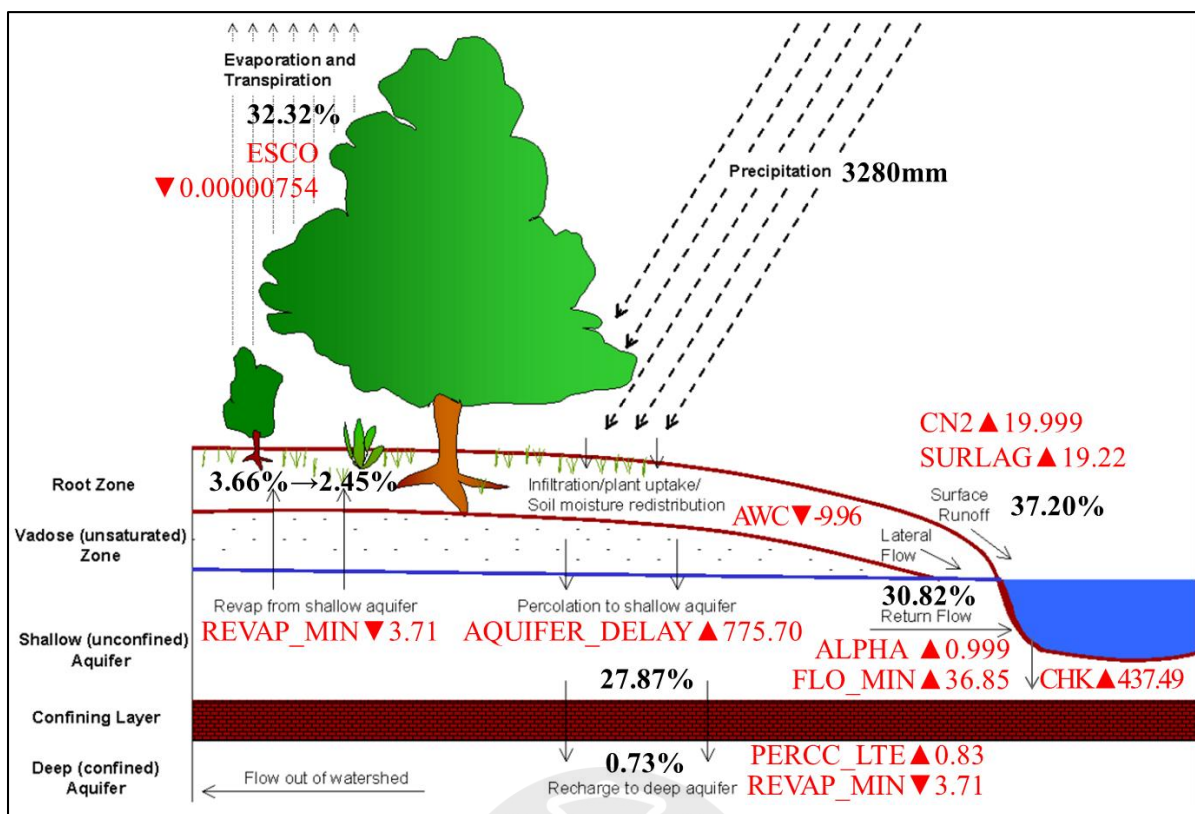


圖 6-5 測站雨量水文收支示意圖—曾文溪流域

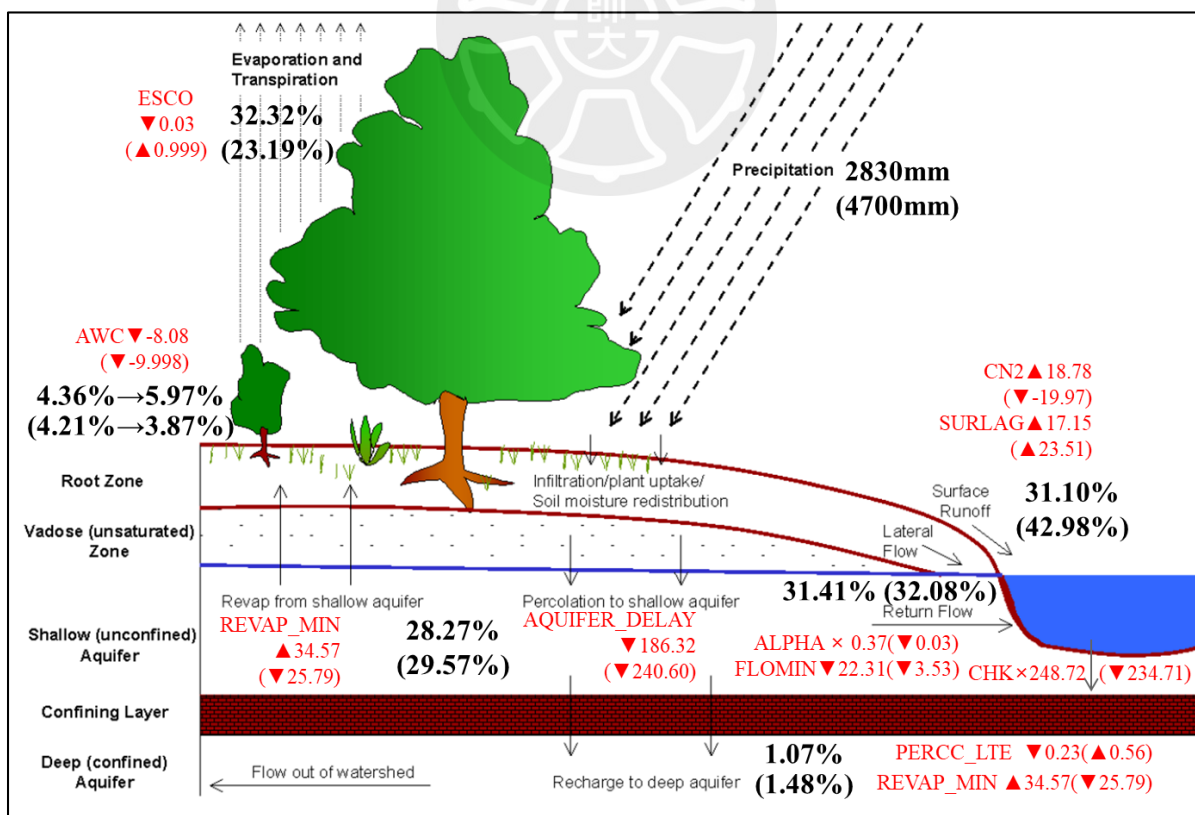


圖 6-6 測站雨量水文收支示意圖—荖濃溪 1983 年段（濁口溪 2006 年段）

三、兩種雨量資料對於水文收支之影響

若比較測站和網格雨量對水文收支的影響，如表 6-14。雖然不同雨量資料模擬的水文收支中，流量的兩種來源之比例無明顯差異，但可以發現網格雨量模擬的流量其佔降水量之比例較低。此外，從各項水文收支佔降水量之比例來看，網格雨量模擬的蒸發散比例都較高、初始土壤含水量之比例都較低，但最終土壤含水量卻沒有明顯的差異。而在含水層方面，網格雨量模擬的含水層總補給量比例較少，可能也連帶影響基流補注佔降水量之比例也低於測站雨量的模擬結果。

表 6-14 測站、網格雨量下兩流域的水文收支比例

比例	曾文溪		濁口溪 2006 年段		荖濃溪 1983 年段	
	測站	網格	測站	網格	測站	網格
基流/流量	45.32%	42.64%	42.74%	33.38%	50.25%	56.56%
地表逕流/流量	54.68%	57.36%	57.26%	66.62%	49.75%	43.44%
流量/降水量	68.02%	64.70%	75.06%	70.57%	62.51%	54.80%
基流/降水量	30.82%	27.58%	32.08%	23.56%	31.41%	30.99%
地表逕流/降水量	37.20%	37.11%	42.98%	47.01%	31.10%	23.81%
含水層總補給量/降水量	27.87%	24.98%	29.57%	21.19%	28.27%	27.30%
含水層滲漏流出/降水量	0.73%	0.75%	1.48%	1.06%	1.07%	0.87%
蒸發散/降水量	32.32%	35.74%	23.19%	28.31%	36.75%	44.71%
初始土壤含水量/降水量	3.66%	3.47%	4.21%	2.35%	4.36%	3.82%
最終土壤含水量/降水量	2.45%	1.61%	3.87%	3.77%	5.97%	7.45%

表 6-15 測站、網格雨量下兩流域的年均雨量、年均蒸發散量

單位:mm	曾文溪		濁口溪 2006 年段		荖濃溪 1983 年段	
	測站	網格	測站	網格	測站	網格
降水量	3280	2910	4700	3850	2830	2220
實際蒸發散	1060	1040	1090	1090	1040	992.5

根據表 6-14 水文收支平均值，以及參數中位數與 Q1~Q3 區間等資料，綜合比較測站雨量、網格雨量模擬結果的參數與水文收支之差異，如圖 6-7、圖 6-8、圖 6-9，在兩個流域都各找流量模擬較好的年段進行比較，圖中括弧內的數值是都是網格雨量之模擬狀況。結果發現，用網格雨量進行模擬時，蒸發散比例都較高，但如果以實際蒸發散來看，曾文溪流域、濁口溪流域測站及荖濃溪流域的測站與網格雨量的模擬結果都差不多，如表 6-15，表示網格雨量的年平均雨量本來就較少，故蒸發散佔降水量之比例明顯較高，同時也反映網格雨量其他項目的水文收支之比例可能大多都會偏低。搭配參數來看，網格雨量模擬的 CN 值與測站雨量一樣大或更高、地表逕流流進河道的比例卻都較低（SURLAG 數值更低），故地表逕流佔降水量之比例有高有低。在土壤層方面，土壤水滲透至含水層的時間較長（AQUIFER_DELAY 數值更高）、能從更深層的土壤中提取

蒸發水分 (ESCO 數值較小)，呼應網格雨量之蒸發散比例較高，且初始土壤含水量之比例較低的現象，反之含水層總補給量之比例則較低。雖然淺層含水層相關的參數並沒有一致的趨勢，但含水層的水量較少，可能連帶影響基流補注佔降水量之比例較低。另外，為了避免河道中的流量損失，其也河道較不易下滲 (CHK 數值更小)。綜上所述，網格雨量因為年平均降水量本來就比測站雨量更少，為了讓實際蒸發散量維持與測站雨量模擬差不多的量，進而排擠到其他水文收支項目的比例，在流量的部分，為了更貼近觀測資料，模式一方面讓降水主要以地表逕流流入河道，另一方面減少土壤水下滲到淺層含水層之比例，且河道水不易下滲流失，顯示出網格雨量與測站雨量之資料特性。

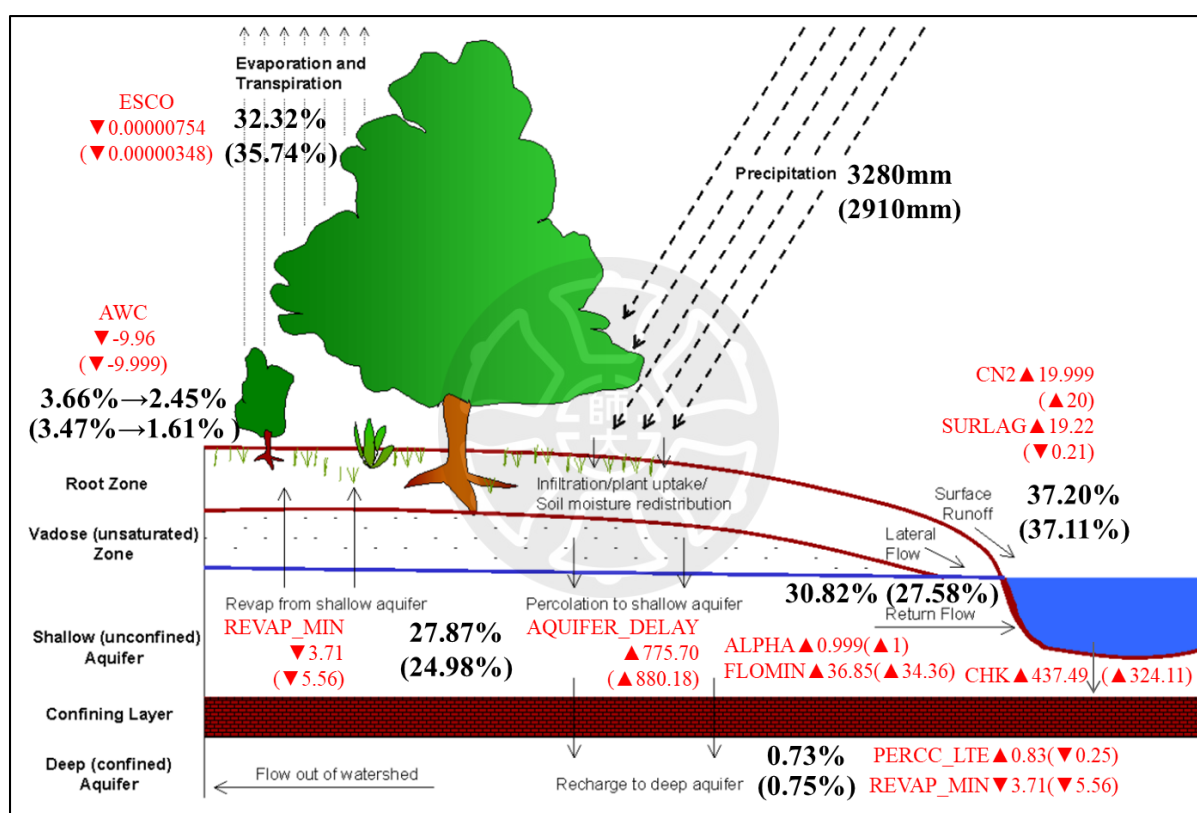


圖 6-7 曾文河流域水文收支示意圖—測站（網格雨量）模擬結果

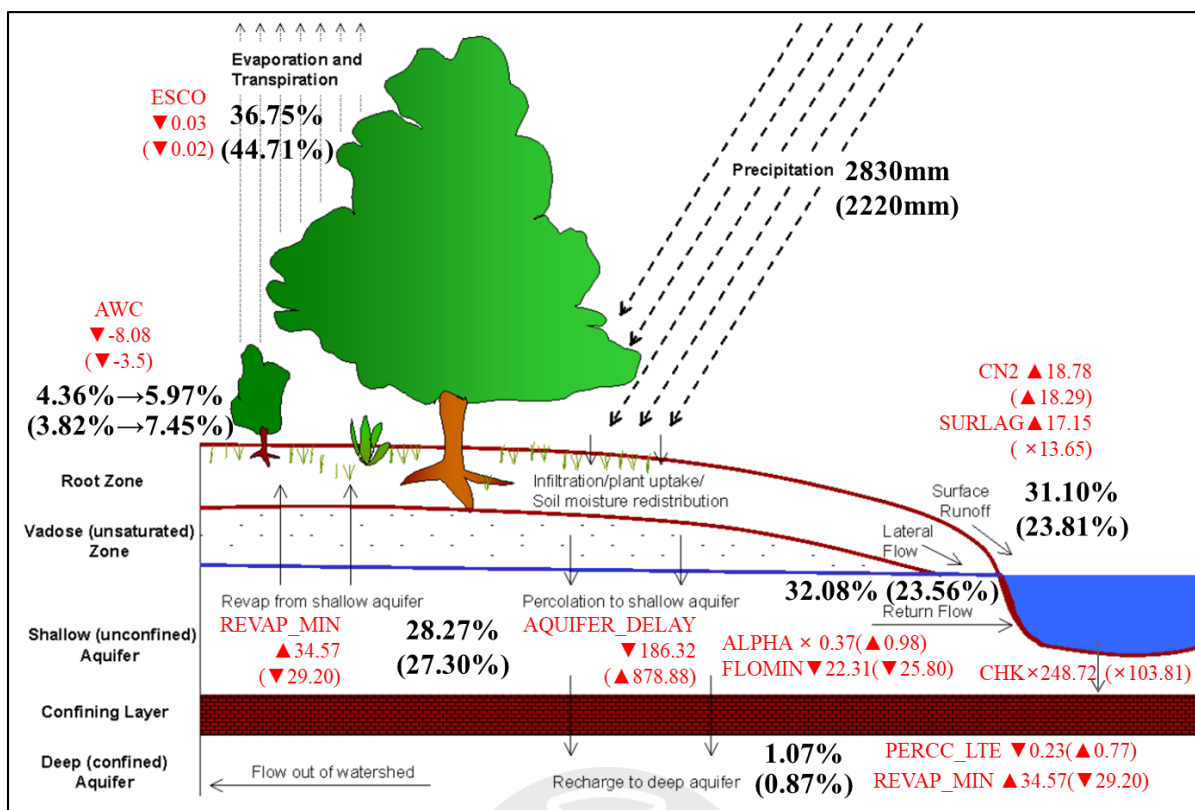


圖 6-8 荖濃溪集水區 1983 年段水文收支示意圖—測站（網格雨量）模擬結果

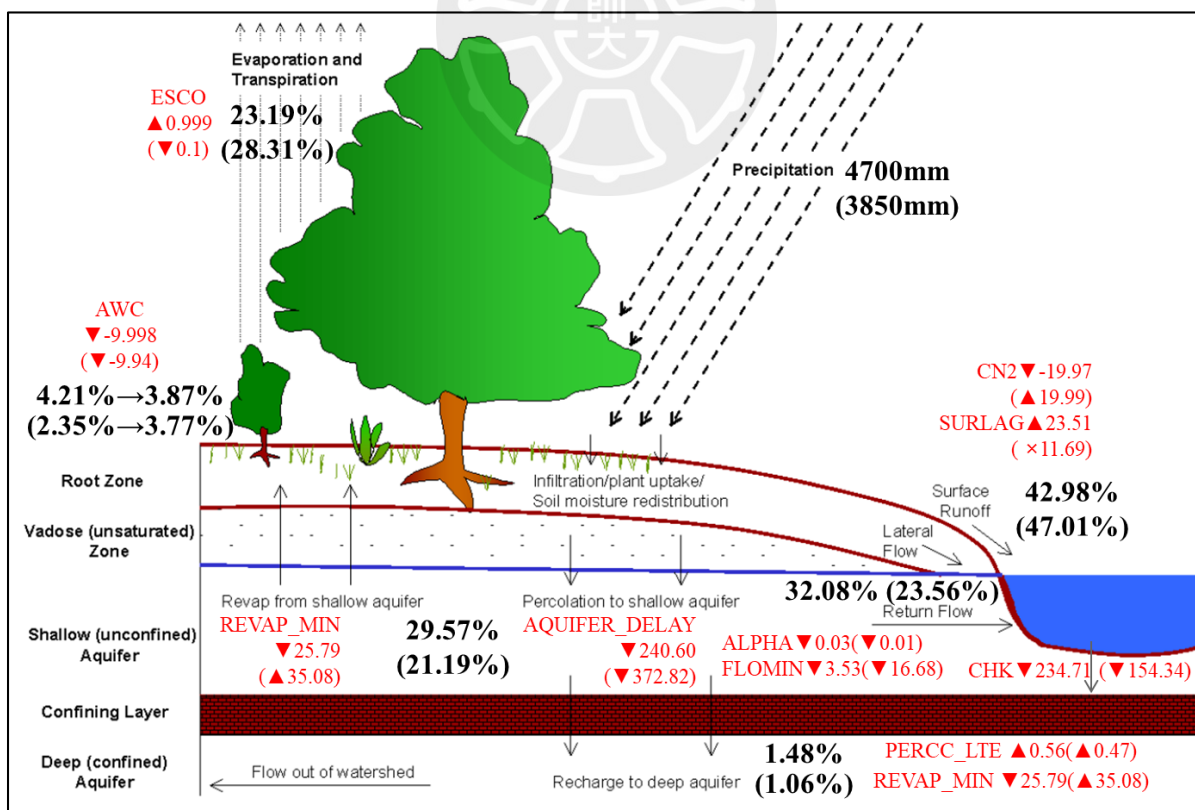


圖 6-9 濁口溪集水區 2006 年段水文收支示意圖—測站（網格雨量）模擬結果

第七章 結論與建議

1. SWAT+用測站雨量模擬之表現均優於網格雨量之模擬結果：

除了高屏溪流域雨流關係較差的兩個年段之外，濁口溪集水區 2006~2008 年測站雨量之流量的 NSE 達 0.62~0.63、logNSE 達 0.57~0.64；網格雨量之流量的 NSE 達 0.31~0.33、logNSE 達 0.56~0.58。而荖濃溪集水區 1983~2004 年測站雨量之流量的 NSE 達 0.54、logNSE 達 0.48~0.5；網格雨量之流量的 NSE 達 0.56~0.62、logNSE 達 0.42~0.47。在曾文水庫集水區 2005~2022 年測站雨量之流量的 NSE 達 0.55~0.58、logNSE 達 0.74~0.75；網格雨量之流量的 NSE 達 0.20~0.62、logNSE 達 0.28~0.69。整體而言，測站雨量的流量模擬結果在高、低流量事件均優於網格雨量的流量模擬結果。

2. 參數敏感度之排序與雨量資料之不同較無關係，整體的參數敏感程度大致由土壤層、淺層含水層到深層含水層遞減之趨勢：

綜合兩種雨量資料的參數敏感程度排名，最敏感的參數是 ESCO、CN2、AWC，三者都是影響土壤層以上水文流動之參數；其次是時而敏感，時而不敏感的參數 FLO_MIN、ALPHA、REVAP_MIN，三者都是影響淺層含水層水文流動相關的參數；最不敏感的參數則是 CHK、AQUIFER_DELAY、PERCC_LTE、SURLAG，大多也是與淺層、深層含水層有關的參數。

3. 曾文水庫流域與高屏溪流域之水文收支情況迥異，曾文水庫流域的初始和最終土壤含水量、淺層含水層補給與滲漏流出、基流之比例都比高屏溪流域較低：

從測站雨量的模擬結果來看，在兩流域水文收支方面，曾文溪流域 CN 值略大，故降水多轉為地表逕流進入河道，且模式能從更深層之土壤提取蒸發水分 (ESCO)，導致初始、最最終土壤含水量之比例較低。再加上曾文溪流域的土壤水滲透到含水層的時間較長 (AQUIFER_DELAY)，且地下水向上或下層移動之門檻較低 (REVAP_MIN)，使其淺層含水層補給略少，導致雖然從參數來看淺層向深層含水層滲漏比例較高 (PERCC_LTE)，但實際的深層含水層滲漏流出之比例卻略低。在基流方面，雖然基流反應較快 (ALPHA)，但因為地下水轉變為基流之門檻較高 (FLO_MIN)，故基流比例也較低。

4. 利用測站雨量與網格雨量模擬所得之水文收支情況迥異，用網格雨量模擬水文收支的蒸發散比例明顯較高，使初始土含水量、含水層補注及基流之比例都低於測站雨量：

網格雨量因為年平均降水量本來就比測站雨量更少，為了讓實際蒸發散量維持與測站雨量模擬差不多的量，進而排擠到其他水文收支項目的比例。網格雨量 CN 值與測站雨量一樣大或更高、地表逕流流進河道的比例卻都較低 (SURLAG)，故地表逕流佔降水量之比例有高有低。在土壤層方面，土壤水滲透至含水層的時間較長 (AQUIFER_DELAY)、能從更深層的土壤中提取蒸發水分 (ESCO)，代表出網格雨量之蒸發散比例較高，且初始土壤含水量之比例較低的現象，反之含水層總補給量之比例則較低。雖然淺層含水層相關的參數並沒有一致的趨勢，但含水層的水量

較少，可能連帶影響基流補注佔降水量之比例較低。另外，為了避免河道中的流量損失，其河道也較不易下滲（CHK），顯示出網格雨量與測站雨量之資料特性。

5. **以不同雨量資料為輸入會影響集水區模擬的流量及水文收支：**

本研究結果顯示，在使用不同來源的雨量進行水文模擬時，應特別注意雨量資料的選用對結果會造成之影響，需要更多額外的調查工作才能確保水文收支模擬結果之正確性。



參考文獻

- Andaryani, S., Ershadfath, F., & Nourani, V. (2021). The sensitivity analysis and performance of SWAT+ in simulation of stream flow in a mountainous catchment. *International Conference on Natural Resources and Sustainable Environmental Management*, AO, P. C.-L. (2008). LOAD AND FLOW ESTIMATION: HARP-NUT GUIDELINES AND SWAT MODEL.
- Arnold, J., & Allen, P. (1996). Estimating hydrologic budgets for three Illinois watersheds. *Journal of hydrology*, 176(1-4), 57-77.
- Asurza-Véliz, F. A., & Lavado-Casimiro, W. S. (2020). Regional parameter estimation of the SWAT model: Methodology and application to river basins in the Peruvian pacific drainage. *Water*, 12(11), 3198.
- Beven, K., Kirkby, M., Schofield, N., & Tagg, A. (1984). Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three UK catchments. *Journal of hydrology*, 69(1-4), 119-143.
- Beven, K. J., & Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology/Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. *Hydrological Sciences Journal*, 24(1), 43-69.
- Bieger, K., Arnold, J. G., Rathjens, H., White, M. J., Bosch, D. D., Allen, P. M., Volk, M., & Srinivasan, R. (2017). Introduction to SWAT+, A Completely Restructured Version of the Soil and Water Assessment Tool. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 53(1), 115-130. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/1752-1688.12482>
- Deb, K., Agrawal, S., Pratap, A., & Meyarivan, T. (2000). A fast elitist non-dominated sorting genetic algorithm for multi-objective optimization: NSGA-II. *Parallel Problem Solving from Nature PPSN VI: 6th International Conference Paris, France, September 18–20, 2000 Proceedings 6*,
- Devia, G. K., Ganasri, B. P., & Dwarakish, G. S. (2015). A review on hydrological models. *Aquatic procedia*, 4, 1001-1007.
- Easton, Z., Fuka, D., White, E., Collick, A., Biruk Ashagre, B., McCartney, M., Awulachew, S., Ahmed, A., & Steenhuis, T. (2010). A multi basin SWAT model analysis of runoff and sedimentation in the Blue Nile, Ethiopia. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(10), 1827-1841.
- Eini, M. R., Javadi, S., Delavar, M., Gassman, P. W., & Jarihani, B. (2020). Development of alternative SWAT-based models for simulating water budget components and streamflow for a karstic-influenced watershed. *Catena*, 195, 104801.
- Gao, H., Tang, Q., Shi, X., Zhu, C., Bohn, T., Su, F., Sheffield, J., Pan, M., Lettenmaier, D., & Wood, E. F. (2010). Water budget record from Variable Infiltration Capacity (VIC)

- model. *Algorithm theoretical basis document for terrestrial water cycle data records*, 120-173.
- Graf, A., Bogen, H. R., Drüe, C., Hardelauf, H., Pütz, T., Heinemann, G., & Vereecken, H. (2014). Spatiotemporal relations between water budget components and soil water content in a forested tributary catchment. *Water Resources Research*, 50(6), 4837-4857.
- Gutierrez, J. C. T., Adamatti, D. S., & Bravo, J. M. (2019). A new stopping criterion for multi-objective evolutionary algorithms: application in the calibration of a hydrologic model. *Computational Geosciences*, 23, 1219-1235.
- Healy, R. W., Winter, T. C., LaBaugh, J. W., & Franke, O. L. (2007). *Water budgets: foundations for effective water-resources and environmental management* (2330-5703).
- Huntington, T. G. (2006). Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *Journal of hydrology*, 319(1-4), 83-95.
- Kakarndee, I., & Kositsakulchai, E. (2020). Comparison between SWAT and SWAT+ for simulating streamflow in a paddy-field-dominated basin, northeast Thailand. E3S web of conferences,
- Krause, P., Boyle, D., & Bäse, F. (2005). Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in geosciences*, 5, 89-97.
- Lehmann, F., Vishwakarma, B. D., & Bamber, J. (2022). How well are we able to close the water budget at the global scale? *Hydrology and Earth System Sciences*, 26(1), 35-54.
- Lin, G.-Z., Hsu, S.-Y., Ho, C.-C., Chen, C.-F., Huang, J.-C., & Lee, T.-Y. (2022). Application of Soil and Water Assessment Tool (SWAT) to evaluate the fates of nitrogenous fertilizer in subtropical mountainous watershed tea farms. *Environmental monitoring and assessment*, 194(3), 213.
- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Bingner, R. L., Harmel, R. D., & Veith, T. L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885-900.
- Moyers, K., Sabie, R., Waring, E., Preciado, J., Naughton, C. C., Harmon, T., Safeeq, M., Torres-Rua, A., Fernald, A., & Viers, J. H. (2023). A Decade of Data-Driven Water Budgets: Synthesis and Bibliometric Review. *Water Resources Research*, 59(11), e2022WR034310.
- Neitsch, S. L., Arnold, J. G., Kiniry, J. R., & Williams, J. R. (2011). *Soil and water assessment tool theoretical documentation version 2009*.
- Safeeq, M., Bart, R. R., Pelak, N. F., Singh, C. K., Dralle, D. N., Hartsough, P., & Wagenbrenner, J. W. (2021). How realistic are water-balance closure assumptions? A demonstration from the southern sierra critical zone observatory and kings river experimental watersheds. *Hydrological Processes*, 35(5), e14199.

- Saksa, P. C., Conklin, M. H., Battles, J. J., Tague, C. L., & Bales, R. C. (2017). Forest thinning impacts on the water balance of Sierra Nevada mixed-conifer headwater basins. *Water Resources Research*, 53(7), 5364-5381.
- Scanlon, B. R., Zhang, Z., Save, H., Sun, A. Y., Müller Schmied, H., Van Beek, L. P., Wiese, D. N., Wada, Y., Long, D., & Reedy, R. C. (2018). Global models underestimate large decadal declining and rising water storage trends relative to GRACE satellite data. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(6), E1080-E1089.
- Shen, H., Tolson, B. A., & Mai, J. (2022). Time to update the split-sample approach in hydrological model calibration. *Water Resources Research*, 58(3), e2021WR031523.
- Shiau, J.-T., & Hsiao, Y.-Y. (2012). Water-deficit-based drought risk assessments in Taiwan. *Natural hazards*, 64, 237-257.
- Singh, V. P. (2016). *Handbook of applied hydrology* (2nd ed.).
- Suryavanshi, S., Pandey, A., & Chaube, U. C. (2017). Hydrological simulation of the Betwa River basin (India) using the SWAT model. *Hydrological Sciences Journal*, 62(6), 960-978.
- Trenberth, K. E., Smith, L., Qian, T., Dai, A., & Fasullo, J. (2007). Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data. *Journal of Hydrometeorology*, 8(4), 758-769.
- Yang, L., Zhu, A., Shao, J., & Chi, T. (2018). A knowledge-informed and pareto-based artificial bee colony optimization algorithm for multi-objective land-use allocation. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 7(2), 63.
- USGS. (2023). The Water Cycle. <https://doi.org/10.3133/gip221>
- BBC NEWS (2019)。全球水資源：三分之一人類「高度缺水」。
<https://www.bbc.com/zhongwen/trad/world-49254681>
- Swat+. (2023). Swat+ Input/Output File Documentation, Version 2016. chrome-extension://efaidnbmninnibpcajpcgclclefindmkaj/https://swat.tamu.edu/media/116078/inputs_swatplus.pdf
- Swat+. (2024). Theoretical Documentation Section 2: Hydrology.
<https://swatplus.gitbook.io/io-docs/theoretical-documentation/section-2-hydrology>
- 林冠州 (2017)。應用非點源污染模式 SWAT 模擬翡翠水庫上游集水區流量及氮素之輸出與移動。〔碩士論文。國立臺灣師範大學〕臺灣博碩士論文知識加值系統。
<https://hdl.handle.net/11296/63tahg>。
- 楊偉甫 (2010)。台灣地區水資源利用現況與未來發展問題。台灣水環境再生協會。用水合理化與新生水水源開發論壇。
- 童蕙儒 (2022)。SWAT+模式之地景單元與靈活空間組態對改善水庫集水區模擬之評估。〔碩士論文。國立臺北科技大學〕臺灣博碩士論文知識加值系統。
<https://hdl.handle.net/11296/w264nt>。
- 經濟部 (2014)。重大水資源規劃作業計畫 (103-108 年)，台北市，臺灣。

經濟部（2025）。水源。

[https://www.wra.gov.tw/cl.aspx?n=6230#:~:text=%E8%87%BA%E7%81%A3%E5%9C%B0%E5%8D%80%E8%BF%91%E5%8D%81%E5%B9%B4,%25\)%EF%BC%8C%E8%80%8C%E5%9C%B0%E4%B8%8B%E6%B0%B4%E6%8A%BD%E6%B0%B4%E9%87%8F](https://www.wra.gov.tw/cl.aspx?n=6230#:~:text=%E8%87%BA%E7%81%A3%E5%9C%B0%E5%8D%80%E8%BF%91%E5%8D%81%E5%B9%B4,%25)%EF%BC%8C%E8%80%8C%E5%9C%B0%E4%B8%8B%E6%B0%B4%E6%8A%BD%E6%B0%B4%E9%87%8F)

經濟部水利署（2025）。水利名詞。

https://www.wra.gov.tw/NewsRiverNoun_Content.aspx?n=25142&s=2023

經濟部水利署南區水資源分署（2023）。曾文水庫集水區水文。

<https://web.wra.gov.tw/swreeis/cp.aspx?n=8135>

經濟部水利署第七河川分署（2021）。高屏溪。

<https://www.wra.gov.tw/wra07/cp.aspx?n=12494>

鄭文森（2023）。Taiwan's water woes: Can anything be done?。天下雜誌。

https://english.cw.com.tw/article/article.action?id=3438&utm_source=chatgpt.com

