



國立台灣大學工學院土木工程學系

碩士論文

Department of Civil Engineering

College of Engineering

National Taiwan University

Master Thesis

紅樹林作為國土保育自然解方之潛力評估

Mangrove ecosystems as potential nature-based solutions in
enhancing sediment trap efficiency against coastal erosion

王丰聖

Feng-Sheng Wang

指導教授：施上粟 博士

Advisor: Shang-Shu Shih, Ph.D.

中華民國 112 年 7 月

July 2023



國立臺灣大學碩士學位論文
口試委員會審定書

MASTER'S THESIS ACCEPTANCE CERTIFICATE
NATIONAL TAIWAN UNIVERSITY

紅樹林作為國土保育自然解方之潛力評估

Mangrove ecosystems as potential nature-based solutions in enhancing sediment trap efficiency against coastal erosion

本論文係王丰聖(R10521304)在國立臺灣大學土木工程研究所水利工程組完成之碩士學位論文，於民國 112 年 6 月 28 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明。

The undersigned, appointed by the Department of Civil Engineering on June 28, 2023 have examined a Master's thesis entitled above presented by Feng Sheng Wang (R10521304) candidate and hereby certify that it is worthy of acceptance.

口試委員 Oral examination committee:

(指導教授 Advisor)

徐景雲

胡明哲

系主任/所長 Director:
葛子綱



誌謝

不知不覺，學生生活就要結束了，回顧我的求學歷程，首先最感激的無非是一直在背後支持我的家人們，感恩爸爸和媽媽自幼培養我正確的價值觀、為了提供我更好的讀書環境從幼稚園至國中上課時不辭辛勞地開車半小時帶我到豐原就學，感謝姐姐在我遭遇瑣事或不順心時給予適時的幫助和開導，在求學階段感激家人們無微不至的照顧與關懷，讓我可以心無旁騖地精進自己。

推甄時非常幸運的得到施上粟老師的認可，成功進入 NTUCE908。碩士班求學期間，施老師會時不時我的關心修課和生活狀況、每次開會時也很細心地給出明確的建議引導我。此外，老師也鼓勵並提供我現地調查和協助計畫撰寫的機會，讓我得以累積研究外的實際經驗，如此扎實和完整的訓練，促使我可以順利完成學業，真的衷心感謝老師這兩年的栽培與教導。口試期間，謝謝游景雲教授以及胡明哲教授細心指正和寶貴建議，幫助我完善我的碩士論文。同時，感謝「謝毅雄先生紀念獎學金」和「廣信工程公司水工試驗所獎學金」，以及其他在求學期間幫助我的捐款人。

接著我要感謝這兩年為我解惑、陪我出差，有時甚至一起熬夜趕報告的耀文學長、中澤學長、敬驛學長、于萱學姊、宸羽學姊、曉鄧和榮憲，因為有你們無私的幫助使我可以順利適應碩士班生活，減輕課業、跑模式、寫計畫以及研究時會面臨的困境，如果沒有你們，或許我的碩士生活也許會更加艱辛。同樣地，也要謝謝維中、絅宜、岳澄和光暉對觀新藻礁的協助。

最後，我要感謝陪我一起聊天、玩遊戲、吃飯、逛街的夥伴們：晟維、泓杰、曉鄧、一云、丞謙、嘉梅、子薰、昀宗、胤勳、娟萱、宣燁、牧恩、聖鋒、孟哲等，跟你們在一起，我才可以毫無牽掛的傾訴我的所見所聞，也感謝你們這些年來寬容地忍受我不定時的騷擾，以後的日子還要繼續依賴你們了。



摘要

因溫室氣體濃度上升導致的氣候變遷在全球各地造成不同程度與類型的災害事件，紅樹林生態系除了具備吸碳、固碳、底床土壤累積碳含量等優異碳匯能力外，紅樹林濕地的地形抬昇特性有機會對抗海平面上升帶來的衝擊，包括海岸線退縮。本研究區域位於桃園市新屋溪河口，屬於紅樹林與藻礁生態複合共生系統，本研究假設紅樹林生態系統具備囚砂能力，是作為國土保育的重要生態工程策略，並可藉此降低排入下游藻礁生態系統的砂量及懸浮泥砂濃度，呼應近年國際間大力倡議之自然解方精神(nature-based solution, NbS)。

本研究進行地形、水位、流速等現地調查，包括 UAV、壓力式水位計、都普勒流速剖面儀等，並收集水文、泥砂、空照圖資等歷史資料以建立數值模式並進行模式驗證；結果顯示，本研究建立的模式在當時水位驗證下具有非常良好的品質($NSE=0.9821$)具備可信度，同時在高流量測試下所設置之結構物功能可在不影響模式水流分布下達成預設的阻力，而模式選用之適當輸砂公式透過模式建議之採用公式、歷年正射影像資料以及輸砂公式原理選定。另外，本研究進行 9 種情境之模擬分析：3 種「25 年重現期入流泥砂濃度」搭配 3 種「下游河口水位」條件；情境模擬結果顯示，入流泥砂濃度是影響濕地沖淤深度及範圍最大的因子，入流濃度提升淤積越多越廣，至於下游水位上升的影響程度相對而言屬較次要因子，研究也發現入流泥砂濃度提升至兩倍後對灘地整體高程變化為 0.27 mm/yr ，因未考量到紅樹林本身的生物堆積作用，故尚不足以達到平均海平面上升速率(2.35 mm/yr)，但紅樹林確實提供近岸藻礁生態系自然囚砂機制，而此固砂效益也展現其作為延緩國土流失自然解方的潛力。

關鍵字：紅樹林、固砂、國土保育、海平面上升、藻礁、自然解方



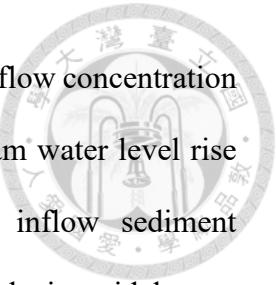
Abstract

Climate change caused by increased greenhouse gas concentrations has resulted in varying degrees and types of disasters worldwide. The mangrove ecosystem, in addition to its excellent carbon sequestration capacity, such as carbon absorption, fixation, and accumulation in the sediment, has been able to counteract the impacts of rising sea levels, including coastal erosion.

This study hypothesizes that the mangrove ecosystem has sediment-trapping capability, making it an essential ecological engineering strategy for land conservation. Reducing the sediment load and suspended sediment concentration entering the downstream algal reef ecosystem aligns with the spirit of nature-based solutions (NbS), which has been strongly advocated internationally in recent years.

The study area is located at the mouth of Xinwu River in Taoyuan City, with a complex symbiotic system of mangroves and algal reefs. We conducted field surveys on topography, water levels, and flow velocities using UAVs, pressure transducers, and ADCP. Historical data on hydrology, sediment, and aerial photographs were also collected and incorporated with the filed investigation to establish a numerical model and the relevant model validation. The results showed that the model developed in this study exhibited excellent quality ($NSE=0.982$) and reliability when validated against steady-state water levels. The structural elements installed for high-flow testing achieved the intended resistance without affecting the water flow distribution. The appropriate sediment transport formulas were selected based on the literature recommendations, historical orthophotos, and principles of sediment transport formulas.

Furthermore, the study conducted simulations for nine scenarios involving the 25-year-return-period inflow sediment concentration combined with downstream water levels. The simulation results indicated that inflow sediment concentration was the most



influential factor affecting wetland siltation depth and extent. As the inflow concentration increased, siltation became more extensive. The impact of downstream water level rise was relatively minor. The study also found that doubling the inflow sediment concentration resulted in an overall elevation change of 0.27 mm/yr in the intertidal zone. Although it is insufficient to meet the average rate of sea-level rise (2.35 mm/yr), the mangrove forest provides a natural sediment-trapping mechanism for nearshore algal reef ecosystems. The sediment retention benefits demonstrated its potential as a nature-based solution to mitigate the land loss caused by the increased inundation under rising sea levels.

Keywords: Mangrove, Algal reef, Sediment trap, Land conservation, Sea level rise,

Nature-based solution

目錄



論文口試委員審定書	iii
誌謝	ii
摘要	iii
Abstract	iv
目錄	vi
圖目錄	ix
表目錄	xi
第一章 緒論	1
1.1 研究背景	1
1.2 研究假說與目的	4
1.3 論文架構	4
第二章 文獻回顧	5
2.1 紅樹林介紹	5
2.2 紅樹林的固砂及對抗海平面上升潛力	6
2.3 紅樹林的碳匯及固碳能力	7
2.4 藻礁生態系統	8
2.5 自然解方	9
第三章 現地調查方法	11
3.1 地形調查	12
3.2 水文調查	15
3.3 河道與灘地底床調查	17
第四章 模式理論與設定	18
4.1 SRH-2D 模式理論	19
4.1.1 水理相關方程式	19



4.1.2	結構物阻力計算	21
4.1.3	輸砂原理與相關方程式	22
4.2	SRH-2D 模式設定	24
4.2.1	網格建置	24
4.2.2	底床參數設定	25
4.2.3	結構物設置	29
4.2.4	出入流邊界及土層厚度	30
4.2.5	輸砂公式選擇	30
第五章	結果與討論	32
5.1	現地調查成果	32
5.1.1	地形調查結果	32
5.1.2	水文調查結果	35
5.1.3	灘地調查成果	39
5.2	模式建立	40
5.2.1	模式條件設定	40
5.2.2	參數調整及模式驗證	45
第六章	情境設定與模擬分析	55
6.1	情境假設與邊界條件設定	55
6.1.1	25 年重現期上游流量與泥砂濃度條件	55
6.1.2	下游水位條件	59
6.1.3	模式模擬最終參數設定	61
6.2	情境模擬成果	62
6.2.1	研究區域在原始條件下的模擬成果	62
6.2.2	九種情境模擬的參數統整與分析	71
6.3	討論	72



第七章	結論與建議	77
7.1	結論	77
7.2	建議	78
參考文獻	79
附件 1	85
附件 2	88
附件 3	91
附件 4	93

圖目錄



圖 1.1 桃園市新屋溪觀新藻礁保護區範圍圖	3
圖 1.2 研究區域示意圖	3
圖 3.1 整體調查規劃流程圖	11
圖 3.2 LPS 連通管裝置示意圖	14
圖 3.3 水文調查分布圖	15
圖 3.4 河道底床調查與灘地土壤層厚度調查分布圖	17
圖 4.1 SRH-2D 不同輸砂行為與底床分層示意圖	23
圖 4.2 模式網格建置成果（顏色分布為 DEM 變化）	25
圖 5.1 LPS 穿越線調查成果	32
圖 5.2 調查區域正射影像解算成果	34
圖 5.3 新屋溪口 DSM 解算成果	34
圖 5.4 研究區域 DEM 整合成果	35
圖 5.5 觀測水位高程變化	36
圖 5.6 水位資料補遺操作流程	38
圖 5.7 水位資料補遺成果(pt_downR)	38
圖 5.8 土壤粒徑分布曲線	39
圖 5.9 行水區底床質調查與分界線	40
圖 5.10 模式底床曼寧 n 值及土層厚度設定	41
圖 5.11 研究區域左岸紅樹林灘地樹高與密度分布圖	43
圖 5.12 SRH-2D 結構物布置成果及其影響範圍示意圖	44
圖 5.13 不同結構物孔隙率(β)與紅樹林灘地曼寧 n 值的水位變化	46
圖 5.14 新屋溪下游灘地範圍變化	53
圖 6.1 24 小時常態分佈同位序法之有效降雨歷線圖	56
圖 6.2 保興橋 25 年重現期洪峰歷線	58



圖 6.3 模式入流流量與泥砂濃度歷線	58
圖 6.4 原始條件於第 6 小時之沖淤變化成果	62
圖 6.5 原始條件於第 14 小時之沖淤變化成果	63
圖 6.6 原始條件於第 14 小時之底床d50變化成果	64
圖 6.7 原始條件於第 14 小時之底床剪應力變化成果	64
圖 6.8 原始條件於第 17 小時之沖淤變化成果	65
圖 6.9 原始條件於第 17 小時之底床d50變化成果	66
圖 6.10 原始條件於第 17 小時之水流懸浮泥砂濃度分布	67
圖 6.11 原始條件於第 17 小時之水流流速分布	67
圖 6.12 原始條件於第 30 小時之沖淤變化成果	68
圖 6.13 研究區域代表性點位之輸砂模擬刷淤變化成果	69
圖 6.14 研究區域左岸灘地上下游泥砂濃度變化成果	70
圖 6.15 研究區域使用結構物功能或調整曼寧 n 值之底床剪應力差異圖	70
圖 6.16 研究區域灘地劃分示意圖	71

表目錄



表 4.1 SRH-2D 不同結構物對應之阻力係數(Cd).....	22
表 4.2 不同棲地底床對應的現地條件與參考文獻建議之曼寧 n 值	26
表 4.3 渠道中值粒徑(d50)對應的最小曼寧 n 值(Benson & Dalrymple, 1967).....	27
表 4.4 天然小渠道（水面寬小於 30.48m）之建議 n 值(Chow, 1959)	27
表 4.5 洪水平原曼寧 n 值建議表(Chow, 1959)	28
表 4.6 渠道曼寧 n 值調整建議表(Cowan, 1956)	29
表 4.7 SRH-2D 輸砂公式及其適用河床質	31
表 5.1 空拍機型號與其餘細部參數	33
表 5.2 下游右岸水位資料補遺參數	37
表 5.3 研究區域紅樹林總濕周寬與 SRH-2D 結構物參數設定及計算成果	44
表 5.4 結構物孔隙率(β)水位驗證之模式參數設定	45
表 5.5 NSE 模式品質對照表.....	47
表 5.6 常時水位率定驗證之模式參數設定	48
表 5.7 常時水位率定驗證成果	50
表 5.8 SRH-2D 中 Wilcock and Crowe 輸砂公式參數設定	54
表 6.1 模式模擬最終參數設定	61
表 6.2 不同年度推估之入流條件灘地平均高程變化及海平面可能上升高度	73
表 6.3 不同下游海平面高程在入流濃度為 300ppm 之灘地沖淤模擬成果	74
表 6.4 不同下游海平面高程在入流濃度為 600ppm 之灘地沖淤模擬成果	75
表 6.5 不同下游海平面高程在入流濃度為 1200ppm 之灘地沖淤模擬成果	76

第一章 緒論



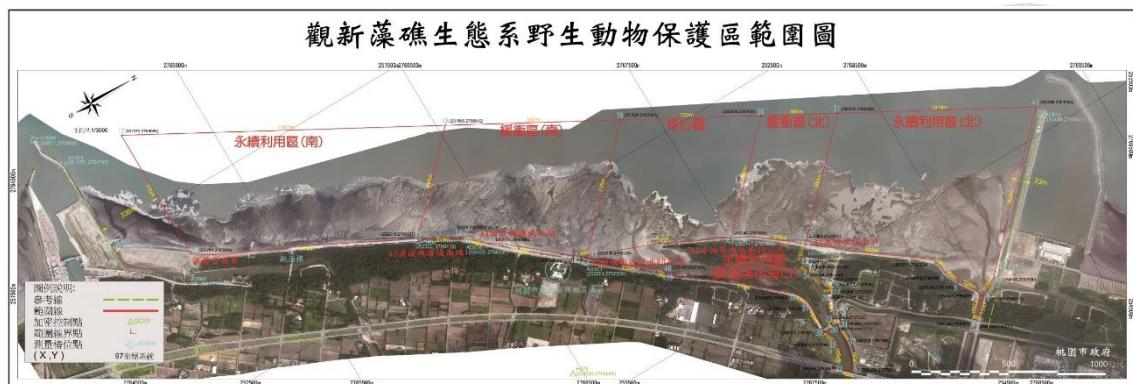
1.1 研究背景

自 19 世紀末工業革命後，人們借助機器擴張工業生產在促進人類文明發展，與此同時交通機能改善促進經貿發展帶動全球消費力上升，並加強人類對工業化的仰賴程度提升機械使用，而機械動力源主要來自化石燃料的燃燒排放二氧化碳、甲烷和氮氧化物等溫室氣體。溫室氣體在地球內會降低能量的輻射散失，造成地球平均溫度持續上升加劇全球暖化，令人擔心的是全球暖化會影響全球氣候系統，形成嚴峻的氣候變遷問題。溫度上升造成南北兩極冰川融化流入大海，白皚的冰川逐漸消失的同時，原先可藉由反射回到太空的太陽能量將由海水吸收並提升海水溫度，如此往復的惡性循環將拉抬全球平均溫度，並加速全球海平面上升速度，須注意的是大量淡水湧入海洋可能造成溫鹽環流效果下降，並且冰冷海水也將影響洋流溫度，造成鄰近洋流地區的氣候產生改變。除了冰川造成海平面上升，因溫度上升長年儲存於高緯度永凍土層下的溫室氣體將因凍土層融化重新釋放至大氣中提高溫室氣體濃度。此外，溫暖海水可以提供更多能量給熱帶氣旋並促使其形成強度更大結構更穩定的颱風或颶風，對於受侵襲機率較高的地區將提升當地政府與民眾面對比以往更大型的災害事件，對於基礎防災設施的設計、建造、加強與修繕都會是一筆不斐的經費開支。近年也察覺氣候變遷，提高全球各地極端事件的發生，包含方才提及的颱風事件，各地最高與最低氣溫持續刷新歷史紀錄、因高溫乾燥產生的森林火災、水資源時間空間強度分配不均等事件層出不窮，以上現象造成往年不會下雨的區域開始發生強降雨，或是應降雨區域但不降雨產生的乾旱事件，還有降雨型態產生改變，對各國社經及農業作物都產生重大影響，以上氣候變遷產生的問題恐使水資源和糧食成為未來人類爭取權益的導火線。

World Meteorological Organization (2022)報告指出，全球平均地表溫度相對 1850 年至 1900 年已上升 1.1 ± 0.13 度，當中因人類行為產生的溫室氣體排放是

主要驅動因素。Saintilan et al. (2020)說明近年海平面平均年上升速率為 3.4mm，相對 20 世紀的 1.8mm 增加接近一倍。為此落實《巴黎協定》限制全球溫度上升的目標，聯合國 195 個成員國正推行「淨零排放」，除了盡快減少溫室氣體的排放，還需大幅增加碳吸存能力，例如：復林、植林、改良土壤增加碳匯量、將大氣中碳封存在藍碳系統內等。大多數國家期望在 2050 年達成「碳中和」目標，也就是碳排放量與碳吸存量平衡。依據 IPCC (2021)AR6 指出，仍有可能在 21 世紀末限制升溫在 1.5°C 以內，但前提是經濟發展與能源使用必須轉型。為了滿足先前論述之前提臺灣行政院國家發展委員會已將「自然碳匯」納入 2050 淨零轉型十二項關鍵戰略，當中提及紅樹林(Mangrove)、鹽沼(Salt marshes)與海草床(Seagrass beds)是藍碳中極具潛力的碳庫。

本文研究區域位處桃園市觀音鄉新屋溪出海口處至上游保興橋河段，屬於民國111年5月7日經行政院海洋委員會核定為「桃園觀新藻礁生態系野生動物保護區」中的永續利用區（新屋溪出海口）(如圖1.1所示)，觀新藻礁是臺灣目前保存最完善且面積最大的藻礁生態系。經調查研究區域內除了藻礁生態系，在新屋溪出海口灘地遍布人工造林（薛美莉，1995）的大面積紅樹林混生林，品種以水筆仔(*Kandelia obovata*)為主海茄冬(*Avicennia marina*)為輔，下游右岸靠海側種植木麻黃和黃槿等植被作為防風林，保興橋附近灘地植生則是蘆葦或象草。當地生物除魚類外，在河床也有發現蜆、螺或其他底棲生物，因有灘地分布招潮蟹和彈塗魚也可在研究區域內觀察到，此外，經全年度四次鳥類調查得知研究區域內共記錄到33科59種644隻次，包含二級和三級保育類，這些鳥類大部分選擇休息或覓食（桃園市政府，2023）。以上調查成果顯示，新屋溪下游複合式生態系統提供眾多生物棲息、生存或休憩，複雜而穩定的生態關係網是生態多樣性的表現方式。



資料來源：<https://algal-reef.tycg.gov.tw/Index>

圖 1.1 桃園市新屋溪觀新藻礁保護區範圍圖

新屋溪屬於桃園市市管河川，全長約 13.11 公里，流域面積 19.83 平方公里，平均坡度約千分之六，但鄰近出海口處坡度漸緩為千分之三，流域年平均降雨量約 1900 毫米，該河川底床泥砂包含粘土、砂石與礫石，經調查流域範圍內的土地利用主要以農業用地為主佔比 80%，其次之建築用地約佔 10%（經濟部水利署，2012）。



圖 1.2 研究區域示意圖



1.2 研究假說與目的

透過上節研究背景和下章文獻回顧，已知紅樹林具有囚砂與固砂之功效，對於灘地自身增長及降低泥砂出流濃度有正面效益，故本文提出兩假說：

1. 紅樹林囚砂及固砂能力可應對海平面上升
2. 紅樹林可降低泥砂濃度，提供下游藻礁良好生存環境

為達成上述兩假說，本研究旨在建立桃園市新屋溪出海口處具有可信度之水理與輸砂模式，並藉此執行不同情境模擬，分析灘地區域在紅樹林根系產生之阻力影響下是否有產生囚砂效果，並推估研究區域灘地年平均上升速率能否足以成為應對該區海平面上升的國土保育手段。

1.3 論文架構

第一章 序論：敘述研究背景、目的以及本文章節架構。

第二章 文獻回顧：列舉近年紅樹林作為碳匯、消能並減緩土壤流失、抵禦海平面上升以及紅樹林與藻礁生態系統貢獻和自然解決方案之文獻回顧。

第三章 現地調查方法：陳述本研究現地調查完整流程，包含各種方法選擇原因與調查原理。

第四章 模式理論與設定：簡述 SMS SRH-2D 的運算公式以及水裡或輸砂模式建立時所需設定之參數。

第五章 結果與討論：分別呈現現地調查成果、經過水理驗證的模式參數設定以及利用篩除法選擇的最佳輸砂公式。

第六章 情境模擬與分析：呈現不同情境的輸砂模擬最終成果，同時計算個別土方變化量和平均灘地高程變化量，並分析是否符合預期。

第七章 結論與建議：總結本研究成果與貢獻，並對本文不足處提出改善方法與建議及未來可深入之研究方向。

第二章 文獻回顧



2.1 紅樹林介紹

紅樹林(mangrove)中文名稱由來源於紅樹科植物，因植物體內含大量丹寧，與空氣接觸後發生氧化，使其樹幹表面呈現紅褐色，並可提煉出紅色染料，同時木材呈現紅色，而有「紅樹」一詞之稱。Mangrove 通稱所有紅樹林植物，由西班牙文中的樹(Mangle)與英文中的樹叢(Grove)組合而得（薛美莉，1995）。早期學者就曾定義過紅樹林這種特殊植物生態群落，Davis (1940)認為廣義紅樹林是指生長在熱帶海岸期間帶，泥濘、潮濕且鬆軟土壤中的所有植物總稱，而 Macnae (1969)提出的狹義紅樹林，是指生長在熱帶海岸最高潮線以下，海平面以上之潮間帶的喬木或是灌木。

紅樹林的功能可分為生態、環境保護、學術教育及經濟功能。生態功能的建立，是基於紅樹林沼澤區域內匯集河川上游及海洋帶來的各種無機物與礦物質，同時紅樹林植物體凋落物(litterfall)經過地面動物消化和微生物分解後，產生大量有機養分沉積在土層供紅樹林生長與底棲動物使用，借助潮汐漲退將部分養料帶給浮游生物利用。經過初級消費者、藻類或植物吸收後，可成為紅樹林系統中其他高級消費者的食物，如：鳥類、魚類、螃蟹、貝類等，構成龐大、複雜的食物網，形成高度生產力的生態系。在台灣，紅樹林除了為在地生態服務外，每當季節改變時也會提供過境候鳥大量食物，並作為休憩地，以研究區域為例黑臉鴟、鐵嘴鴟、太平洋金斑鴟等候鳥集中在秋冬兩季出現（桃園市政府，2023）；環境保護功能，由於紅樹林根系可以吸收部分汙染物質至植物體內，並且土壤中經分解的紅樹林有機物之蟄狀結構物可以有效吸附重金屬及陽離子，使得諸多汙染物質得以被紅樹林過濾（薛美莉，1995），許多研究也表示紅樹林確實可以有效淨化水質，但因不同環境效率會有所差異(Bouillon et al., 2008; Jiththaisong et al., 2012; Sulochanan et al., 2022; 蘇永銘，2012)；學術教育部分，因紅樹林生態系之物種

多樣性與高歧異度以及豐富的功能，對於研究遺傳基因、動植物等紅樹林相關的學者具有重要意義。對一般民眾而言，紅樹林的參觀與遊玩，不僅讓他們親身經歷這特別的生態系統，還可藉此認識不同物種的存在以及紅樹林所扮演的角色，讓他們能了解背後形成如此多樣性的原因，利用寓教於樂的方式，提高民眾對生態保護和環境永續發展的認知；以往的經濟功能來自紅樹林產生的建材與染料使用、漁類捕獲和養殖以及觀光區域的設置，如今紅樹林因其碳匯潛力，再加上國際上「淨零碳排」的推廣與政策推行，讓紅樹林的碳匯功能可以轉變成「碳權」並進行交易。

2.2 紅樹林的固砂及對抗海平面上升潛力

紅樹林植物具備根系（支持根、呼吸根、地下根系）、樹幹及樹冠層的複雜結構，使得紅樹林在沿海或河道區域除了提供生態與環境改善優化功能，一方面利用流體流經植物本身時產生渦流並且改變流向使能量下降，另一方面紅樹林所在區域會大幅提升該區域的粗糙係數產生阻力同時降低水流流速，因此紅樹林在面對潮水沖刷、海嘯及海平面上升時可以有效降低土壤沖刷程度(Gilman et al., 2008; Kathiresan & Rajendran, 2005; Walters et al., 2008)，此外流速降低也造成輸砂能力下降，在相同入流泥砂濃度條件下，更容易讓泥砂沉降造成紅樹林淤積並陸化(Lee & Shih, 2004)。另外，在漲潮時大量未凝聚顆粒會進入灘地藉由土壤表層微生物黏液上的無脊椎動物排泄物促進顆粒化並沉降，儘管有退潮影響，但高根系密度仍抑制大部分重新懸浮所需的能量(Alongi, 2012)，Alongi 還統計 94 處紅樹林灘地資料，得知紅樹林平均年升率約為 5mm，中值數為 2.7mm，且有部分灘地屬於侵蝕，而上升最多的高達 46.3mm。

紅樹林是面對全球海平面上升產生最劇烈影響的生態系統之一(Gilman et al., 2008)，由於其具備的碳匯潛力以及灘地基本上隨時間增長，近年部分學者也投入紅樹林地形抬升速度是否可以趕上海平面增長的研究，Lovelock et al. (2015)指出紅樹林灘地表面隨沉積物垂垂直累積確實可以跟上海平面上升速率，但有 69%

研究場域的海平面上升速率仍較灘地增長速率快，因此凋落物及入流泥砂濃度是決定灘地增長的重要因素。Spencer et al. (2016)利用模式評估不同海平面上升條件的溼地（包含紅樹林與鹽沼）損失程度，當 2100 年海平面不論分別上升 29cm 和 50cm，全球濕地都將大幅減少（前者不足 50%，後者 46~59%），顯示紅樹林作為對抗高強度的海平面上升仍然有些吃緊。Saintilan et al. (2020)利用海平面上升速率較今日快的 10000 年至 7000 年前冰川融化時的紅樹林生長數據推測，得到若相對海平面上升速率 $> 6.1(\text{mm/yr})$ 紅樹林恐將無法順利生長。Xie et al. (2022)研究成果表明微潮汐條件（縱長 18km 內，最多影響至 MWL 以上 2m 處灘地）因沿海坡度較緩，即使海平面緩慢上升，紅樹林也會大量向陸岸靠近，造成此條件紅樹林十分脆弱，此成果與 Spencer et al. (2016)一致。而大潮汐條件（縱長 18km 內，最多影響至 MWL 以上 8m 處灘地）搭配充足沉積物，可以讓紅樹林對抗中低速的海平面上升速率，但仍無法應付高速海平面上升速率。此外，該研究也觀察到隨時間推移新棲息地會被來自較低處的海岸沖刷沉積物填滿，並且海平面上升也讓沉積速率提升，與現地數據一致。

2.3 紅樹林的碳匯及固碳能力

「碳匯」依據《台灣氣候變遷因應法》定義為：「將二氧化碳或其他溫室氣體自排放源或大氣中持續移除後，吸收或儲存之樹木、森林、土壤、海洋、地層、設施或場所」。Maiti et al. (2016)說明「碳匯(carbon sink)」是一種透過自然或人工方式將含碳化合物無限期累積和儲存的行為，而「碳封存(carbon sequestration)」是將空氣中二氧化碳去除的過程，當中「固碳作用(carbon fixation)」是指生物體將無機物(CO_2)轉化為有機物的過程，例如：光合作用。

「藍碳」相對「綠碳」指的是固定於海洋生態系統的有機碳，該生態系統包含紅樹林、鹽沼與海草床，並且藍碳因光合作用效率較快、遭遇野火風險低以及潮汐作用讓土壤產生的厭氧環境，可減緩經分解累積埋藏於土層中的枯枝落葉之有機碳分解速率(Chmura et al., 2003; Chou et al., 2022)。紅樹林作為全球唯一的藍

碳森林，其碳匯功能在藍碳系統中最為顯著，Murray et al. (2011)和 Serrano et al. (2019)的研究從固碳能力分析也支持這樣的論點。在健康的紅樹林生態系統沉積物碳封存速率、沉積物碳匯效果和紅樹林土層厚度，依據紅樹林場域不同基本上都會隨著時間的推移而繼續增加(Marchand, 2017; Shih et al., 2015)。值得注意的是：碳封存率的影響因素包括初級生產力、呼吸作用、與鄰近系統的碳交換、水文學、沉積速率、養分循環變化、溫度變化、海平面變化、潮汐梯度位置和物種組成，而碳匯效果也受到土壤厚度、生物量以及各自碳含量影響，這些參數彼此間相互影響，因此目前仍無法精準推估，仍需未來持續研究提供資料補全(Mcleod et al., 2011)。

Alongi (2012)的研究成果與上述學者結論相互呼應，表明紅樹林碳生產率(carbon production rate)相當於熱帶濕潤森林，與陸地樹木相比紅樹林在地表下分配更多的碳，同時地下碳質量除以地上碳質量的數值比值更高。至於紅樹林的平均碳含量為 937(tC/ha)，且每年估計之碳埋藏率為 174(gC/m²)。以總碳封存角度分析，雖然紅樹林僅佔世界森林碳封存量的大約 1%(13.5Gt/year)，但作為沿海棲息地，佔全球海洋碳封存量的 14%。另外，Kandasamy et al. (2021)說明紅樹林碳儲存量在單位面積下是其他熱帶陸地植物的四倍以上，如今位處熱帶及亞熱帶大量紅樹林碳儲存量以太平洋西岸的亞洲區域為首，其次為南美洲、中西非、阿拉伯半島，大致上紅樹林碳儲存量在土層和植物體分別佔有 80% 及 20%。在中國海南島的紅樹林調查中，得知較高土壤氮含量以及立地海拔會產生較好的紅樹林碳匯，顯示潮汐現象對紅樹林生態系統及其棲地方土層中的微生物行為有密切聯繫，並且懸浮濃度大小也會影響碳儲量(Meng et al., 2022)，在 Mcleod et al. (2011)的研究中也發現氮元素的多寡是影響紅樹林生態系統中碳收支的最明顯因子。

2.4 藻礁生態系統

學者陳章波 (2014)調查桃園市大潭電廠至永安漁港的藻礁生態與生物多樣性，得知新屋溪口的底表動物物種豐度（動物個體數）最高，並說明與先前研究

調查成果比較察覺藻礁生態系在藻類、刺胞動物、軟體動物、節肢動物與棘皮動物的多樣性相較期於沿岸棲地物種高，具有獨特性，同時觀新藻礁的環節動物與截肢動物數量比高美濕地或香山濕地豐富許多，亟需進行保育。

除了上述藻礁提升生態多樣性的優點外，形成多孔狀藻礁生物礁(biotic reef)礁體的殼狀珊瑚藻及藻礁生態系中其他非鈣化之大型藻類與浮游藻類生長時的光合作用可以吸收二氧化碳，雖不及紅樹林，但大面積的藻礁也可提供不可小覷的碳匯。不過自然環境中生長的藻礁若需健康成長須避免受到強浪或人類行為的物理破壞、海水的融解作用、漂砂沉積物的覆蓋、汙水而導致的營養鹽濃度提高及大型藻的競爭等因素影響（桃園縣政府，2014）。當中因沿岸漂砂形成高濁度水流導致藻礁大面積受到泥砂覆蓋除了影響光合作用外，更可能加速藻礁死亡。

2.5 自然解方

自然解方(Nature-Based Solution; NbS)是目前災害自然管理方面熱門的策略(Ruangpan et al., 2020)，此概念於2008年由世界銀行(World Bank)提出(MacKinnon et al., 2008)，國際自然保護聯盟(International Union for Conservation of Nature, IUCN)將其定義為「有效調適的應對社會挑戰，同時提供人類福祉和生物多樣性效益，基於永續管理和恢復自然或改造的生態系統所採取的保護行動」，藉由連結、整合多方不同的方法以達到降低災害風險，NbS 設定須解決之重大目標，包含糧食安全、氣候變遷、水安全、人類健康、災害風險、社會和經濟發展、環境惡化與生物多樣性流失等。

Liao et al. (2017)提出了 NbS 的共同效益包含了水質處理(water quality treatment)、熱能削減、都市生態多樣性強化，以及文化服務(cultural services)如休憩娛樂、教育與景觀美學，亦可提供人類與環境可觀的共同效益。譬如，雨水花園對於總磷與細菌的處理有顯著效益(Dietz & Clausen, 2005)，生態滯留單元與人工濕地等則可依照其設計參數而對重金屬、總磷與總氮進行有效處理(Al-Rubaie et al., 2014; Herb et al., 2009)、綠屋頂可處理酸雨，以上設施除了上述功效外，洪

水來臨時理所應當會減輕一定的災害影響。而近年因「碳稅」即將推行再加上各國永續觀念興起，通過吸收和固碳排放發揮其天然碳匯(natural carbon sink)功能之自然生態系統的研究也開始增加，並以植樹固碳與 NbS 和氣候變遷影響之研究為主(Seddon et al., 2021)。

此外，與 NbS 概念相似的政策近年也逐漸熱絡，包括低衝擊開發(Low Impact Developments, LIDs)、最佳管理措施(Best Management Practices, BMPs)、水敏感性城市設計(Water Sensitive Urban Design, WSUD)、永續都市排水系統(Sustainable Urban Drainage Systems, SuDS)、生態減降災害風險(Ecosystem-based Disaster Risk Reduction, Eco-DDR)，其中以低衝擊開發與生態減降災害風險在台灣相對令人熟知。前者屬於小尺度適用於應付高頻率、短延時的暴雨事件，但面對極端降雨事件仍難以產生有效作用，常被應用於都市中，透過雨水收集系統、透水鋪面、綠屋頂、綠街道、雨水花園等設施，降低因受開發導致的洪峰流量或延遲洪峰時間、減輕區域排水的負擔、改善水質、降低都市熱島效應、增加生物棲地、減少地表逕流等；生態減降災害風險主要解決目標著重在提升人為管理與災後處理恢復的能力來減輕災害的影響，應用面相較低衝擊開發較為廣泛且工程尺度也較大，海嘯、洪水、颶風與地震等可預想會發生的事件都屬於應對範疇(Renaud et al., 2013)。實務操作上，包含恢復大型沼澤濕地以防止颶風氾濫 (Temmerman et al., 2013)、設立保護區來減少沿海地區的災害風險(Murti & Buyck, 2014)，或是透過人工紅樹林具有的泥砂及枯枝落葉淤積效果來降低潮汐造成的影響，維持紅樹林生態系統表面海拔高度以對抗海平面上升的威脅(Takagi, 2018)。

綜合而論，本研究目標是希望透過紅樹林囚砂及固砂功能，作為抵禦海平面上升為國土保育產生的威脅，並期望紅樹林生態系統能同時幫助到下游藻礁生態系統，形成一種自然解決方案，不僅因為紅樹林施工及維護經費低，但它的碳匯能力在滿足永續發展的概念外，還可以增進人類社會福祉。

第三章 現地調查方法



研究區域自桃園市觀音鄉新屋溪出海口處至上游保興橋，左右兩側以永安海堤以及大潭防潮堤為界，主河道下游至上游累距約 840m、河道下游與上游斷面寬分別為 180m 和 70m、調查區域面積約 0.137 平方公里。新屋溪屬於桃園縣管河川，當地水文、地形與地質調查資料並不充足，為加強研究可信度須獲取研究區域內更準確的各項現況資料以便後續研究使用，本章節將調查工作依性質分為地形調查、水文調查以及河道與灘地底床調查，整體調查規劃如圖 3.1 所示，將於後續各小節將進行說明。本研究也收集近期較完整的相關調查報告及數據，包括：民國 97 年經濟部水利署委任黎明工程顧問股份有限公司執行的「縣管河川新屋溪水系規劃」治理規劃檢討報告書（後續簡稱治理規劃檢討報告書）（經濟部水利署，2012），以及民國 111 年開始執行為期一年的「觀新藻礁生態系野生動物保護區之碳匯功能評估暨紅樹林適度疏伐計畫」（桃園市政府，2023）。

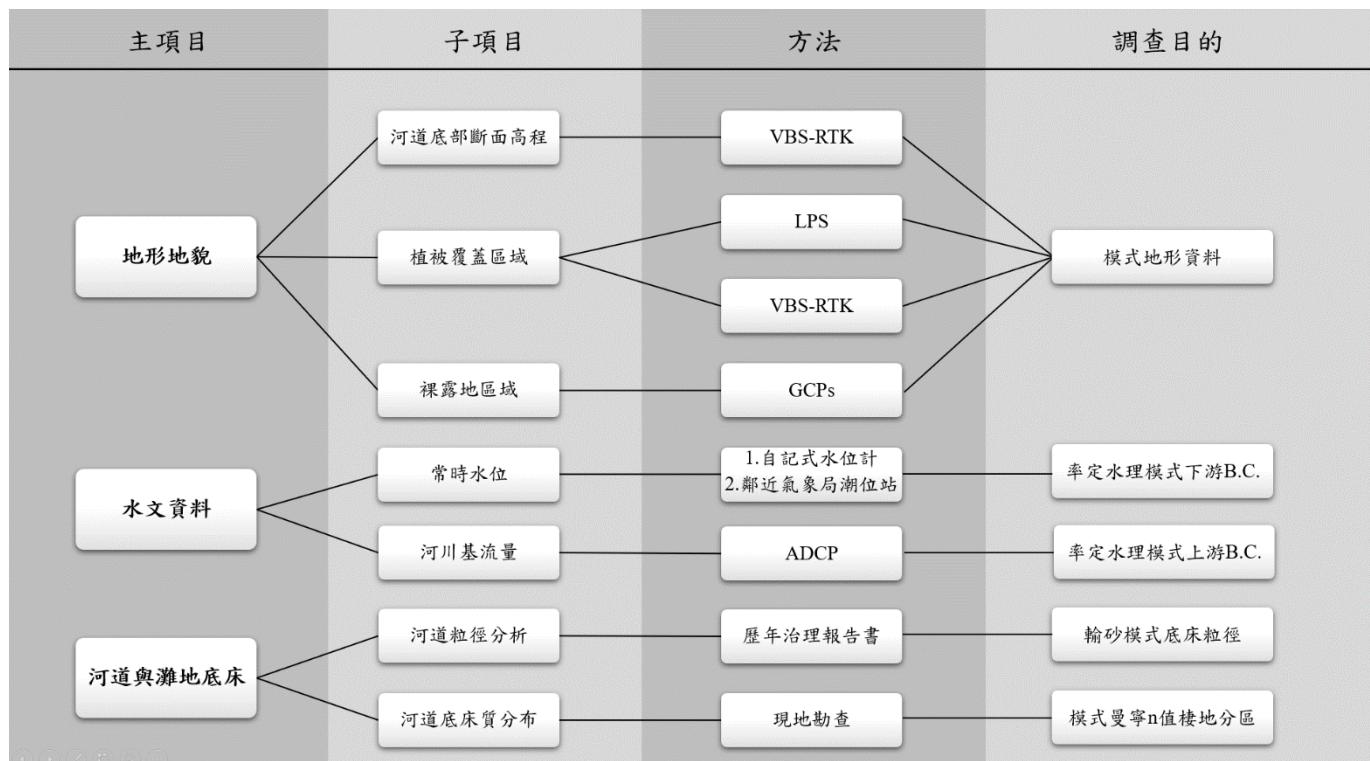


圖 3.1 資料蒐集與現地調查項目及方法



3.1 地形調查

近年較便捷的地形調查方式空載光達(Airborne LiDAR)、衛星攝影、無人航空載具(Unmanned Aerial Vehicle, UAV)量測等，空載光達藉由主動式雷射掃描測距系統搭配地面 GPS 儀器，紀錄從儀器發送訊號至地表返回的行距時間以及動態差分出的空間坐標，推算距離，並將三維資料以點雲(Point Cloud)方式呈現，受到植被覆蓋區域資料也可以在後續作業利用同區塊內鄰近資料差異過濾出所需的地表高程資料，此方法可快速取得大範圍且垂直精度為數公分的目標區域高程資料，但儀器及操作費用昂貴；航空攝影以及 UAV 都是利用飛行器上的量測相機將空照資料轉化後依特徵匹配重疊，接著點雲化並借助地面控制點校正取得拍攝範圍內的數值地表模型(DSM)，兩者差異在量測範圍及辨識度不同，同時此方式無法完整呈現水面下河道以及植被覆蓋灘地資料，需額外進行量測。

水理及輸砂模式模擬所需的地形資料需匯入數值高程模型(Digital Elevation Model, DEM)而非數值地表模型(Digital Surface Model, DSM)，DSM 與 DEM 的差別為，前者是取得目標區域的地表高程資料，若區域內包含建築物或是樹木等結構物將一併納入考量，而後者僅呈現出地形的變化，並不會將地面物體的高程納入資料中，因此適合模擬水流在灘地運行的地形是 DEM。

首先，本研究利用空拍機快速取得大範圍的數值地表模型以及正射影像圖，含植被灘地若覆蓋率不高或植被低矮受潮水覆蓋，可藉由潮位變化搭配空拍資料進行灘地高程推估，但研究區域左右兩岸紅樹林生長繁盛且高大無法藉由此法推算(Chen et al., 2023; Shih et al., 2023)，因此在有植被覆蓋的砂洲以及河道區域則藉由手持式衛星定位接收儀搭配虛擬基準站即時動態定位技術(Virtual Base Station Real-Time Kinematic, VBS-RTK)進行量測，由於紅樹林區域樹冠層會遮蔽衛星天線與手機訊號，所以將採用連通管(Levelling Pipe System, LPS)進行灘地地形高程變化的量測工作，來取得穿越線上的紅樹林樹高變化，最終，將三種調查資料整合成研究區域的整體地形高程資料。

無人航空載具獲取的影像品質及辨識度受到飛行高度、鏡頭規格以及前後與側向重疊率影響，藉由地面解析度(Ground Surface Distance, GSD)公式（式 3.1）可計算影像中每個像素對應到的物體大小，因不同需求決定所需的地面解析度。UAV 在拍攝影像時會受到當下姿態影響，使每張影像資料中的不同物件彼此間會有空間上的偏移量或陰影存在，藉由共線式方程式(Wolf & Dewitt, 2000)轉換成正射影像，可將影像中物件以投影方式呈現並提供更直觀的資訊以利後續圖資判識與分析，並匯入 Pix4Dmapper 搭配地面靜態控制點產製 DSM。

$$GSD = H * \frac{f}{s} \quad (\text{式 3.1})$$

$$\begin{aligned} x - x_0 &= -f \left[\frac{m_{11}(X - X_L) + m_{12}(Y - Y_L)m_{13}(Z - Z_L)}{m_{31}(X - X_L) + m_{32}(Y - Y_L)m_{33}(Z - Z_L)} \right] \\ y - y_0 &= -f \left[\frac{m_{21}(X - X_L) + m_{22}(Y - Y_L)m_{23}(Z - Z_L)}{m_{31}(X - X_L) + m_{32}(Y - Y_L)m_{33}(Z - Z_L)} \right] \end{aligned} \quad (\text{式 3.2})$$

其中，

x, y	= 二維像坐標
x_0, y_0	= 二維像主點坐標
X, Y, Z	= 地物點空間坐標
X_L, Y_L, Z_L	= 透視中心物坐標
f	= 焦距
$m_{11} \sim m_{33}$	= 三個方位角組成之 3×3 旋轉矩陣 9 個元素

紅樹林灘地高程的取得，過往部分研究案例部分假設研究區域內的植被樹木高程相同並從 DSM 扣除取得灘地 DEM，不過本研究經現地調查以及 DSM 察覺紅樹林植生分布具有空間差異性，這種差異若直接平均扣除固定樹高產製的地形高程準確度將不進理想，故有以下辦法。

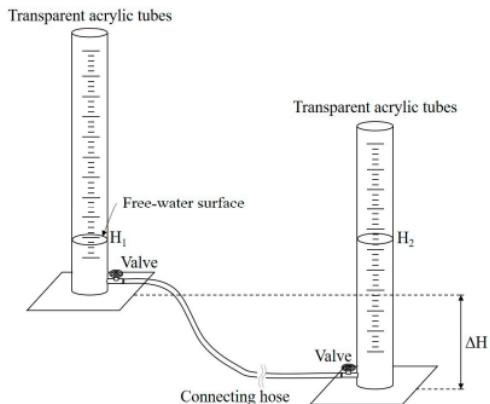
使用連通管測量系統(LPS)，利用小範圍區域內氣壓相似管內水位高程不變原理，在已知起始點空間坐標後，可計算出量測斷面上的地形高程變化，彌補空

拍機無法取得紅樹林因樹冠層遮蔽灘地表面的影像資料，或紅樹林樹幹交錯複雜阻礙地面測量儀器的通視問題，本測量方法由 NTU 團隊研發(Shih, 2020)。

$$\Delta H = |H_1 - H_2| \quad (\text{式 3.3})$$

其中，

$$\begin{aligned} H_1, H_2 &= \text{垂直管的讀數 (cm)} \\ \Delta H &= \text{兩垂直管高程差異 (cm)} \end{aligned}$$



資料來源：Spatial Habitat Suitability Models of Mangroves with *Kandelia obovata* (Shih, 2020)

圖 3.2 LPS 連通管裝置示意圖

VBS-RTK 的基本運作原理與流程是透過已知固定架設的多個 GPS 基準站，不間斷將空間資料上傳到控制及計算中心，當觀測點衛星定位接收儀將所在位置的資料透過網際網路傳輸至計算中心時，會將觀測點作為虛擬基準站(VBS)與其他固定站資料一併進行差分處理，達到消除系統誤差提升精度的成果，此方法相對傳統靜態衛星定位需耗時三十分鐘以上不同，可在三十秒內獲得公分級精度定位成果，對於本次研究使用而言精度已經符合要求(內政部土地測量局, 2016)。



3.2 水文調查

鑑於研究區域的歷年水文觀測資料不足，且觀新藻礁附近並未架設潮位固定測站，同時新屋溪流域上游也未設有流量或水位觀測站，為了取得水理模式建立的邊界條件與驗證所需的水位時變資料，本研究在潮溝架設四支自計式壓力計監測水位高程變化，於岸上架設一支自計式壓力計紀錄器氣壓變化，並於上游保興橋下方河道施作一次半潮流量量測，圖 3.3 呈現本節資料調查位置分布圖。

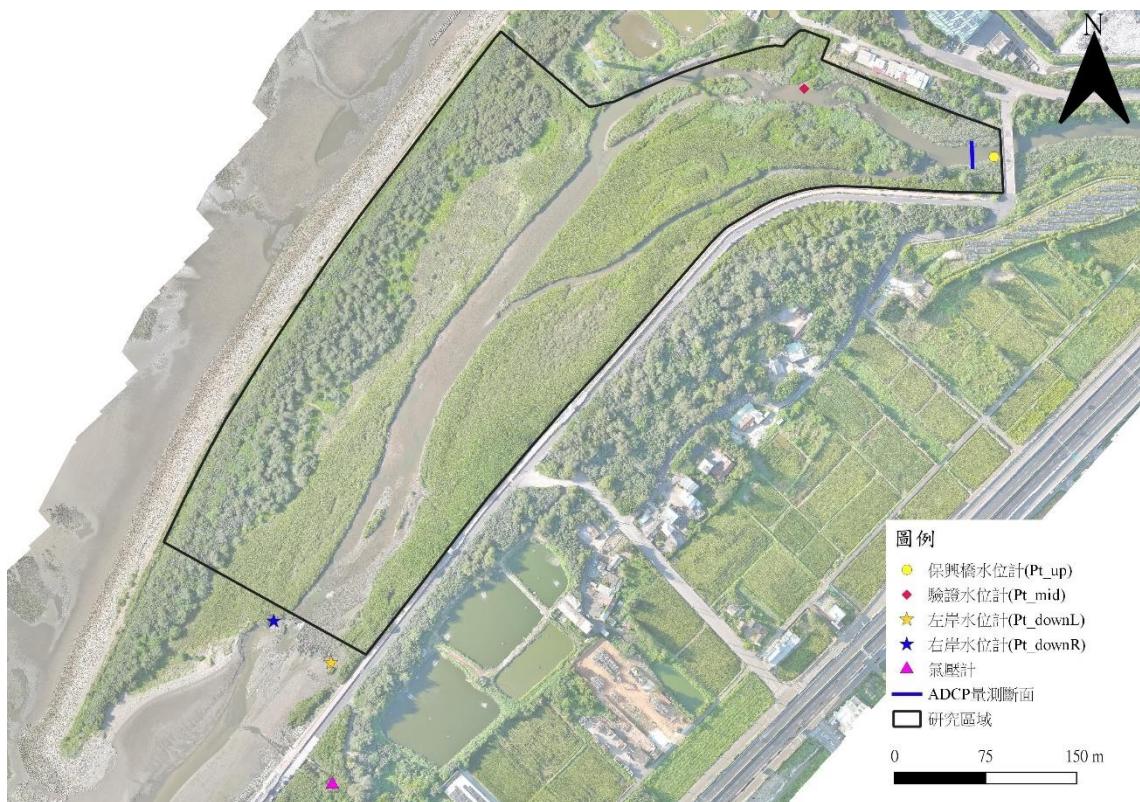


圖 3.3 水文調查分布圖

本研究使用透過自計式壓力計持續記錄觀測點的壓力變化，水位資料的取得需要同時知曉同一時段的觀測點氣壓資料、水壓資料以及紀錄點點位正高，並在內部作業計算得知觀測點水位高程，自計式壓力計水位推算公式，如（式 3.4 所示）。

$$H_{WL} = H_g + \frac{P_w - P_A}{\rho g} \quad (\text{式 3.4})$$



其中，

$$\begin{aligned}H_{WL} &= \text{水位(m)} \\H_g &= \text{地表高程(m)} \\P_W &= \text{水中自記式壓力計壓力值(mba)} \\P_A &= \text{空氣中自記式壓力計壓力值(mba)} \\\rho &= \text{水密度(kg m}^{-3}\text{)} \\g &= \text{重力加速度(9.8m s}^{-2}\text{)}\end{aligned}$$

另於左岸地表設置一氣壓觀測壓力計，假設氣壓資料於本研究區域內未有大幅變化，足以代表全區各水位觀測點的氣壓資料。其餘水位觀測壓力計分別架設於：保興橋下方河道(Pt_up)、保興橋下游 170 公尺排水孔出口處(Pt_mid)，以及下游左右兩岸灘地各架設一支(Pt_downL&R)。各個水位觀測壓力計空間坐標以及觀測點高程，在地形調查工作執行時一併量測。

本研究使用的自計式壓力計型號為 Onset HOBO U20L，為長筒型壓力計，外殼材質為聚丙烯，適用於淡水與鹹水環境，內部以陶瓷壓力傳感器感應絕對壓力並記錄於水位計中。為確保自計式壓力計不受感潮移動影響觀測水位，安裝儀器時須用尼龍繩綁扎在一已牢固敲入土層內的 2 英吋 PVC 管，此管需在其壁面上開數孔使水流可順利進出管內讓儀器量測。

上游斷面半潮流量量測，使用聲波都普勒流速剖面儀(Acoustic Doppler Current Profile, ADCP)將聲波向下發射量測並記錄不同頻率的變化以及距離河床的距離，藉此推算不同垂直高度的瞬時流速大小與方向的變化。為了得知河道斷面平均流量，將瞬時流速資料按照區間進行平均，並將平均流速乘上河道斷面截面積，得到河道斷面的平均流量。



3.3 河道與灘地底床調查

為了建立貼近現況之研究場域完整數值模型以便後續得以分析不同入出流條件下的紅樹林固砂固效益，知曉場域中灘地的土壤粒徑分布曲線以及土壤層厚度對後續輸砂模擬十分重要，若有研究區域的歷史灘地高程變化或土方變化量，可將模式設定參數校正的更貼砌現場狀況。此外，也需要調查河道底床質特性以及藻礁分布區域，讓水理模擬提供模擬情況更準確，圖 3.4 為本節資料調查位置分布圖。

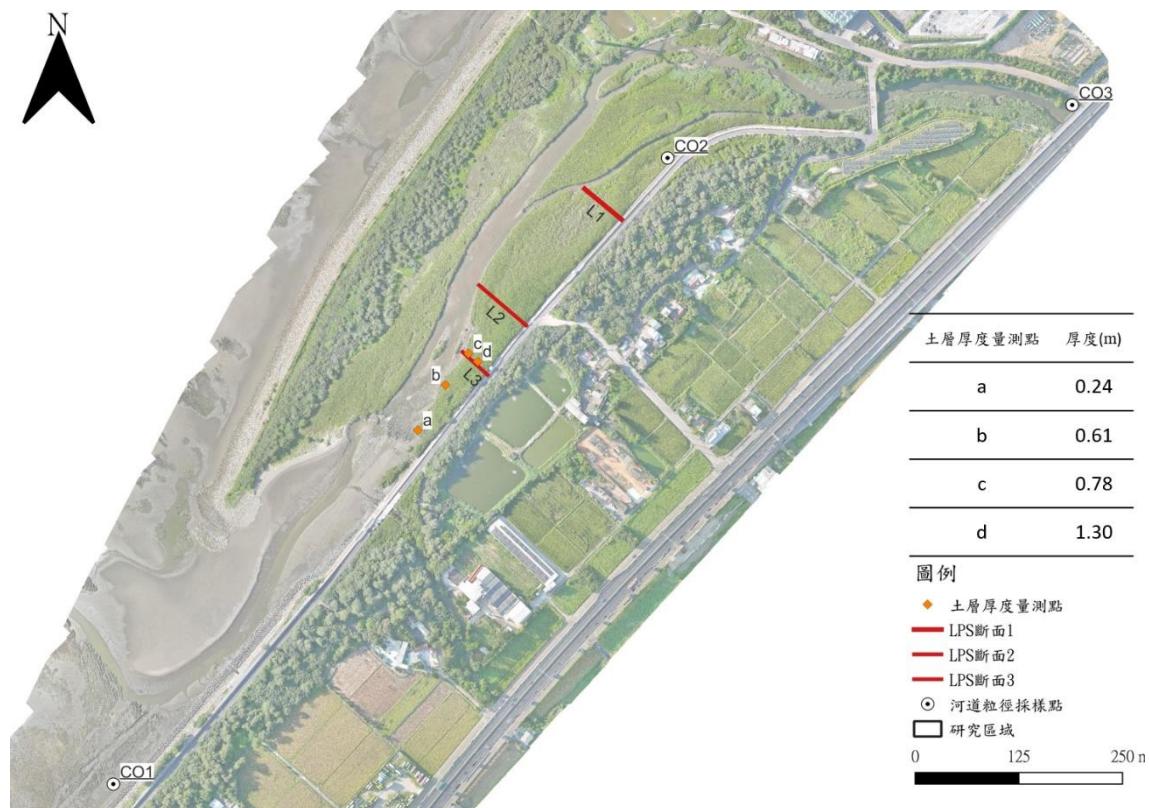


圖 3.4 河道底床調查與灘地土壤層厚度調查分布圖

第四章 模式理論與設定



本研究採用台灣經濟部水利署與美國墾務局(USBR)共同開發的二維水理輸砂模式 SRH-2D (Sedimentation and River Hydraulics)進行水理及輸砂模擬。選擇此模式原因為：(1) 此模式有經過廣泛測試確認河川水理及輸砂模擬成果具有高度收斂性且成果不錯，在台灣、美國、加拿大等國家的學術或政府單位已有實際應用的案例，且經專家學者認可將成果發表在部分頂尖國際期刊；(2) SRH-2D 可針對不同區域提供網格加密、設置不同泥砂粒徑曲線及底床質粗糙度、並使用結構物功能讓紅樹林覆蓋區域增加額外阻力(form drag)，以上條件可使本研究取得更貼近現地情況的紅樹林覆蓋區域泥砂刷淤及懸浮濃度成果；(3) 研究目標在確認不同棲地條件（有無紅樹林）下泥砂沉積之空間分布狀況，對於垂向輸砂影響並非研究主軸，使用垂向平均之二維輸砂模式已能滿足研究需求。

在 SRH-2D 中，水理條件在河道以及受潮汐影響之河口與灘地均能計算並穩定收斂，同時也可在模式中添加閘門、涵洞、障礙物等結構物進行模擬，動床模擬可依據研究區域底床質在七種輸砂公式中擇一進行凝絮性或非凝絮性土壤模擬，另外基於調查資料精細程度，可對沖刷土層進行垂向分層並給定不同粒徑分布，使模擬成果貼近現況。

SRH-2D 模式中建立障礙物的功能可以在其影響範圍內提供阻力降低區域內流速，若設置成無孔隙率的圓柱體障礙物可充當橋墩將河道斷面水流進行束縮進一步拉抬水位。本研究為了確認紅樹林在不同洪水事件中提供的泥砂沉積成效，依據紅樹林濕周布置高孔隙率障礙物作為紅樹林根系在灘地影響水理的成果，並利用現地水文調查資料驗證建置水理模式假設的參數(曼寧 n 值與障礙物阻力係數 C_d)提高模式成果可信度，並確保後續輸砂模擬的水理條件準確性，最後，基於資料調查成果輸入初始條件並決定適當輸砂公式執行模擬。



4.1 SRH-2D 模式理論

以下分別說明 SRH-2D 水理模擬(Lai, 2008)、結構物力學計算(Lai & Sixta, 2016)以及輸砂模擬(Lai et al., 2020)的理論背景及統御方程式。

4.1.1 水理相關方程式

SRH 模式假設水深相對較淺的明渠流其垂直方向是可被忽略的，故水流控制方程式將三維 Navier-Stokes 方程式進行垂向平均，獲得平均深度的二維方程式，又稱二維 Saint-Venant 方程，如下所示：

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(hU)}{\partial x} + \frac{\partial(hV)}{\partial y} &= 0 \\
 \frac{\partial(hU)}{\partial t} + \frac{\partial(hUU)}{\partial x} + \frac{\partial(hVU)}{\partial y} \\
 &= -gh \frac{\partial(z_b + h)}{\partial x} + \frac{\partial(hT_{xx})}{\partial x} + \frac{\partial(hT_{xy})}{\partial y} - \frac{\partial(\tau_{bx})}{\partial \rho} \quad (\text{式 4.1}) \\
 \frac{\partial(hV)}{\partial t} + \frac{\partial(hUV)}{\partial x} + \frac{\partial(hVV)}{\partial y} \\
 &= -gh \frac{\partial(z_b + h)}{\partial y} + \frac{\partial(hT_{xy})}{\partial x} + \frac{\partial(hT_{yy})}{\partial y} - \frac{\partial(\tau_{by})}{\partial \rho}
 \end{aligned}$$

其中，

t	= 時間	h	= 水深
g	= 重力加速度	z_b	= 底床高程
ρ	= 水體密度		
U, V	= 水深平均流速		
$T_{xx},$			
$T_{xy},$	= 受紊流產生的水深平均剪應力		
T_{yy}			

總剪應力使用曼寧粗糙度方程式進行計算，如（式 4.2 所示，除了不因流動改變的自訂分區域底床曼寧係數(n_f)，尚受到底床粒徑變化而影響，後者可以有效粗糙高度(k_e)代表泥砂粒徑的影響程度，並轉化成對應粒徑曼寧係數(n_g)帶入下式中進行求解。

$$(\tau_{bx}, \tau_{by}) = \rho C_f \sqrt{U^2 + V^2} (U, V) \quad (\text{式 4.2})$$

其中，

$$\begin{aligned} C_f &= gn_t^2 / h^{\frac{1}{3}} & n_t &= \sqrt{n_g^2 + n_f^2} \\ n_g &= \frac{k_e^{\frac{1}{6}}}{8.1\sqrt{g}} & k_e &= \tau_g D_{90} \\ n_t &= \text{總曼寧 n 值} & n_g &= \text{粒徑曼寧 n 值} \\ n_f &= \text{底床曼寧 n 值} & k_e &= \text{有效粗糙高度} \\ \tau_g &= \text{常數} \end{aligned}$$

紊流剪應力是根據 Boussinesq 方程式進行求算，如下所示：

$$\begin{aligned} T_{xx} &= 2(\nu + \nu_t) \frac{\partial U}{\partial x} \\ T_{yy} &= 2(\nu + \nu_t) \frac{\partial V}{\partial y} \\ T_{xy} &= 2(\nu + \nu_t) \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \quad (\text{式 4.3}) \end{aligned}$$

其中，

$$\nu = \text{水之動黏滯係數} \quad \nu_t = \text{紊流渦流黏滯係數}$$

紊流渦流的演算模型主要有深度平均拋物線模型以及 $k - \varepsilon$ 雙方程模型兩類 (Rodi, 1993)，前者計算方式為 $\nu_t = C_t U_* h$ ，常數 C_t 可在 0.3 至 1.0 變動，而 U_* 代

表底床摩擦速度，本研究使用深度平均拋物線模型，並設常數 C_t 為預設值 0.7。

4.1.2 結構物阻力計算

本研究採用的結構物設置點型態原理如（式 4.4 所示，SRH-2D 可依據使用者設定的結構物大小及阻力係數，計算出阻力後，平均分攤給受影響的網格，譬如：有一實心橋墩坐落於河道中，可在模式中設定橋墩直徑、高度、阻力係數以及孔隙率，其中阻力係數建議參考表 4.1 中各種結構物的數值，由於實心橋墩會造成水流束縮抬升上游水位，在孔隙率(β)一欄中需設為 0，另外結構物影響範圍是以所在圓心向外擴張”設置直徑除上設定高度”的範圍。

計算包含結構物的水理模式，應先計算不包含結構物產生阻力之水理參數後，將（式 4.4 中 τ_{total} 代入（式 4.1 扣除結構物帶來的阻力，取得受結構物影響的水理流況。若需額外計算輸砂模擬，則將前述受結構物影響的水理條件代入適當的輸砂公式，計算泥砂沖淤量以及懸浮泥砂濃度等泥砂特徵數據。

$$\begin{aligned} F_d &= \frac{1}{2} C_d \rho (U^2 + V^2) \beta A_P \\ \tau_{total} &= \tau_b + \frac{1}{2} C_d \rho (U^2 + V^2) \frac{\beta A_P}{\sum_{i=all_obstruction_cells} A_i} \end{aligned} \quad (\text{式 4.4})$$

其中，

F_d	= 阻力	C_d	= 阻力係數(無維)
β	= 孔隙率	τ_b	= 總剪應力
A_P	= 垂直於水流方向投影的障礙物的濕潤(即水下)橫 截面積		



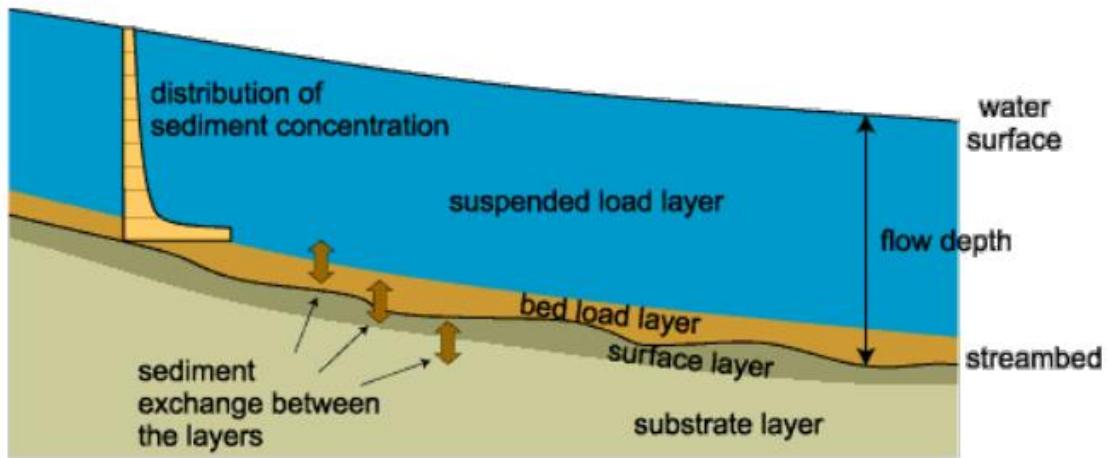
表 4.1 SRH-2D 不同結構物對應之阻力係數(C_d)

結構物種類	阻力係數(C_d)
順向中空半球體	0.38
實心半球體	0.42
球體	0.5
立方體	0.8
薄盤	1.1
圓柱體	1.0-1.3
逆向中空半圓柱體	1.2

4.1.3 輸砂原理與相關方程式

河川中泥砂傳輸與河床型態變化受流體動力學、底床級配、河岸特性和上游供砂影響，舉例來說：河床上的泥砂粒徑隨水流造成侵蝕或淤積，該級配變從初始狀態產生改變，反之，河床型態的變化也會導致流體動力學和輸砂率的改變。一般情況下，數值模型會將水體和河床區分成以下四個垂向單獨層進行計算，如圖 4.1 所示：

1. 懸浮載層(Suspended)：紀錄上方水體中懸浮的泥砂顆粒以及傳輸。
2. 推移載層(Bed load)：紀錄水體中的靠近底床區域，泥砂顆粒以滾動、滑動、躍移方式進行傳輸。
3. 活動層(Active)：位於底床表面，進行水體與下方次表層的泥砂交換。
4. 次表層(Subsurface)：位於活動層下方，不受到水流沖蝕影響，該層可以記錄泥砂垂向單（多）層的泥砂顆粒粒徑。



資料來源：SRH-2D User's Manual: Sediment Transport and Mobile-Bed Modeling (Lai et al., 2020)

圖 4.1 SRH-2D 不同輸砂行為與底床分層示意圖

SRH-2D 的總輸砂載包含懸浮載和推移載，並採用 Greimann et al. (2008) 提出的非平衡輸砂方法(variable-load approach)，這使本模式可以貼近現地狀況在不同區域底床分配不同粒徑尺寸，該方法計算方式是將粒徑分布曲線依設定的區間平均分配成數種尺寸(N_{sed})，在水體中的各種尺寸分類 k 由下列非平衡質量守恆方程式控制：

$$\begin{aligned} \frac{\partial hC_k}{\partial t} + \frac{\partial \cos(\alpha_k)\beta_k V_t hC_k}{\partial x} + \frac{\partial \sin(\alpha_k)\beta_k V_t hC_k}{\partial y} \\ = \frac{\partial}{\partial x} \left(h f_k D_x \frac{\partial C_k}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h f_k D_y \frac{\partial C_k}{\partial y} \right) + S_{ek} \end{aligned} \quad (\text{式 4.5})$$

其中， k 代表不同尺寸的泥砂， C_k 是深度平均泥砂濃度， $\beta_k = V_{sed,k}/V_t$ 為泥砂速度與啟動速度的比值， $V_t = \sqrt{U^2 + V^2}$ 是深度平均的流速， α_k 是輸砂方向相對 x 軸的夾角， f_k 是輸砂行為的參數代表懸浮的比例（0 代表底床載，1 代表懸浮載）， D_x 和 D_y 分別為 x 與 y 方向上泥砂混合係數， S_{ek} 是水體與活動層間泥砂的交換率。

本研究欲進行非凝聚性的輸砂模擬，故仍需考慮以下參數，包含：調適長度、活動層厚度以及剪應力分區係數。調適長度，據詹勳全等人 (2017) 所述：「為河

床上游非平衡至平衡輸砂過程之特徵長度，但調適長度並非為移動之絕對距離。調適長度通常與現地之推移載輸砂過程相關，其尺度之大小取決於泥砂輸送過程至落淤形成床形(bed forms)之距離。」；SRH-2D 手冊建議，若研究場域輸砂平衡則可將調適長度設置成極小值（例如：1E-6），反之則根據底床型態不同進行設定，礫石河床建議設置成 1~5 倍的河道寬度，砂質河床則採用躍移長度公式 (Phillips & Sutherland, 1989)。

鑑於輸砂模擬時，水流流經將造成底床粒徑分布改變，活動層是底床泥砂與水體進行交換的區域，同時剪應力分區係數是用於計算輸砂能力中的顆粒粗糙度所產生的剪應力（式 4.2，常數 τ_g ），兩者都與底床粒徑相關，因此根據粒徑差異改變活動層厚度是相對較合理的選擇。兩項參數均建議，礫石河床建議使用 1 到 3 倍的 d_{90} ，砂質河床採用 5 到 14 倍的 d_{90} ，經測試活動層厚度以及剪應力分區係數大致上都不會對輸砂模擬成果產生重大影響。

4.2 SRH-2D 模式設定

本文選定之研究場域位於桃園市觀音鄉新屋溪出海口至保興橋河段，建立一 SRH-2D 模擬時須給予：欲運算之目標網格圖層、現場棲地對應網格之底床曼寧 n 值、模擬紅樹林產生阻力之結構物功能、入出流邊界條件、不同棲地的土層厚度與其土壤粒徑分布（若為水理模擬則無需此項），以及適當之輸砂公式（若為水理模擬則無需此項）。

4.2.1 網格建置

SRH-2D 須使用 SMS 軟體進行網格編輯，網格可根據節點距離或點密度建置網格，同時 SMS 允許模式內同時包含三角形及四方形網格，並可針對目標研究區域加密網格數目。模式網格設定依照不同研究區塊的地表形貌與研究目標，把節點設置為 2~10 公尺，使模式模擬品質穩定並加強灘地間的資料呈現。

本研究創建網格時採用混合網格，將場域分成主河道、支流以及灘地與砂洲，

主河道網格約 4 公尺設置一節點；支流最短河寬約 4 公尺若沿用主河道網格建置方式在常流量下有斷流風險，故以單寬設置兩個四方形網格；靠近河道的灘地區域預期會產生較明顯的輸砂效果，因此河道側 15 公尺內的灘地以每 4 公尺設置一節點，其餘灘地則以 6-10 公尺設置節點。本模式網格以保興橋為上游邊界，考量到下游左右岸灘地的輸砂模擬能較貼近現況，下游邊界設置在距離研究區域下緣 200 公尺處，經測試下游邊界外延 200 公尺不會對研究區域內的水位產生太多影響。最終網格建置成果如圖 4.2 所示，共有 8718 個網格以及 6660 個節點。

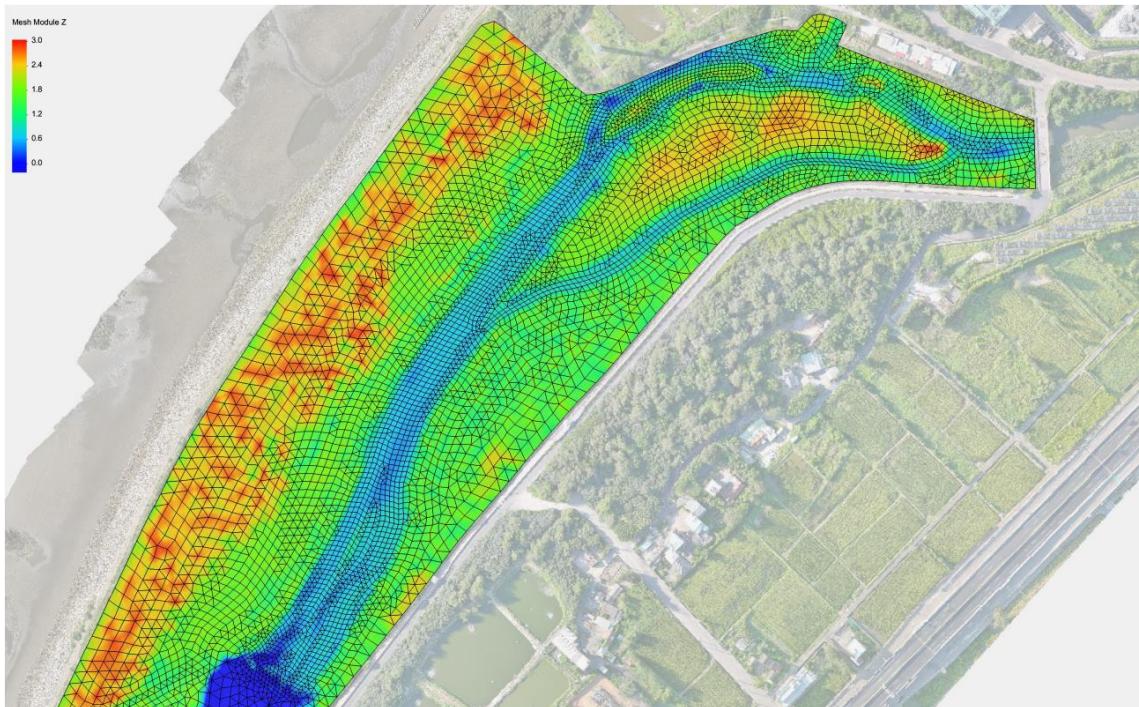


圖 4.2 模式網格建置成果（顏色分布為 DEM 變化）

4.2.2 底床參數設定

本節將底床參數設定分為底床曼寧 n 值以及底床粒徑厚度的規劃兩部分，前者主導水理模擬的底床剪應力並影響流速和水位，後者為輸砂模擬時底床剪應力需額外計算的因子，因研究區域內僅有治理規劃檢討報告書（經濟部水利署，2012）在中游左側灘地一處採樣點(C02)，固採用圖 5.8（左）C02 的土壤粒徑分布曲線作為全域的底床粒徑條件。

底床曼寧 n 值設定主要是依據現地調查觀察出的底床粒徑、河道寬度、底床是否有植被或石塊覆蓋以及河道蜿蜒度等因素決定，本研究區域中值粒徑(d_{50})經調查為 1.1mm；當時流量下的河道行水區域由上游 15m 向下游加寬至 45m，另外支流寬度約為 4 至 7m；河道上游區域底床散落一些卵礫石，但中下游藻礁覆蓋區域則無植被與石塊覆蓋；本研究場域河川長度較短並未觀察到明顯的蜿蜒型態。

綜上所述，紅樹林灘地與有植被覆蓋場域後續會以結構物影響範圍計算阻力，因此目前灘地底床曼寧 n 值參數設定比對底床粒徑後先假設為 0.030~0.035，河道行水區區分為有無藻礁覆蓋，前者目前並文獻建議，但參照表 3 可將 n 值限縮在 0.040~0.045 左右，普通河道依據底床粒徑估計 n 值為 0.035。

表 4.2 不同棲地底床對應的現地條件與參考文獻建議之曼寧 n 值

現有條件 參考資料	灘地與砂洲 d_{50} 為 1.1mm	藻礁底床河道 河寬介於 30~45m	普通河道 d_{50} 介於 1.1~2.1mm、 河寬介於 15~20m
表 4.3	粗砂 最小 n 值 0.026~0.035	—	粗砂 最小 n 值 0.026~0.035
表 4.4	—	—	情況 2： 0.030-0.035-0.040
表 4.5	情境 a.1： 0.025-0.03-0.035 情境 a.2： 0.030-0.035-0.050	—	—
表 4.6	—	岩石+極不規則+無+可忽 略+低短+微： n 值介於 0.04-0.045-0.049	—
綜合上述結果，底床曼寧 n 值如下所示			
	0.030-0.035	0.040~0.045	0.035

表 4.3 渠道中值粒徑(d_{50})對應的最小曼寧 n 值(Benson & Dalrymple, 1967)

河床質	中值粒徑 (mm)	最小 n 值 (筆直均勻渠道)
混凝土	—	0.012~0.018
	0.2/0.3/	0.012/0.017/
細砂*	0.4/0.5/	0.020/0.022/
	0.6/0.8/	0.023/0.025/
	1.0	0.026
結實土壤	—	0.025~0.032
粗砂	1-2	0.026~0.035
礫石	2-64	0.028~0.035
卵石	64-256	0.030~0.050
巨石	>256	0.040~0.070

*：細砂最小 n 值對應僅適用於超臨界流況，且上游必須有無限供應的砂源

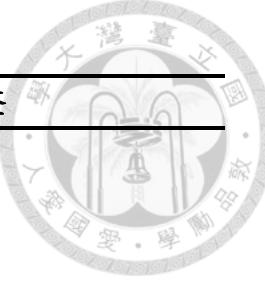
表 4.4 天然小渠道（水面寬小於 30.48m）之建議 n 值(Chow, 1959)

渠道之情況	最小值	一般值	最大值
1. 清潔，順直，無淺灘和深潭	0.025	0.030	0.033
2. 同上，多石及雜草	0.030	0.035	0.040
3. 清潔，彎曲，有深潭和淺灘	0.033	0.040	0.045
4. 同上，但有些雜草和石塊	0.035	0.045	0.050
5. 同上，水深較淺，河底坡度多變，平面上回流區較多	0.040	0.048	0.055
6. 與 4 相同，但有較多石塊	0.045	0.050	0.060
7. 流動很慢的河段，多草，有深潭	0.050	0.070	0.080
8. 多雜草的河段，河多深潭，及有林木、灌木叢	0.075	0.100	0.150

表 4.5 洪水平原曼寧 n 值建議表(Chow, 1959)

洪水平原植栽情形	最小值	一般植	最大值
a. 草地，無叢木			
1. 短草	0.025	0.030	0.035
2. 高草	0.030	0.035	0.050
b. 耕種面積			
1. 未熟禾稼	0.020	0.030	0.040
2. 已熟成行禾稼	0.025	0.035	0.045
3. 已熟密植禾稼	0.030	0.040	0.050
c. 矮叢木			
1. 稀疏，多雜草	0.035	0.050	0.070
2. 不密，冬季情況	0.035	0.050	0.060
3. 不密，夏季情況	0.040	0.060	0.080
4. 茂密，冬季情況	0.045	0.070	0.110
5. 茂密，夏季情況	0.070	0.100	0.160
d. 樹木			
1. 平整田地，幹樹無枝	0.030	0.040	0.050
2. 同上，幹樹多新枝	0.050	0.060	0.080
3. 密林，樹下小植物，洪水位在枝下	0.080	0.100	0.120
4. 同上，洪水位淹及樹枝	0.100	0.120	0.160
5. 直立的垂柳，夏季情況	0.110	0.150	0.200

表 4.6 渠道曼寧 n 值調整建議表(Cowan, 1956)



河道條件		n 值調整
河床材料	土 質	0.020
	岩 石	0.025
	細卵石	0.024
	粗卵石	0.028
不規則程度	平滑	0.000
	微	0.001~0.005
	普通	0.006~0.010
	極不規則	0.011~0.020
斷面變化	無	0.000
	偶有變化	0.001~0.005
	經常變化	0.010~0.015
障礙作用	可忽略	0.000~0.004
	微	0.005~0.015
	顯著	0.020~0.030
	極劇	0.040~0.060
植生	低短	0.002~0.010
	普通	0.010~0.025
	高大	0.025~0.050
	極高大	0.050~0.100
蜿蜒程度	微	1.000
	顯著	1.150
	極劇	1.300

4.2.3 結構物設置

過去已有許多學者針對植被水理進行研究，普遍認為植生種類、植生結構、生長密度、排列方式、浸沒程度、是否倒伏性等條件都是影響阻力大小的因子，當植被屬於半浸沒狀態、密度高且有樹冠層的情況下，通常植生阻力係數有明顯提升，除了通水斷面積下降之外，河道單位寬度的濕周也因為提高而產生更大阻力，此亦暗示可將植生的曼寧 n 值從總曼寧 n 植中獨立出來，此舉在陳柏智 (2020) 的研究中證實該方法在模擬淡水河經歷颱洪事件的水位驗證成果優良，且植生分布是部分河道輸水量的主導因子。

由於 SRH-2D 無法在底床曼寧 n 值區域額外增加植生曼寧 n 值，本研究嘗試將研究區域內紅樹林濕周以結構物參數呈現，礙於 SRH-2D 的結構物功能最多只可置放 99 個結構物，並要求不同結構物之影響範圍彼此間在空間配置上不可相互重疊。因此本研究在配置結構物時，以下游左右兩岸紅樹林混生灘地以及中央紅樹林灘地布置為主，上游受蘆葦和象草覆蓋之左右灘地布置為輔，結構物詳細布設仍須考量以下議題：結構物特徵是否貼合現地情形？結構物設定是否會影響水流行徑？結構物參數設定合理與否？以上考量將於第五章結果與討論詳細闡述。

4.2.4 入出流邊界及土層厚度

本研究設定之模式入流邊界以變流量歷線設定之，下游邊界條件以定水位條件控制，至於模式內底床分層粒徑厚度設定將利用地層厚度調查成給定，以上設定待調查成果於 5.2 節中呈現後詳細說明。

4.2.5 輸砂公式選擇

在 13.2 版的 SRH-2D 可供選擇的輸砂公式，以及各種公式適用的底床質粒徑分布整理如表 4.7 所示，新屋溪出海口至上游保興橋的河道底床土壤粒徑依照 USGS (2019) 分類包含一半的砂質與礫石，按照 SRH-2D 手冊(Lai et al., 2020)建議模式內可使用的輸砂公式有三：Parker (1990)、Wilcock and Crowe (2003) 和 Wu et al. (2000)，本研究額外模擬適用於砂質河床的 Engelund-Hansen(1972)，與適用於礫石河床的 modified Meyer-Peter-Muller(2006)，並觀察這兩種輸砂公式與混合粒徑的模擬成果有何差異，後續於 5.2.2 節依照模擬成果選擇適當之輸砂公式。

表 4.7 SRH-2D 輸砂公式及其適用河床質

適用河床質	河床質粒徑範圍	輸砂公式
砂質河床	0.06mm~2mm	Engelund-Hansen (1972)
		Wu et al. (2000a)
		Yang (1973, 1979)
混合型河床	0.06mm~60mm	Parker (1990)
		Wilcock and Crowe (2003)
		Wu et al. (2000a)
礫石河床	2mm~60mm	modified Meyer-Peter-Muller (2006)
		Parker (1990)
		Wilcock and Crowe (2003)
		Wu et al. (2000a)
		Yang (1973, 1979)

第五章 結果與討論



5.1 現地調查成果

5.1.1 地形調查結果

本研究所使用的空拍機型號、鏡頭規格與相關參數整理於表 5.1，使用後製軟體 Pix4Dmapper 所產製之全區正射影像與 DSM 如圖 5.2 與圖 5.3 所示，研究區域高程由低至高分別對應顏色是藍色至紅色，調查結果整體高程介於 -3.5m 至 22.7m，可明顯觀察左右岸灘地資料被淡藍色河道區隔，同時右岸灘地靠海側橋紅色資料是防風林高度約為 9 公尺，兩岸紅樹林表面高程資料呈現黃橘色平均高度落在 3 到 8 公尺，與不到 1 公尺的河道表面有大幅高差，圖 5.3 也證實空拍機取得的 DSM 確實需要額外執行其餘工作取得灘地地形確切高程資料。

紅樹林灘地地形變化量，於左岸灘地規畫三條 LPS 穿越線進行局部量測，調查結果如圖 5.1 所示，每 2 至 3 公尺進行一次高程量測，將三條 LPS 以線性三角形內插法(Triangulated Irregular Network, TIN)取得範圍內的紅樹林灘地地表變化，並以地形分析區域內紅樹林樹高分布對應的 DSM 變化，取得不同 DSM 區間應扣除多少樹高才會得到 DEM，經上述步驟處理後即可獲得灘地地表高程修正資料。修正紅樹林灘地高程資料時，須同步確認 VBS-RTK 在部分灘地量測資料以取得較佳成果，最終修正結果紅樹林灘地地表高程資料落在 0.5 至 3 公尺，右岸灘地靠海側為防風林帶，因未有右岸參照物，故相對左岸可能有些許誤差。

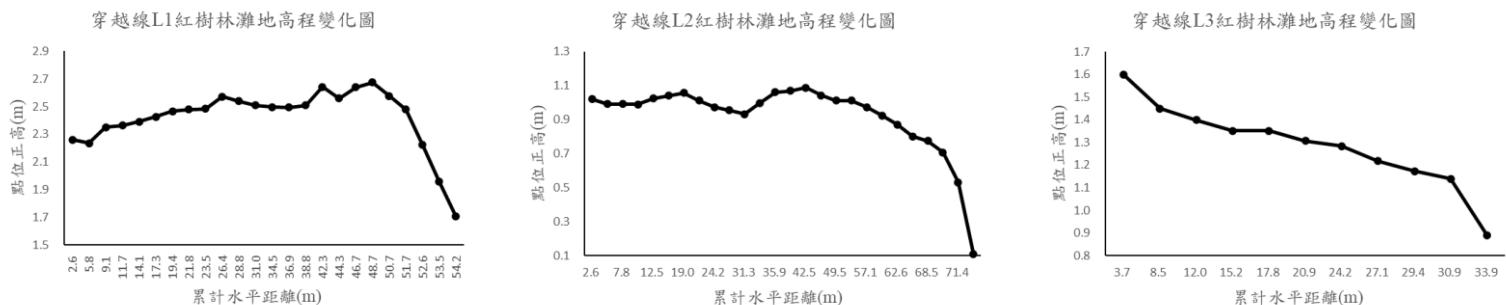


圖 5.1 LPS 穿越線調查成果

表 5.1 空拍機型號與其餘細部參數



空拍機型號	Autel EVO II 6K PRO
空拍機樣式	
影像感測器	1" CMOS 有效像素 2000 萬
鏡頭視角	FOV82
鏡頭	等效焦距：28.6 mm 光圈：f/2.8-f/11 焦距：1m 至任意距離（使用自動對焦模式）
影像解析度	5472*3648 (3:2)
航高	170m
前後/側像覆蓋率	75%/75%
地面解析度	3.87 cm/pixel

資料來源：1. <https://www.autelrobotics.com/>; 2. 本研究整理

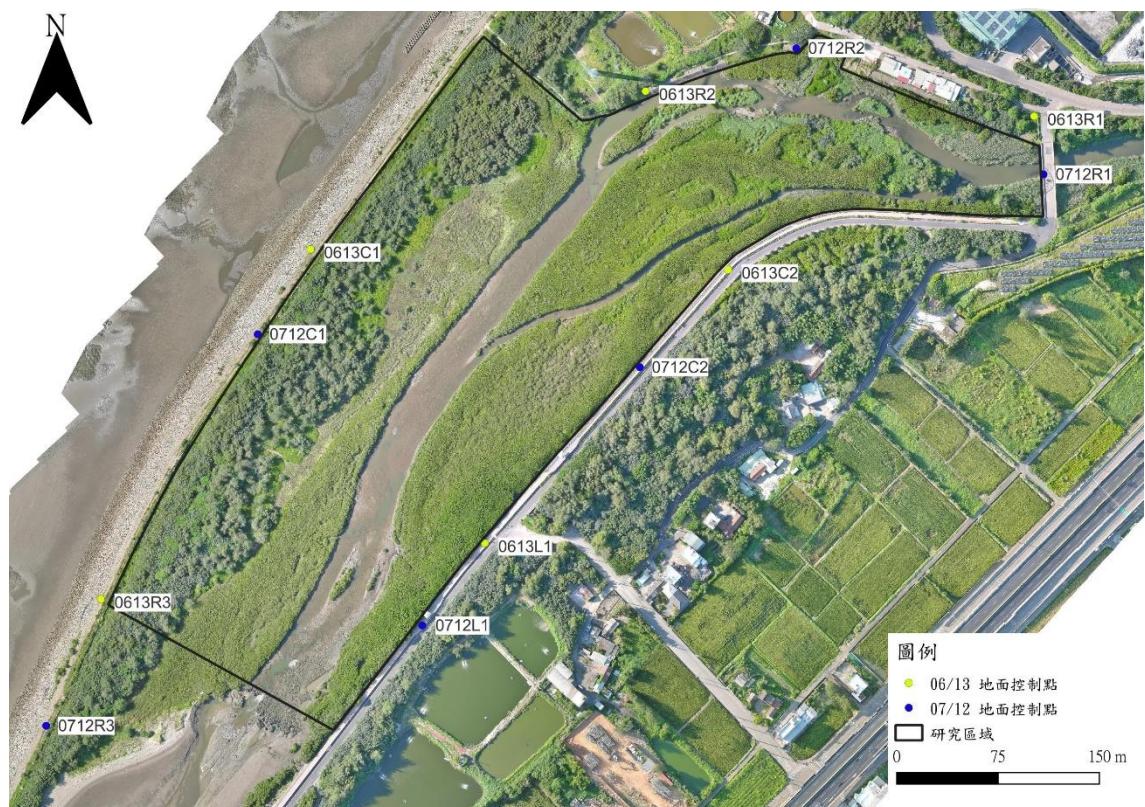


圖 5.2 調查區域正射影像解算成果

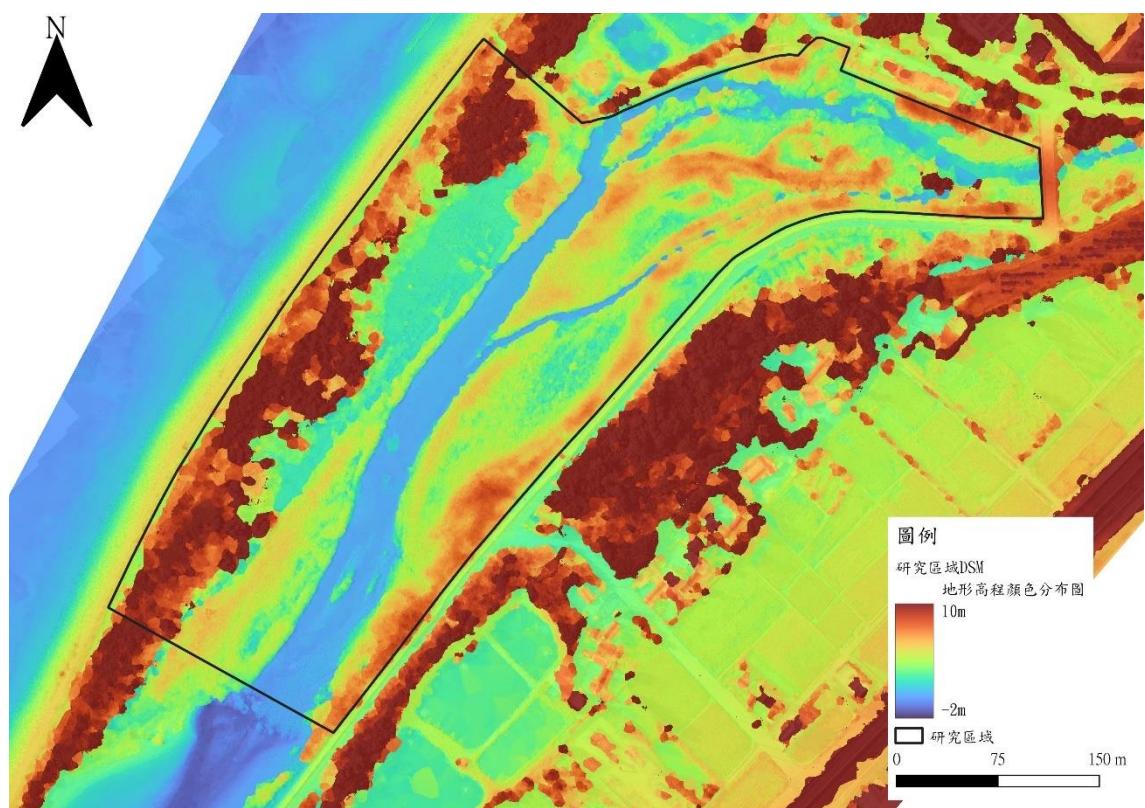


圖 5.3 新屋溪口 DSM 解算成果

VBS-RTK 量測在河道區域以斷面方式進行量測，植被覆蓋砂洲則以散布點方式量測，並且在高程差異較大的區域布置較密集的點位。河道與砂洲區域的點資料分別使用線性三角形內插法取得各點間的地形變化。整合上述三種方式得到的資料，即可將紅樹林灘地地形高程修正資料，以及河道與植被覆蓋區域地形高程資料取代原有 DSM 為研究區域 DEM 資料，如圖 5.4 所示。

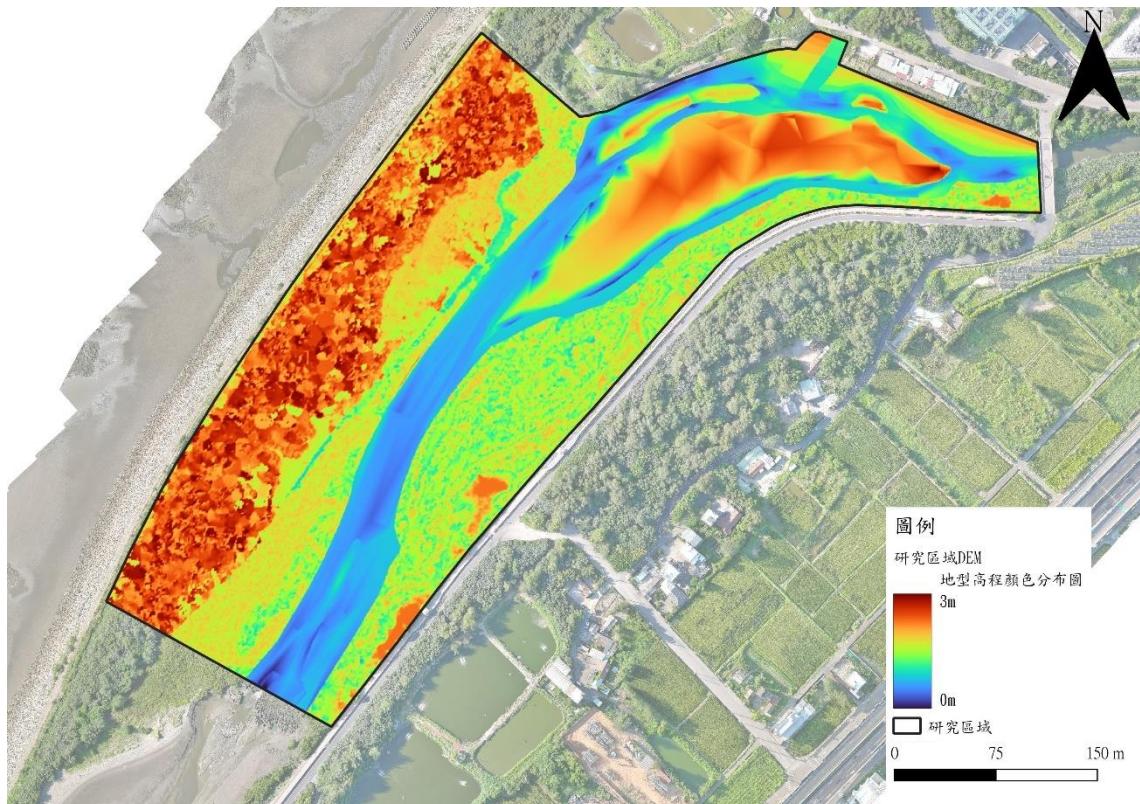


圖 5.4 研究區域 DEM 整合成果

5.1.2 水文調查結果

擷取四支水位觀測壓力計計算後的水位高程變化資料，如圖 5.5 所示，可觀察到每個觀測點在滿潮左右均有水位高度變化，表示研究區域都受潮汐影響，屬趕潮河段。另外，在退潮接近乾潮時水位高程資料，因觀測點量測高程低於潮位高度，故 Pt_up 與 Pt_mid 顯示常流量的水位資料，至於 Pt_downL 和 Pt_downR 的乾潮資料，因灘地高程也高於低潮水位，此時應未呈現水位資料。由此可知，上述水位調查成果僅記錄部分潮位資料，而非受到潮汐影響的全部水位資料，所

以需要於後續進行補遺，方能完成研究區域的下游水位變化作為水理模式的下游邊界，並以 Pt_mid 資料驗證模式準確性。

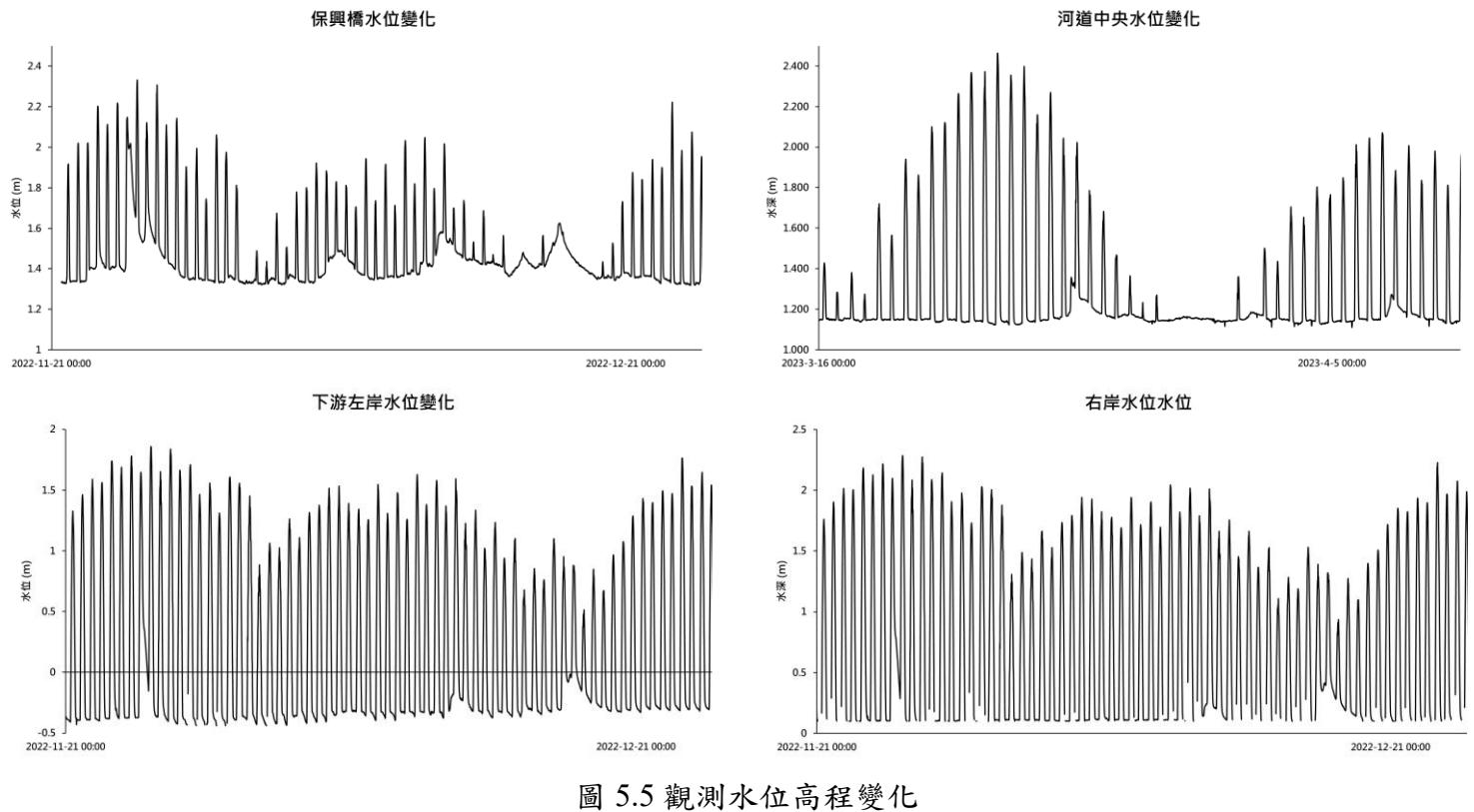


圖 5.5 觀測水位高程變化

潮位資料補遺方法依據缺失資料時間間隔以及缺失資料位置，還有有效水位持續記錄時間影響。若資料缺失為零星數筆可以直接使用線性內插補遺即可，若缺失資料時間較長但有先前持續記錄的水位資料，可以透過調和分析(harmonic analysis)解析現地受各種天體引力的影響，補全天文潮資料。本研究下游水位資料因缺失比例超過五成，同時有效觀測時長又不是連續的，所以上述兩種補遺方式並不適用。最終，本研究的水位資料決定利用研究區域北方的竹圍潮位觀測資料以及南方的新竹潮位觀測進行補遺，潮汐主要形成因子是天體與海水間萬有引力產生天文潮，而潮汐的時間與大小分別受到觀測區域的所在空間位置以及海底地形等參數影響。

補遺流程如圖 5.6 所示，篩選出有效的現地資料後，因發覺竹圍與新竹潮汐資料有些微時間差異性，因此需先將資料以相關係數(correlation coefficient)進行

時間遞移(time-lagging)的分析，並將朝位站觀測資料與現地觀測資料以無時間遞移的方式排序。校正後，將現地水位資料對兩站潮位觀測資料進行分區無截距的線性迴歸，利用已知潮汐資料按照各測站的迴歸係數（表 5.2）估計出研究區域的下游水位變化。

觀測資料以 6 分鐘為區間分析成果並無時間遞移現象存在，另外，本區域的分區是採無截距線性迴歸方式處理，並以竹圍潮位資料的 Q75 與 Q25 為界區分為波峰、平均與波谷區間，成果整理如圖 5.7 所示。

$$y = \beta_1 x_1 + \beta_2 x_2 + \varepsilon \quad (\text{式 5.1})$$

其中，

β_1 、 β_2	= 潮位觀測站權重
x_1 、 x_2	= 潮位觀測資料(m)
ε	= 誤差(m)
y	= 下游估計水位(m)

表 5.2 下游右岸水位資料補遺參數

竹圍潮位站權重 新竹潮位站權重		
波峰區間	0.6025	0.5025
<hr/> 竹圍潮位資料 $Q_{75}=1.019\text{m}$		
平均區間	0.6615	0.4784
<hr/> 竹圍潮位資料 $Q_{25}=-0.6105\text{m}$		
波谷區間	0.6025	0.5025

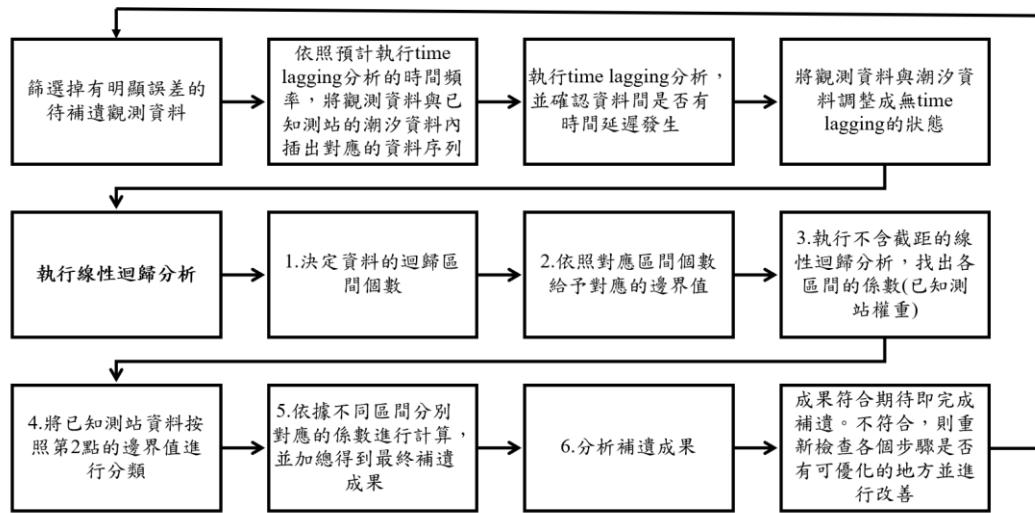


圖 5.6 水位資料補遺操作流程

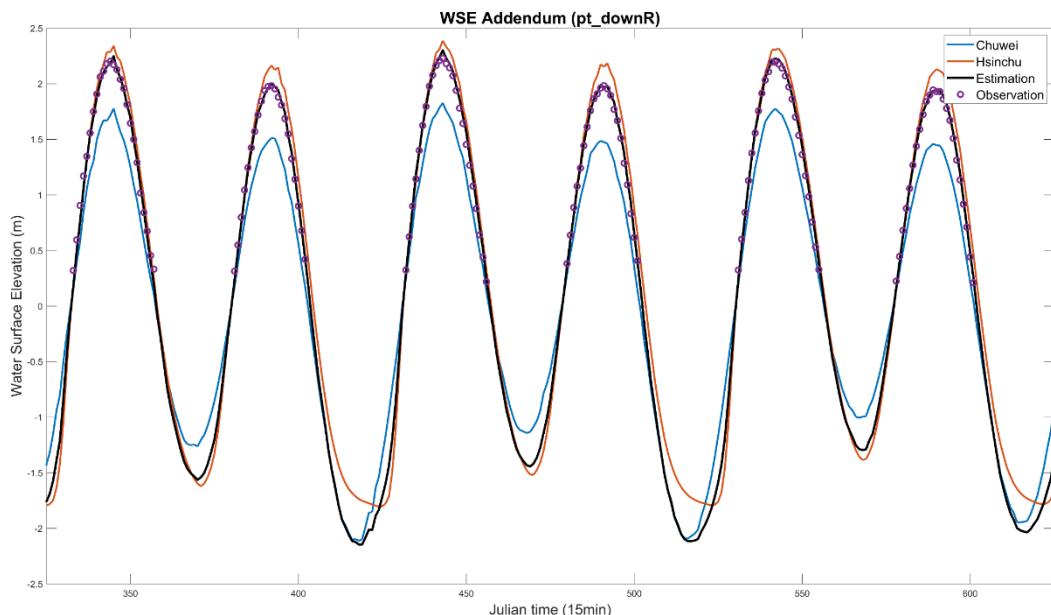


圖 5.7 水位資料補遺成果(pt_downR) (x 軸為水位資料歷經時長)

上游邊界流量在保興橋下方河道斷面施作半潮流量量測，河道斷面寬約 14 公尺，量測時間自 2022/11/28 上午 9 點 30 分起至下午 4 點 30 分，由於保興橋位處感潮河段，因此需藉由保興橋水位資料確認為受潮汐影響時間，資料經過篩選後，上游邊界平均流量量測結果為 1cms，同時確認流域內中央氣象局雨量觀測站近 48 小時降雨並未超過 5mm，因此後續將 1cms 當作新屋溪保興橋的基流量。

5.1.3 灘地調查成果

蒐集區域內粒徑或灘地高程資料時，並未發現有其他學術研究曾調查過此處灘地高程變化的資料，抑或是土方粒徑分析，因此將採用報告書提供的資料及本研究現地調查結果以彌補土壤跟土層資料不足處。治理規劃檢討報告書（經濟部水利署，2012）於 2008 年紅樹林尚未生長繁茂時，在研究場域中游左側灘地(C02)以及保興橋上游右側灘地(C03)開挖一立方公尺河床質並統整各採樣點的土壤粒徑分布曲線（圖 5.8），兩採樣坑平均粒徑(d_m)均為 1.83mm，屬於砂粒底床，但觀察粒徑分布曲線有超過 40% 的土石粒徑大於 2mm 屬於礫石。

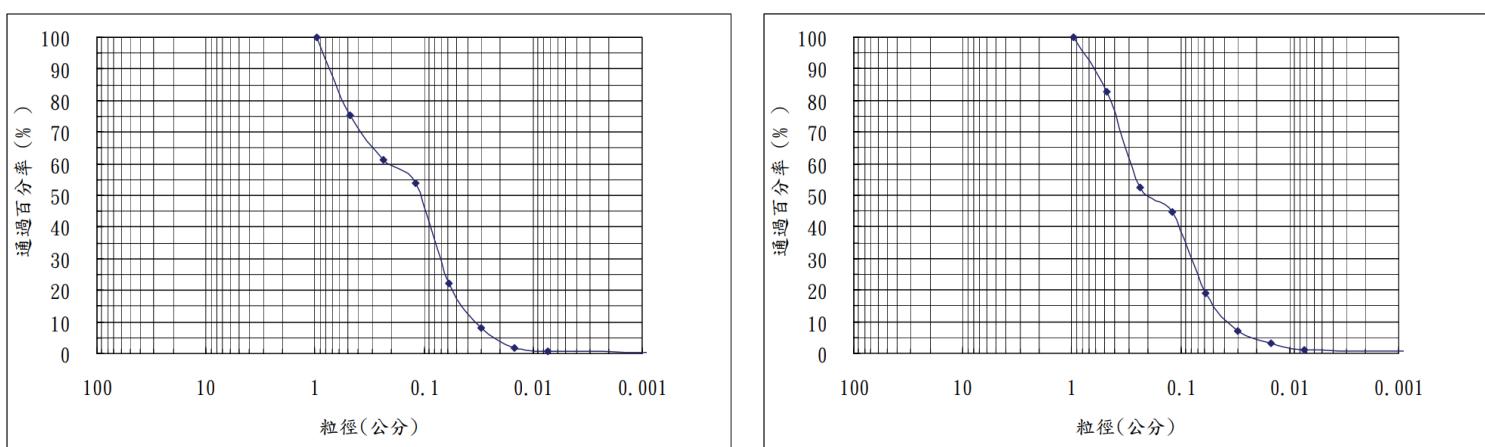


圖 5.8 土壤粒徑分布曲線

中游左側灘地 C02 採樣點（左圖），保興橋上游左側灘地 C03 採樣點（右圖）

資料來源：縣管河川新屋溪水系規劃—治理規劃檢討報告(2008)

現地觀察河床底質分布搭配正射影像圖呈現如圖 5.9 所示，保興橋至海堤轉彎處基本上屬於礫石到砂質土層，粒徑明顯大於報告書提供的粒徑曲線，另外越下游中值粒徑(d_{50})越小（經濟部水利署，2012），而藻礁區域分布在斷面 2 以下至斷面 1 區域，以上現地調查成果與正射影像相符。

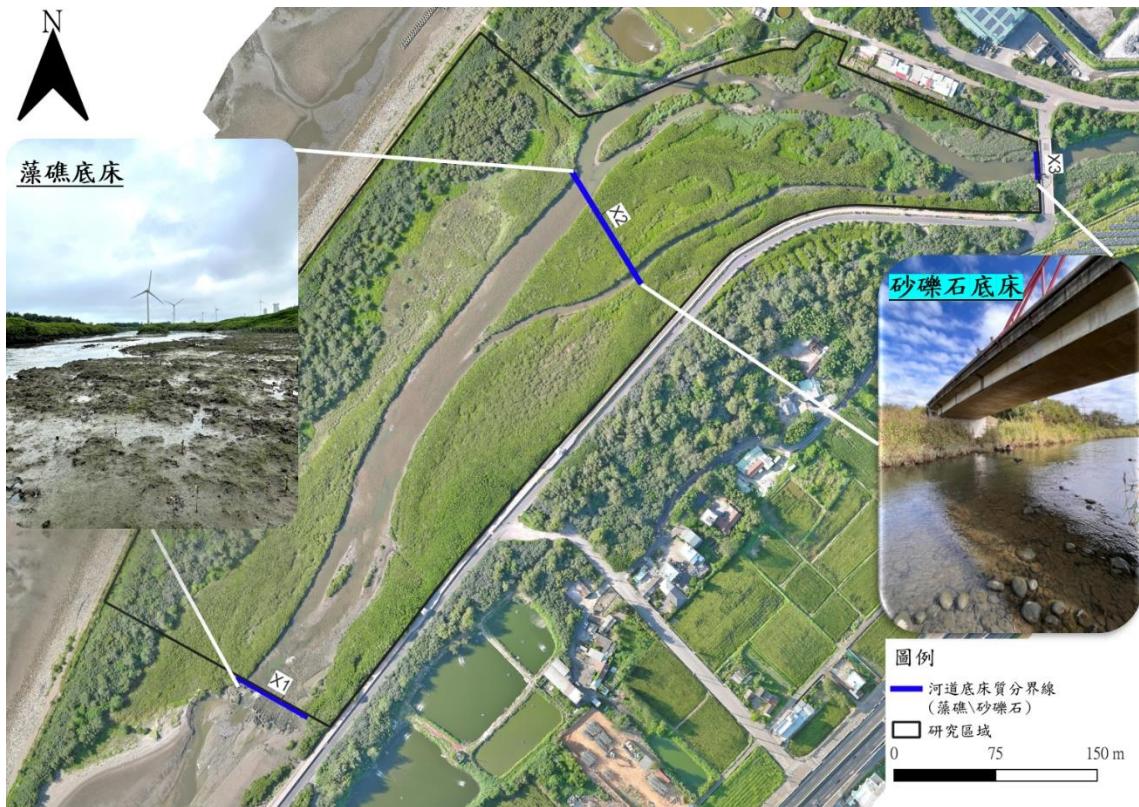


圖 5.9 行水區底床質調查與分界線

5.2 模式建立

5.2.1 模式條件設定

如 4.2 節所述建立新屋溪下游出海口的 SRH-2D 水理模式需要：研究區域目標網格圖層、現場棲地對應網格之底床曼寧 n 值、模擬紅樹林產生阻力之結構物功能和出入流邊界條件，輸砂模式則需額外提供不同棲地的土層厚度與土壤粒徑分布，以及適當之輸砂公式。針對研究區域建立的網格圖層如 4.2.1 節的圖 4.2 所示，底床曼寧 n 值依參考文獻建議將不同棲地設定不同數值如表 4.2 所示，於後續常時水位驗證時確定。

底床粒徑厚度依據現地調查成果（圖 3.4）配合地形高度進行調整，在下游左岸紅樹林灘地分別向下進行灘地土壤層厚度的量測，量測結果顯示越靠近河道區域的土層厚度越薄約 0.6 至 0.7cm，靠近堤防的厚度有 1.3m。為求簡化底床厚度分布，設定近河道灘地底床厚度為 0.7m、其餘灘地 1.3m 與中央植被覆蓋灘地 1m，至於藻礁coverage區域因其質地堅硬，將假設輸砂模擬對藻礁的沖刷能力有限，但仍可淤積，所以該區域底床不提供泥砂厚度。

模式設定至少需將底床厚度垂直劃分成一可沖刷層與一不可沖刷層（此層可以劃設數個，並給定不同泥砂粒徑分布曲線），主動層是底床表面與水體進行泥砂交換的區域，此處設定的可沖刷層是指單位時間內輸砂模擬最多可沖刷的厚度，因此主動層與部分次表層被含括在此可沖刷層內，若可沖刷層低於原先設定的數值，則會繼續向下方不可沖刷層補足厚度，直至給定的底床厚度全部沖刷殆盡為止。

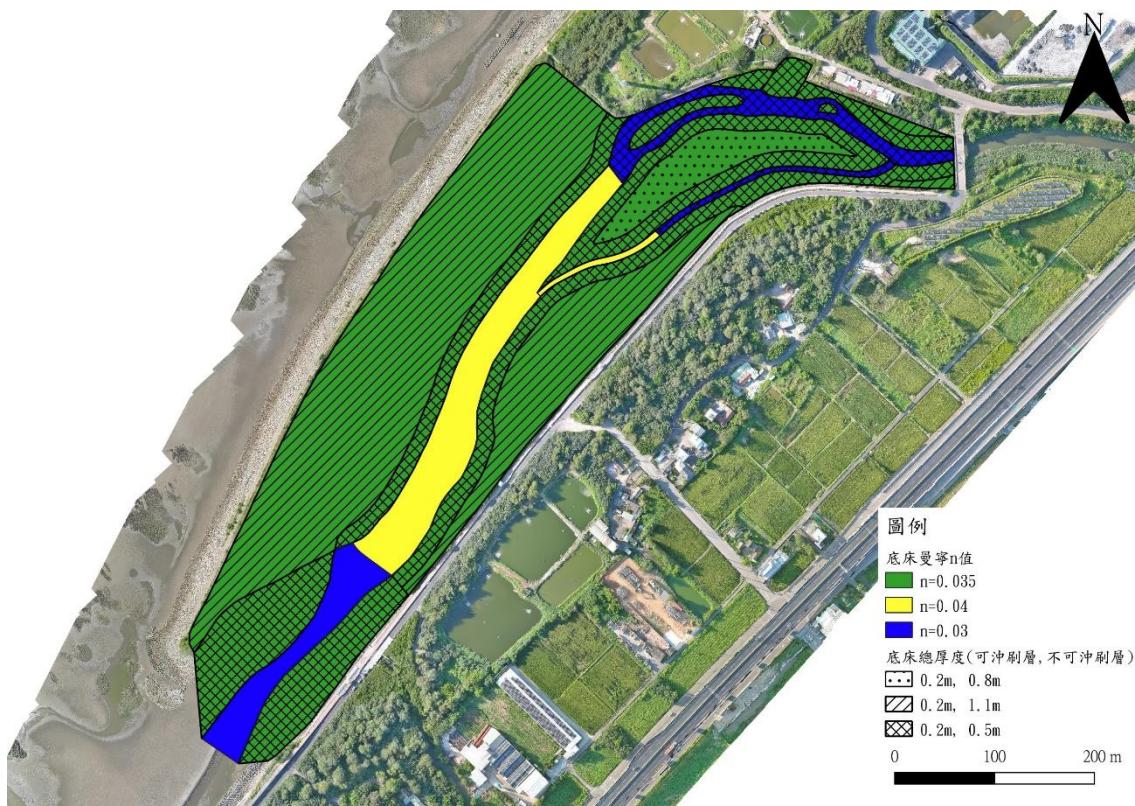


圖 5.10 模式底床曼寧 n 值及土層厚度設定

上游邊界條件以流量給定，入流量依照 5.1.2 節水文調查結果獲取的保興橋基流量 1cms 設定。下游邊界條件以水位進行控制，由於模式將於 5.2.2 節使用 Pt_mid 進行參數驗證，故需事先確認新屋溪流域在水理模擬近期並未降雨，造成現況入流量不符合假設的上游邊界條件(基流量)。經篩選決定擷取自 2023/03/19 下午 5 點 45 分至 2023/03/21 下午 5 點 45 分，共 48 小時的下游右岸灘地(Pt_downR)潮位觀測資料作為驗證 Pt_mid 的下游邊界，上述資料已確定模擬前當月新屋溪流域雨量站均無降雨紀錄，以上資料均經補遺程序後再匯入模式。

本研究採用 SRH-2D 模式設置結構物功能用以反應紅樹林等植生水理特性，採用此方式的主因為：(1) 若僅調整紅樹林覆蓋區域的灘地曼寧 n 值，雖水理模式模擬之水位資料與觀測之水位資料相似，模式品質成果優良具有高度參考性；(2) 輸砂模擬中應淤積的上游區域(根據現地觀察)，但採用 n 值模式發現將導致輸砂成果上游兩岸呈現大量沖刷，並且因兩岸嚴重淘刷使泥砂濃度大量增加。以上兩現象與歷史圖資、現地觀察或推估資料均不相符，使用結構物功能替代後上述兩現象均獲得大幅改善，故本研究認為使用結構物功能代替紅樹林產生之阻力，而非直接調整灘地曼寧 n 值，方可較貼近現地輸砂成果，後續於 6.2 節將呈現上述兩種不同模式模擬之底床剪應力差異。模式結構物設定需透過現地生物特徵調查方能計算、設定並取得符合現場狀況的結構物擾動後流場。經現地調查得知紅樹林生長密度與所在空間具高度相關性(圖 5.11)，靠近堤岸處紅樹林高大但分散，靠近河道處紅樹林較為矮小且繁密，平均整年度樣區內取得新屋溪出海口紅樹林生長密度約為 1.1 (株/m²)，紅樹林濕周寬度最終計算成果如表 5.3 所示。

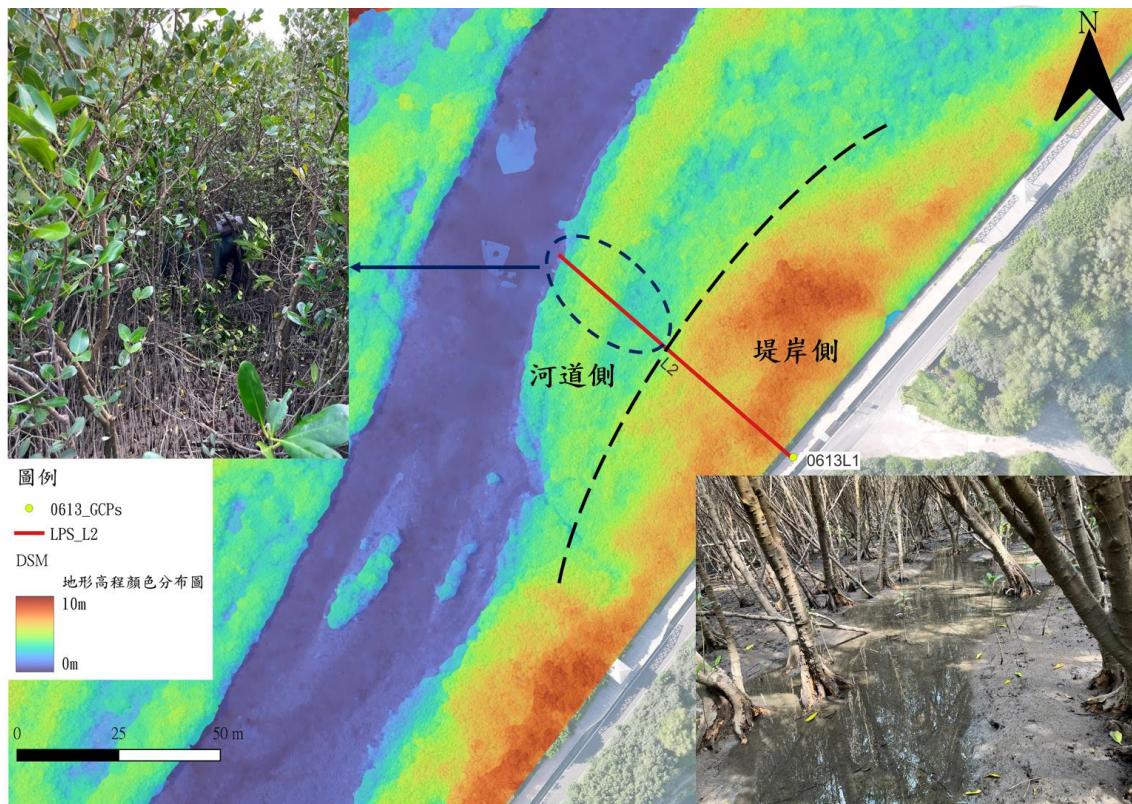


圖 5.11 研究區域左岸紅樹林灘地樹高與密度分布圖

SRH-2D 結構物功能限制如 4.2.3 節所述，造成模式模擬配置的結構物濕周大幅小於紅樹林的現地濕周，可能使結構物產生的阻力受到低估。為此，本研究進行結構物配置時，將紅樹林生長區域的灘地以結構物的影響範圍密集佈置之，先以低孔隙率搭配高阻力係數進行模擬，測試過程中察覺在高流量情況下該參數組合會讓區域內流場依循結構物影響面積周圍流動，並且因為河道橫斷面不透水區域增加讓水位大幅抬升以上兩種現象與現況均不相符。為了確保紅樹林覆蓋區域結構物功能足以提供所需阻力，同時又不影響行水區域流場，於下一小節決定結構物阻力係數及其餘參數設定，至於總濕周的計算成果與結構物布置成果，分別整理如表 5.3 及圖 5.12 所示。

表 5.3 研究區域紅樹林總濕周與 SRH-2D 結構物參數設定及計算成果

紅樹林樹徑寬度計算公式		$\text{植株平均密度} \times \text{灘地面積} \times \text{植株平均樹徑}$ $= \text{總樹徑寬度}$		
研究區域紅樹林總樹徑寬		$1.1 (\text{株}/\text{m}^2) \times 137619(\text{m}^2) \times 0.117 (\text{m}/\text{株})$ $= 17712(\text{m})$		
物件種類	寬(W)[m]	高(Z)[m]	特徵寬度[m]	結構物個數
OB1	18	3.5	7.15	5
OB2	24.5	3.5	7	2
OB3	35	3.5	10	72
OB4	55	3.5	15.7	20
模式中結構物總特徵寬		$\sum_{OB_i=1}^{i=4} (\text{特徵寬度} \times \text{結構物個數}) = 1074(\text{m})$		

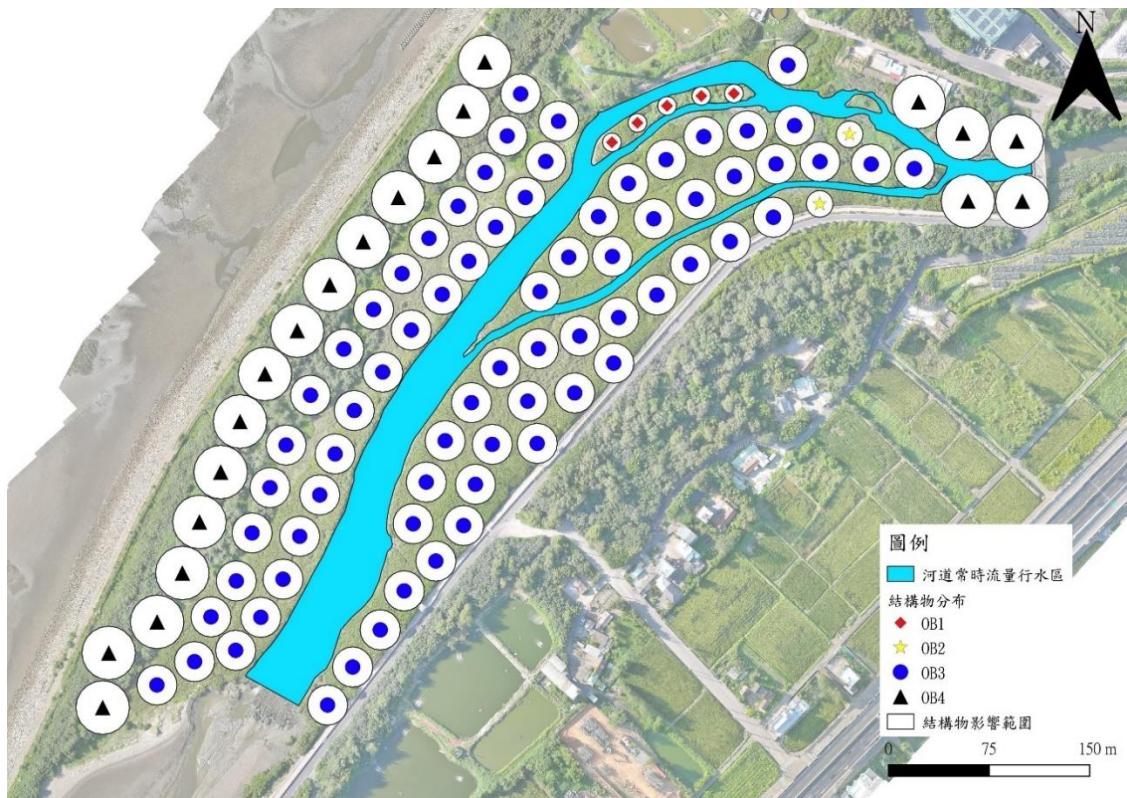


圖 5.12 SRH-2D 結構物布置成果及其影響範圍示意圖



5.2.2 參數調整及模式驗證

結構物初步模擬成果如下，基於本次待定參數僅為結構物孔隙率(β)，除了 β 值以外的參數在控制組與觀測組均需相同，參數設定如表 5.4 所示，對於紅樹林曼寧 n 值的設定有許多研究提出不同的假設，範圍從 0.1(Furukawa et al., 1997)；0.25-0.97 (Bryant et al., 2022)，本次控制組採用 Furukawa 等人建議值 0.1，其餘有結構物的案例灘地曼寧 n 值設定為 0.03。上游水位觀測點資料顯示，在流量增加時 β 值越小的水位會增加得越快，當 β 值為 0 時的洪峰水位資料較控制組提高 3m，此舉因含結構物覆蓋區域阻力提升，造成水流不易通過促使上游水位抬升。另外，當 β 值為 1 時的洪峰水位資料比控制組低 0.2m，但仍比不放置結構物的水位要高，這表示藉由結構物產生的阻力並不足以達到紅樹林灘地曼寧 n 值設定為 0.1 產生的底床剪應力，最終決定孔隙率(β)等於 0.7 為較佳解。

表 5.4 結構物孔隙率(β)水位驗證之模式參數設定

	控制組(control group)	實驗組(treatment group)
河道曼寧 n 值	0.035	
藻礁曼寧 n 值	0.04	
灘地曼寧 n 值	0.1	0.03
結構物阻力係數(C_d)	—	1.2/—
結構物孔隙率(β)	—	0.0/0.4/0.7/1.0/—

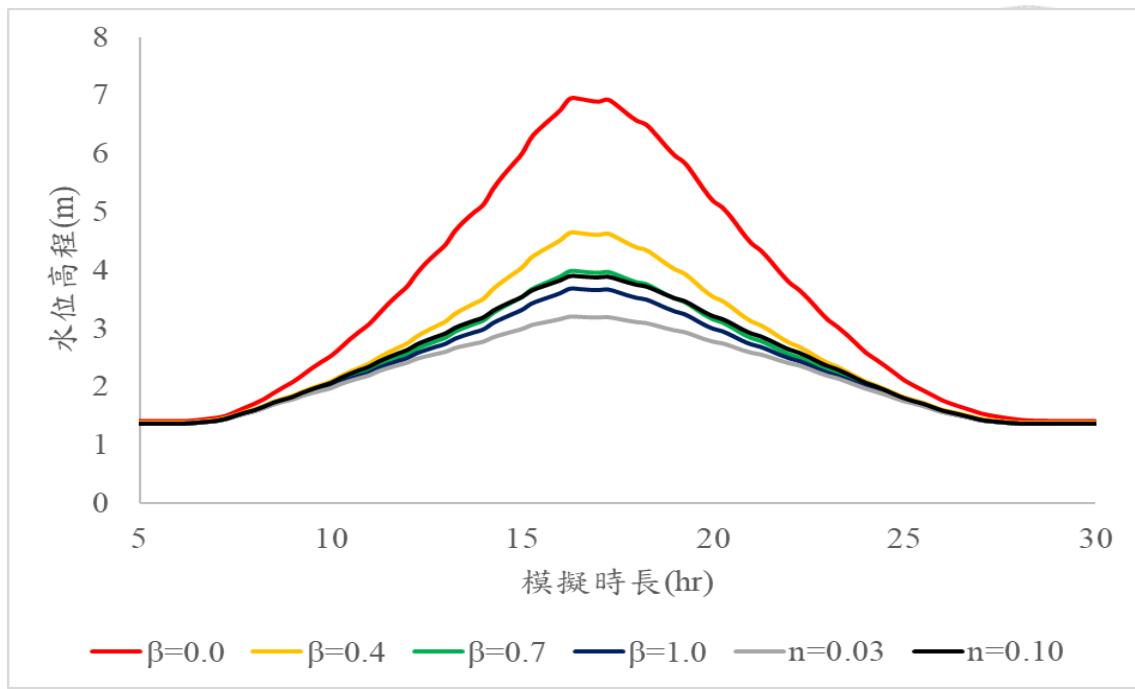


圖 5.13 不同結構物孔隙率(β)與紅樹林灘地曼寧 n 值的水位變化

為了確保模式建立的準確性以及降低模式模擬成果的誤差，本節後續先利用 Pt_mid 的水位資料進行水理模式參數之率定驗證，利用 NSE、RMSE 以及 KGE 率定驗證指標決定灘地曼寧 n 值、藻礁曼寧 n 值以及結構物阻力係數(C_d)在不同情境組合下的最優解後，再利用新屋溪出海口歷年正射影像圖配合現地調查決定適當之輸砂公式。

模式模擬成果品質好壞普遍使用模式有效性係數(Nash-Sutcliffe Efficiency Coefficient, NSE)進行驗證，計算公式如(式 5.2 所示(Nash & Sutcliffe, 1970))。NSE 值是一標準化的測量，用以評估觀測資料與模擬資料的差異，其值由負無限大到 1，該公式將模擬資料產生的誤差平方與觀測資料間本身誤差平方進行比較，當觀測資料本身無誤，NSE 越接近 1 表示越能完美模擬出目標資料，模擬品質在 $NSE \geq 0.9$ 表示品質非常良好(Ritter & Muñoz-Carpena, 2013)，當 NSE 值趨近 0 表示模擬成果近似觀測資料的平均值，若 NSE 小於 0 代表其模擬資料誤差過大，使用觀測平均值的成果比模擬成果優良。

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^N [q_{obs}(t) - q_{sim}(t)]}{\sum_{t=1}^N [q_{obs}(t) - \bar{q}_{obs}]^2}$$

$$NSE = 1 - \left(\frac{MSE}{\sigma_0} \right)$$



其中，

$q_{obs}(t)$	= t 時間的觀測資料	$q_{sim}(t)$	= t 時間的模擬資料
\bar{q}_{obs}	= 觀測資料平均	N	= 模擬時長

表 5.5 NSE 模式品質對照表

模式品質	NSE
非常良好	≥ 0.90
良好	0.90~0.80
可接受	0.80~0.65
不盡理想	<0.65

但此係數也被部分學者質疑其代表性(Gupta & Kling, 2011; Liu, 2020; Schaeefli & Gupta, 2007)，例如：NSE 在低流量會被高估或高流量會被低估，該係數在不同模擬案例間並無法提供可靠的比較基礎，基於 NSE 的評判標準是採用 MSE(Mean Square Error)這便降低係數針對有相關性資料的分析，並且對於有高度季節性的融雪逕流分析也會被高估。本研究的觀測資料位處感潮河段屬於高週期性的資料，故本節常時水位驗證除了計算 NSE，還會考慮包含相關性係數(Corr)的指標 KGE(Kling-Gupta Efficiency)，如（式 5.3 所示。KGE 指標內考慮相關性係數、標準差以及平均值，並合理平分彼此權重，KGE 最大值為 1，數值越大代表模擬成果越好。



$$KGE = 1 - \sqrt{(Corr - 1)^2 + \left(\frac{\sigma_{sim}}{\sigma_{ob}} - 1\right)^2 + \left(\frac{\mu_{sim}}{\mu_{ob}} - 1\right)^2}$$

$$Corr = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}}$$

其中，

σ_{sim}	= 模擬資料標準差	σ_{ob}	= 觀測資料標準差
μ_{sim}	= 模擬資料平均值	μ_{ob}	= 觀測資料平均值
X_i 、 Y_i	= 模擬/觀測資料	\bar{X} 、 \bar{Y}	= 模擬/觀測資料平均值

本研究分析以 NSE 為主，並以 KGE 和 RMSE(Root Mean Square Error)進行輔助判別模式中參數的設定，參與參數驗證的灘地曼寧 n 值、藻礁曼寧 n 值以及結構物阻力係數分別有 3 個，共有 27 組資料，參數設定如表 5.6 所示，以下為本次常時水位的驗證成果。

表 5.6 常時水位率定驗證之模式參數設定

模擬時間：	2023/03/19 下午 5 點 45 分至 2023/03/21 下午 5 點 45 分，共 48 小時 (192 筆)		
	入流條件： 1cms，保興橋量測基流量 (參考 5.1.2 節)		
出流條件：	下游右側灘地(Pt_downR)水位補遺資料		
模擬步長：	0.15sec		
模式參數設定			
河道曼寧 n 值	0.035	結構物孔隙率(β)	0.7
灘地曼寧 n 值	0.030/0.033/0.035		
藻礁曼寧 n 值	0.040/0.043/0.045		
結構物阻力係數(C_d)	1.1/1.2/1.3		

本次水位驗證成果表明 27 組情境分析中，當結構物孔隙率(β)為 0.7，藻礁曼寧 n 值越大 NSE 值分析成果越差（表 5.7），與結構物阻力係數(C_d)越大產生的效果相反，至於所驗證的灘地曼寧 n 值對 NSE 影響並不高。所有流量情境的 RMSE 都在 5cm 以內，且 NSE 成果均大於 0.98，由此可知本次所有參數組合分析取得的資料品質非常良好，同時藉由表格中的 max_error 和 min_error 可以得知，在高流量模擬時水位準確度相較低流量的情況優良（高流量 5.24cm 與低流量 11.38cm），灘地 n 值為 0.030 時 Corr 較大，且灘地設置為 0.030 可與有大顆粒石塊散布的河道粗糙度($n=0.035$)有所區別，應該會更貼近現地情況。透過本節的常時流量水位驗證，最終決定灘地曼寧 n 值、藻礁曼寧 n 值以及結構物阻力係數(C_d)，分別設置為 0.030、0.040 以及 1.3。

表 5.7 常時水位率定驗證成果

Mudflat-n 0.035									
	Algal-n 0.040			Algal-n 0.043			Algal-n 0.045		
	$C_d = 1.1$	$C_d = 1.2$	$C_d = 1.3$	$C_d = 1.1$	$C_d = 1.2$	$C_d = 1.3$	$C_d = 1.1$	$C_d = 1.2$	$C_d = 1.3$
RMSE	0.0479	0.0478	0.0476	0.0481	0.0480	0.0479	0.0484	0.0482	0.0481
Max error	0.0525	0.0524	0.0524	0.0523	0.0523	0.0522	0.0524	0.0525	0.0526
MIN error	-0.1143	-0.1141	-0.1138	-0.1159	-0.1158	-0.1157	-0.1170	-0.1169	-0.1168
NSE	0.9819	0.9820	0.9821	0.9817	0.9818	0.9819	0.9816	0.9816	0.9817
Corr	0.9980	0.9980	0.9980	0.9978	0.9978	0.9978	0.9976	0.9976	0.9976
KGE	0.9345	0.9346	0.9348	0.9353	0.9355	0.9357	0.9359	0.9360	0.9362
Mudflat-n 0.033									
	Algal-n 0.040			Algal-n 0.043			Algal-n 0.045		
	$C_d = 1.1$	$C_d = 1.2$	$C_d = 1.3$	$C_d = 1.1$	$C_d = 1.2$	$C_d = 1.3$	$C_d = 1.1$	$C_d = 1.2$	$C_d = 1.3$
RMSE	0.0479	0.0478	0.0476	0.0481	0.0480	0.0479	0.0484	0.0483	0.0481
Max error	0.0525	0.0525	0.0525	0.0523	0.0523	0.0523	0.0523	0.0522	0.0523
MIN error	-0.1143	-0.1141	-0.1139	-0.1160	-0.1158	-0.1157	-0.1172	-0.1170	-0.1169
NSE	0.9819	0.9820	0.9821	0.9817	0.9818	0.9819	0.9816	0.9816	0.9817
Corr	0.9980	0.9980	0.9980	0.9978	0.9978	0.9978	0.9976	0.9976	0.9976
KGE	0.9344	0.9346	0.9348	0.9352	0.9354	0.9356	0.9358	0.9360	0.9362
Mudflat-n 0.030									
	Algal-n 0.040			Algal-n 0.043			Algal-n 0.045		
	$C_d = 1.1$	$C_d = 1.2$	$C_d = 1.3$	$C_d = 1.1$	$C_d = 1.2$	$C_d = 1.3$	$C_d = 1.1$	$C_d = 1.2$	$C_d = 1.3$
RMSE	0.0479	0.0478	0.0476	0.0481	0.0480	0.0479	0.0484	0.0482	0.0481
Max error	0.0525	0.0524	0.0524	0.0523	0.0523	0.0522	0.0524	0.0525	0.0526
MIN error	-0.1143	-0.1141	-0.1138	-0.1159	-0.1158	-0.1157	-0.1170	-0.1169	-0.1168
NSE	0.9819	0.9820	0.9821	0.9817	0.9818	0.9819	0.9816	0.9816	0.9817
Corr	0.9981	0.9981	0.9981	0.9978	0.9978	0.9978	0.9976	0.9976	0.9976
KGE	0.9343	0.9345	0.9347	0.9351	0.9353	0.9355	0.9357	0.9359	0.9361
Mudflat -n=0.035		Cd		Mudflat-n=0.033		Cd		Mudflat -n=0.03	
NSE		1.1	1.2	1.3	NSE		1.1	1.2	1.3
Algal-n	0.040	0.9819	0.9820	0.9821	Algal-n	0.040	0.9819	0.9820	0.9821
	0.043	0.9817	0.9818	0.9819		0.043	0.9817	0.9818	0.9819
	0.045	0.9816	0.9816	0.9817		0.045	0.9816	0.9816	0.9817

接著決定以下何者輸砂公式試用本區域，包括：Engelund-Hansen(1972)、modified Meyer-Peter-Muller(2006)、Parker (1990)、Wilcock and Crowe (2003)和 Wu et al. (2000)。礙於本研究並未調查到前人於新屋溪灘地的歷年高程變化資料，或具有政府歷年調查到的 1m 至 5m 精細數值高程模型資料(DEM)，故本研究最終輸砂公式的選定主要參考輸砂公式建議之適用範圍、歷年沖淤範圍變化區域、輸砂公式特性。

附件 1 為本研究測試以相同水理和底床質條件，觀察不同輸砂公式在空間上的沖淤分布，可看出 Engelund-Hansen(1972)在上游右側灘地以及 pt_mid 附近有大範圍淤積，而區分主支流的中央灘地受水流攻擊面有大量沖刷，並且主河道海堤轉彎連接右岸灘地處也有少部分的土層沖蝕；modified Meyer-Peter-Muller(2006)模擬成果顯示上游兩岸有部分淤積、上游支流旁灘地有些許沖刷，在主河道海堤轉彎連接右岸灘地處則有小區域的大量沖刷產生；Yang(1979)與 Wu et al.(2000a)的輸砂公式在本研究區域疑似無法取得有效的模擬，前者在上游右岸灘地有大範圍且高深度的沖刷現象產生，但在下游區域並未有明顯淤積，後者在設定條件下並未產生沖刷與淤積，因此無法進行分析；Parker (1990)和 Wilcock and Crowe (2003)的輸砂模擬成果，可以察覺兩者的沖淤空間分布雷同，沖刷區域主要分布在區分主支流的中央灘地受水流攻擊面、主河道海堤轉彎連接右岸灘地處和下游右側灘地，至於淤積區域多分布在上游右側灘地、下游左岸灘地、深潭或是部分河道上。

以上輸砂公式模擬成果，以 Parker (1990)和 Wilcock and Crowe (2003)的輸砂公式適用範圍符合本研究的河床質條件，因此本節後續將分析這兩種公式產生的沖淤分布是否符合歷年正射影像呈現出的形貌變化，並決定最後使用的輸砂公式。

依據研究區域背景調查資料蒐集說明新屋溪出海口的紅樹林並非種苗隨波逐流至當地著床生長，而是在 1956 及 1977 年時人工種植並留存至今(薛美莉, 1995)，但藉由農林航測所拍攝的正射影像圖可得知，在 1978 年時，右岸灘地靠海側就有大片防風林存在（附件 2），與此同時研究區域其餘地方並未有明顯植生覆蓋，左岸灘地也並未形成，也並未觀察到書中標示紅樹林分布區域有植生存在。2001 年

左右，新屋溪河道形貌大致趨於穩定，左右岸以及河道中央灘地形成，中央灘地有少部分植物生長。直至 2008 到 2014 年紅樹林迅速在研究區域覆蓋，分布範圍與 2022 年調查的成果高度相同，故推測研究區域之紅樹林是此時人工種植才能大範圍覆蓋，利用 GIS 軟體將灘地邊界畫出（圖 5.14），可以明顯看到沒有紅樹林及植生覆蓋前的 2008 年，與生長一段時間之後的 2022 年在上游左右兩岸灘地邊界都有明顯擴張，中游左右岸灘地也有向河道測擴張，另外主河道海堤轉彎連接右岸灘地處與及下游右岸處則有沖刷產生，研判分別因前者位處凹岸屬於攻擊面，而後者長時間潮汐作用下底床無藻礁覆蓋泥砂大量流失導至。

以上資料分析，基本上都已經篩選掉因為影像拍攝當下屬於漲潮期間導致無法有效畫設出灘地確切邊界的影響，因此可以確認新屋溪出海口的灘地是先經過長年的水理輸砂條件雕塑出現在河川形貌的雛型，再藉由紅樹林生長將灘地邊界都固定下來，並逐漸向河道擴張，但近幾年的影像並沒有發現太明顯的灘地擴張行為產生。因此可以確認紅樹林初期在新屋溪出海口確實有起到固定灘地泥砂作用，而歷史圖資成果也顯示 Parker(1990)和 Wilcock and Crowe (2003)在研究區域內沖刷位置模擬成果與現地狀況較為吻合。

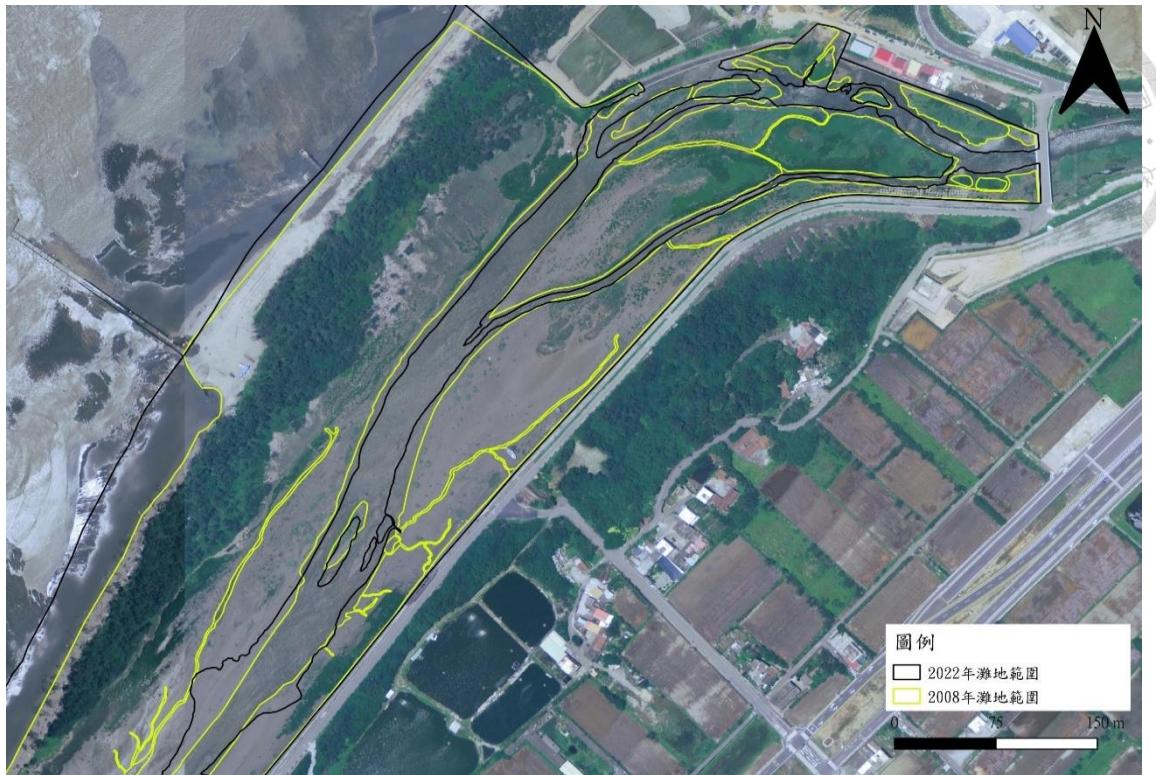
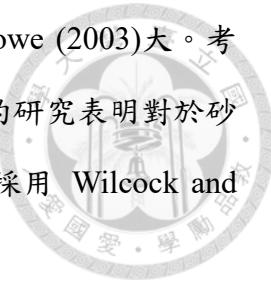


圖 5.14 新屋溪下游灘地範圍變化

由於沒有灘地歷年高程資料進行模式模擬驗證，也無法透過歷史正射影像圖抉擇出將要使用的公式，本研究是透過兩者公式在參數設定上的要求及差異，決定最終使用的輸砂公式為何。Parker (1990)和 Wilcock and Crowe (2003)輸砂公式基本利用不同粒徑的材料在水流運動下會相互干擾，當細顆粒被大顆粒阻擋在水流後方會使要啟動後方細顆粒所需的力增大，此現象便是 Parker 所說的遮蔽效應，在啟動相同粒徑的泥砂若有遮蔽效應存在所需能量需要越大，最初 Parker 提出該公式時僅考慮 2mm 以上的材質進行參數驗證，且其提出的遮蔽效應所影響到臨界剪應力(critical shields stress)在不同粒徑產生的效果均差異不明顯，但 Wilcock 和 Crowe 兩位學者認為遮蔽效應在不同底床質條件下應該有不同的校正，因此在將 1mm 的砂石也納入考量，他們觀察到當砂石比例越大，細粒料可以作為粗粒料間的潤滑劑降低所需的臨界剪應力，並以此結果提出依照底床粒徑分布不同會產生不同遮蔽效應的係數。

Parker (1990)和 Wilcock and Crowe (2003)模擬出來的成果即使沖淤分布與範圍雷同，但 Parker (1990)公式因遮蔽效應在不同粒徑大小下效果一樣，對砂質比較較



多的土壤可能過於嚴苛導至模擬出的沖刷能力較 Wilcock and Crowe (2003)大。考量到研究區域河床質有一半屬於砂質土壤，儘管 Andrews (2000)的研究表明對於砂粒混合的場域 Parker (1990)輸砂公式也可適用，但最終仍選擇採用 Wilcock and Crowe (2003)作為研究區域的輸砂公式。

由於本研究主題並未涉及不同泥砂粒徑的輸砂試驗，因此在 SRH-2D 中，Wilcock and Crowe (2003)輸砂公式的參數設定將以預設條件進行後續模擬。

表 5.8 SRH-2D 中 Wilcock and Crowe 輸砂公式參數設定

Wilcock T1	0.021
Wilcock T2	0.036
Wilcock sand diameter(mm)	1.0

至此，利用新屋溪當時水位驗證已經確定本研究模式建立的水理模擬具高度可靠性 ($NSE=0.9821$)，輸砂模擬由於沒有歷年灘地高程或歷年土方變化資料進行輸砂公式細部參數驗證，但利用三種篩選條件已經將研究區域內會發生沖刷或淤積區域地區驗證完成。



第六章 情境設定與模擬分析

本研究目標是希望確認紅樹林在新屋溪出海口是否可以作為未來應對因應氣候變遷導致全球海平面上升的自然解方之一，為了瞭解紅樹林確實可行，本研究將假設一假想條件模擬研究區域新屋溪保興橋處的流量與輸砂量，並分析經歷假設條件後研究區域內各區域沖刷淤積的灘地高程及土方體積變化量。

6.1 情境假設與邊界條件設定

本研究將情境模擬的水理條件設定為在保興橋斷面可能產生的 25 年重現期流量及泥砂入流量，依據經濟部在「前瞻基礎建設計畫-水環境建設」的「縣市管河川及區域排水整體改善計畫」中提出的防洪改善設計標準要求「直轄市、縣（市）管河川以通過 25 年重現期距洪水設計，50 年重現期距洪水不溢堤為目標」，除了上述標準外，選擇重現期為 25 年也是評估在這個頻率下上游帶來的流量與泥砂量較為充裕，或許可觀察到研究區域內不同位置的沖刷與淤積現象。

本研究欲探討未來新屋溪集水區的土地經過開發或是極端降雨造成大量泥砂進入河川，使新屋溪上游有不同懸浮泥砂濃度條件是否會對研究區域灘地沖淤產生顯著影響。另外，如今氣候變遷下海平面逐漸上升，紅樹林灘地未來是否有能力可以作為對抗國土流失的永續手段。

6.1.1 25 年重現期上游流量與泥砂濃度條件

本次模擬之上游入流條件 25 年重現期流量與泥砂輸送量，將利用治理規劃檢討報告書（經濟部水利署，2012）於 2008 年驗算的成果並代入。

流量部分，統計新屋溪流域內及附近具代表性且記錄完備的雨量觀測站之雨量資料：觀音、永安和新屋（農田水利會及中央氣象局），共計四站，統計時間自 1924 年至 2008 年間 24 小時最大累積降雨量事件。以常態分布之同位序法為設計雨型，選取 18 場分布型態相似且具代表性之 24 小時暴雨資料（附件 3），將每時

段之雨量所佔全時段雨量之百分率求出，以計算該數場暴雨之平均值雨量百分比配置，再依右大左小依序排列導出設計雨型，如圖所示，最後，透過三角形單位歷線公式搭配同位序雨型（圖 6.1）可取得 25 年重現期的洪峰歷線，考慮單位時間之降雨量有 3mm/hr 的降雨損失。三角形單位歷線公式及研究區域採用之參數如下所示：

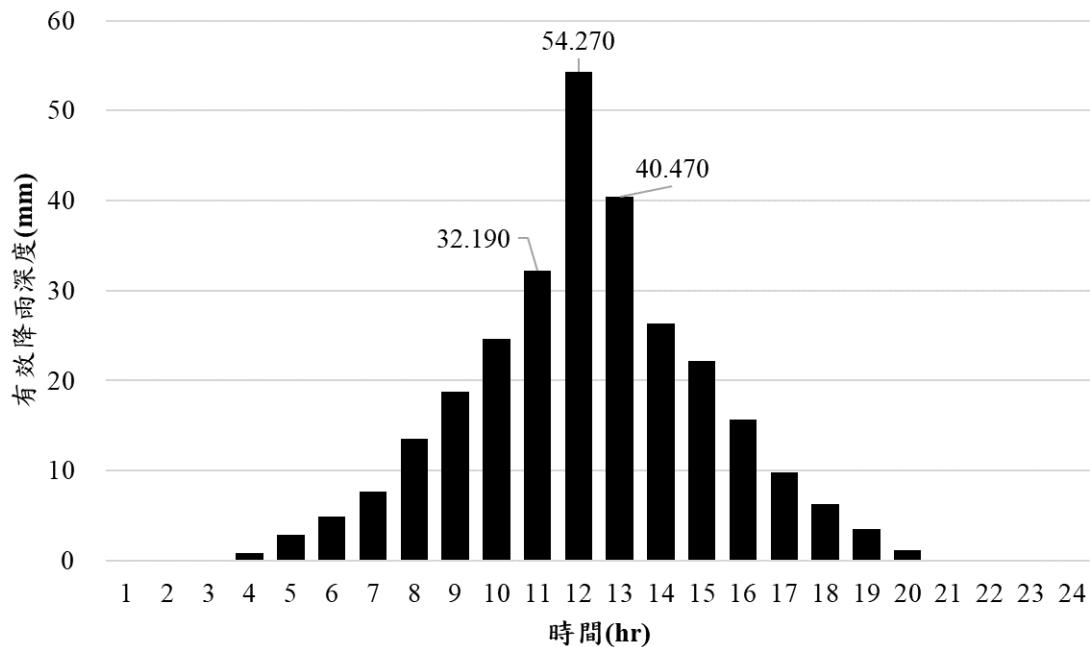


圖 6.1 24 小時常態分佈同位序法之有效降雨歷線圖

$$Q_p = \frac{0.208 A R_e}{T_p}$$

$$T_p = \frac{D}{2} + 0.6 T_c \quad (\text{式 6.1})$$

$$T_r = 1.67 T_p$$

$$T_b = 2.67 T_p$$

其中，



Q_p	= 洪峰流量(csm)	18.92
A	= 流域面積(km^2)	19.83
R_e	= 超滲降雨(mm)	54.27
D	= 單位降雨延時(hr)	1
T_p	= 開始漲水至洪峰發生時間(hr)	2.18
T_c	= 集流時間(hr)	3.27
T_r	= 洪峰流量至歷線終端之時間(hr)	3.64
T_b	= 基期時間(hr)	5.82

本研究計算因降雨產生的 25 年重現期洪峰歷線如圖 6.2 所示具有雙洪峰值，最大洪峰流量為 219.6cms 近似於報告書中的 218cms，其次峰值出現於 1 小時後也有 217cms，洪水持續時間為 21.82 小時，與此同時為了讓模式內水理條件在洪峰前後懸浮泥砂能夠沉降，本研究入流邊界條件設置以延時 30 小時 1cms 為基流量，在第六小時增添 25 年重現期產生之洪峰歷線，故最終假設之入流條件於模式模擬 16.2 小時會發生 200.6cms 的洪峰量。

河道入流輸砂量，依據報告書闡述採用用蕭克立茲氏(Schocklitsch)公式計算張氏公式(Chang, H.H.)推算河川輸砂量（包括推移載和懸浮載），報告書推估研究區域流量及其相對應輸砂量迴歸率定曲線為 $Q_s = 1E - 09Q^{3.7466}$ ， $R^2 = 0.9986$ ，其中 Q 為流量(cms)、 Q_s 為輸砂量(cms)。代入上述研究區域入流邊界條件即可得知入流泥砂濃度歷線，同時 25 年重現期的最大泥砂濃度為 603ppm。

本研究將模擬 0.5、1 和 2 倍的推估 25 年重現期的最大泥砂濃度作為上游泥砂入流峰值條件，並觀察不同濃度下灘地的沖淤效果。

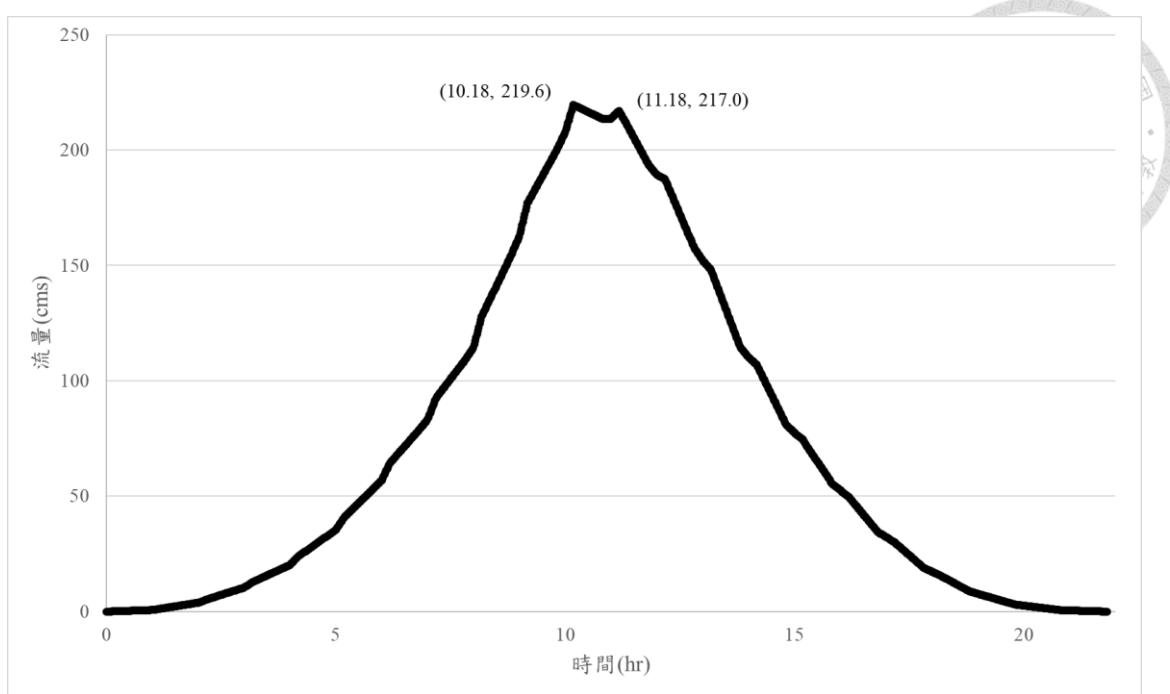


圖 6.2 保興橋 25 年重現期洪峰歷線

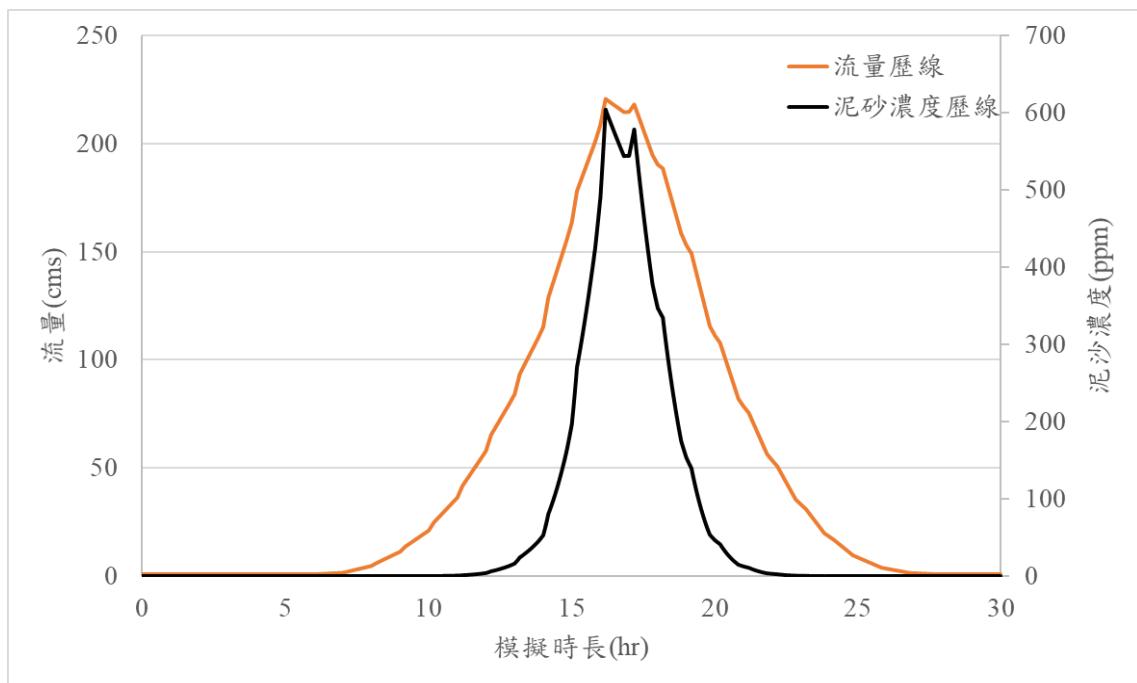


圖 6.3 模式入流流量與泥砂濃度歷線

6.1.2 下游水位條件

模式下游邊界條件由水位控制，本研究假設以 2022 年研究區域平均潮位面(MWL)作為基準，參考交通部氣象局 2022 年發表的潮汐觀測資料年報可得知竹圍與新竹潮位資料站的平均潮位分別為 8.7cm 和 19.8cm，利用表 5.2 下游右岸水位資料補遺參數推算得知新屋溪出海口平均潮位約 10.23cm。除此之外，本研究欲分析紅樹林固砂成效是否可跟得上台灣的海平面上升速度，因此也需模擬未來上升後之海平面。

關於台灣不同區域未來海平面上升速度之推估研究，有部分學者利用衛星影像資料進行分析，不過區域劃分較不精細且資料觀測時間長度不夠造成推估出來的資料容易與趨勢有所出入，對比中國在渤海、黃海、東海和南海統計的 25 年潮汐觀測資料(1993-2016)，Qu et al. (2019)扣除地層變動影響分析得知中國海平面上升率為 3.2mm 左右。不過由於上臺灣海平面上升速率由北(2~3mm/yr)往南(8~12mm/yr)逐漸增加，無法直接使用鄰近國家甚至是全球海平面上升率推估研究區域的上升速率，故本研究參考交通部運輸研究所發布的「臺灣海域海平面上升之加速特性研究 (2017)」決定研究區域未來的海平面上升速率。文中除了分析臺灣潮汐測站的長期潮位資料外，還將地表變化量以及氣候因素納入考量，地表變化利用已建置之地面控制點進行歷年高程變化分析，氣候因素利用衛星資料取得的海平面氣壓、東西方向與南北方向之表面風速、海平面溫度、地表溫度以及雲總遮蔽量分析是否有發生聖嬰-南方振盪(ENSO)或太平洋年代際振盪(PDO)現象。

利用 1993 年至 2012 年的各項資料分析成果顯示，歷經地表變化量校正後的潮汐資料趨勢，在考慮是否受氣候因子影響的估算量分別是 2.3mm/yr 和 3.5mm/yr，另一方面文中藉由衛星資料推估 1993 年至 2012 年之海平面上升速率約 2~4mm/yr，此估算成果與考慮氣候因子的潮汐資料趨勢較為一致。為了確認該成果是否屬實，本研究查閱近期刊登於 Sustainability 研究關於臺灣海平面上升的文獻(Hsieh et al., 2022)，文章成果利用透過修飾後的調和公式分析臺灣 16 個潮位觀測站自建站起至 2019 年海平面上升速率，分析成果顯示新竹潮位站的長期趨勢為 2.0mm/yr($R^2=0.98$)

與交通部運輸局在新竹站的推估成果 2.01mm/yr 吻合。因此，新屋溪出海口海平面上升速率或許可藉由整合兩研究成果進行推估，透過 Hsieh et al. (2022)的研究可知新竹站與竹圍站的海平面上升速率趨勢分別是 2.0mm/yr 和 2.7mm/yr ，由於推算海平面上升速率需要長期不間斷高品質的資料才可估算，因此本研究平均兩站推估之數值作為研究區域的海平面上升速率(2.35mm/yr)。若利用 2022 年的新竹與竹圍兩站權重分析 2012 年至 2022 年研究區域的海平面上升速率是否與兩份研究推估相同，推算 2012 年新屋溪河口平均海平面約 0.1347m ，假設研究區域每年上升 2.35mm 至 2022 年平均潮位面應為 0.1582m ，與 2022 年調查成果 0.1523m 低了 0.59cm ，此誤差本研究認為應屬合理範圍內，因「臺灣海域海平面上升之加速特性研究 (2017)」說明當考慮氣候因子該參數影響量約 2.80mm/yr ，例如 2014 年至 2015 年聖嬰現象十分強烈，導致臺灣周圍海平面顯著下降，分析平均海平面是否包含聖嬰年的資料，1993-2012 年的資料相較 1993-2015 年的資料，平均海平面上升 1.71mm/yr 。

最終，模式下游水位邊界條件，除了 2022 年研究區域調查成果(0.1523m)外，欲額外模擬國際目前規畫全球排碳量須回歸 2005 年碳排水準的 2050 年(0.1581m)，以及本世紀末 2100 年(0.3356m)的平均潮位面作為模擬情境，海平面上升速率均採用 2.35mm/yr 進行推估。

6.1.3 模式模擬最終參數設定

表 6.1 模式模擬最終參數設定



入流條件：	新屋溪保興橋 25 年重現期洪峰歷線		
入流泥砂峰值：	300ppm/600ppm/1200ppm		
出流條件：	新屋溪出海口推估西元年之平均潮位面高程 0.1523m/0.1581m/0.3356m		
模式參數設定			
模擬步長(sec)	0.15		
河道曼寧 n 值	0.035	灘地曼寧 n 值	0.030
藻礁曼寧 n 值	0.040		
結構物直徑	詳情見表 5	結構物高度(m)	3
結構物孔隙率(β)	0.7	結構物阻力係數(C_d)	1.3
底床載公式與參數設定			
輸砂公式	Wilcock and Crowe (2003)		
輸砂公式參數	詳情請見表 5.8		
懸浮載適性參數設定			
淤積係數	0.25	沖刷係數	1.0
剪應力分區係數	3 倍 d_{90}	活動層厚度	2 倍 d_{90}
調適長度	500m		
泥砂層分區界值	0.25/0.5/1.0/2.0/4.0/8.0 [mm]		



6.2 情境模擬成果

本次模擬情境利用新屋溪保興橋 25 年重現期流量輸入三種不同入流泥砂濃度，並且調整三種不同的下游水位，共得到九組模擬成果，已下將呈現各組模擬成果，包含不同區位灘地的沖刷和淤積影響範圍、高度變化及土方量體變化。

6.2.1 研究區域在原始條件下的模擬成果

利用 SRH-2D 模擬正常入流濃度(600ppm)條件下，以 2022 年平均潮位(0.1523m)作為下游邊界，依照不同時間點觀察研究區域的泥砂濃度分布以及對應的沖淤變化量。在前 6 小時的基流量，位處點 1 局部灘地造成的束縮河道提升流速讓該處底床表面細小顆粒有些微沖刷產生，而現地為淺瀨的點 2 也有沖刷產生，漂浮的泥砂此時分布在流速較緩的主河道右岸海堤轉彎處深潭（點 3）中以及新屋溪下游巨大落差處（點 4），如圖 6.4 所示。

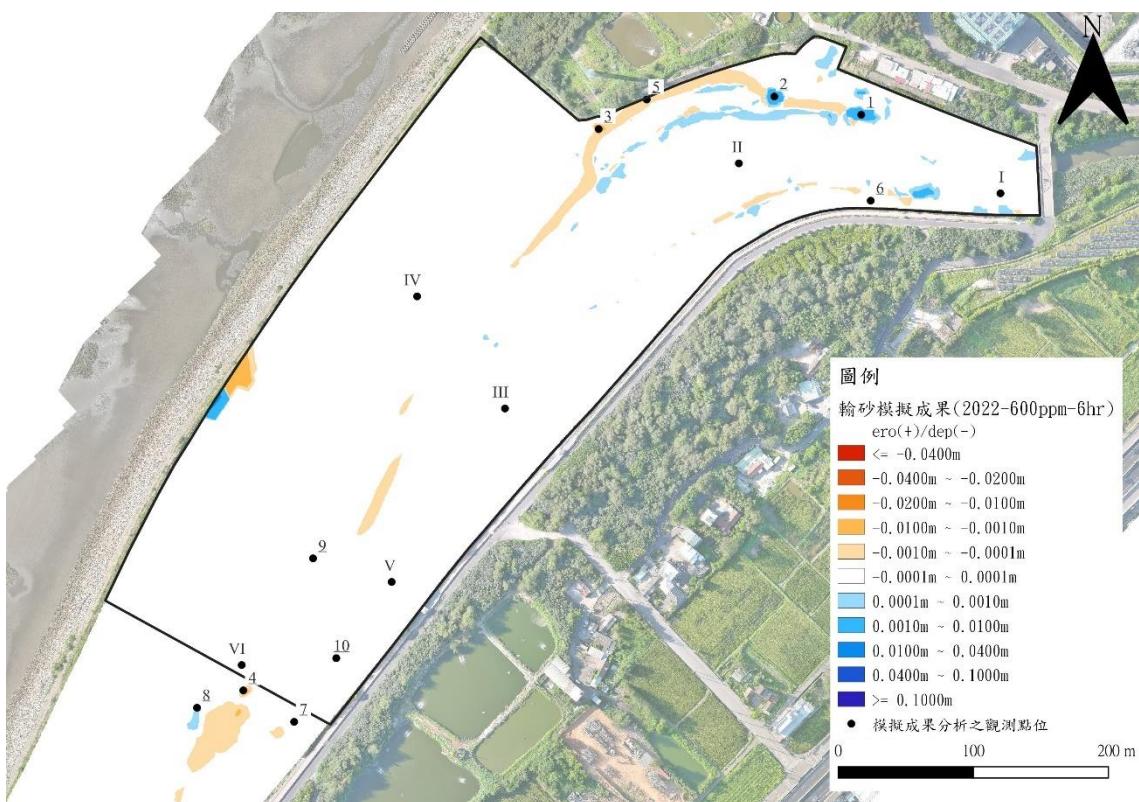


圖 6.4 原始條件於第 6 小時之沖淤變化成果

模擬持續 14 小時，流量約莫洪峰流量一半(110cms)，此時上游至主河道海堤轉彎處多為淤積，河道主要淤積區欲集中在水深較深區域(例如：保興橋下游 40m、水位計 pt_mid 附近以及點 3 主河道右岸海堤轉彎處深潭)，其餘左右兩岸灘地雖有淤積但變化較河道區域少 (河道約 0.2~0.35cm，灘地約 0.1~0.15cm)。另外，沖刷區域發生在點 1 束縮區域及點 5 右岸海堤堤腳處，前者沖刷深度此時已 2.4cm，將底床平均粒徑(d_{50})從原先 1.25mm 粗化成 2.07mm，後者因位於凹岸處沖刷深度為 0.5cm 屬於初步沖刷。在支流左側灘地 (點 6) 與右岸海堤堤腳一樣屬於凹岸水流攻擊面使左岸灘地至此沖刷 0.30cm，也屬於初步沖刷，至於點 6 上游處沖刷較深處起因為支流河道底床陡峭。此外主河道下游也有值得關注的地方，由於藻礁底床灘地在新屋溪出海口有巨大落差該處底床剪應力大，使下游近河道側左岸灘地 (點 7) 表層砂石大量沖刷 d_{50} 已粗化成 4.12mm，最大沖刷深度約 15cm。

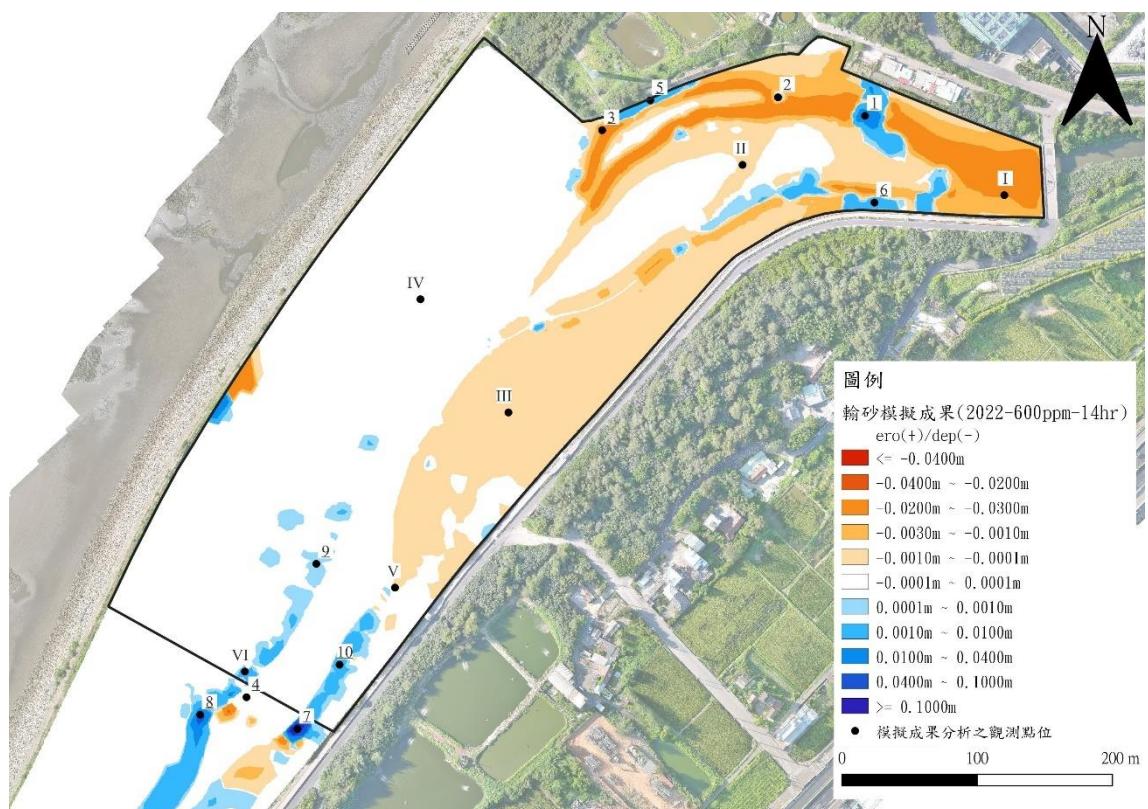


圖 6.5 原始條件於第 14 小時之沖淤變化成果

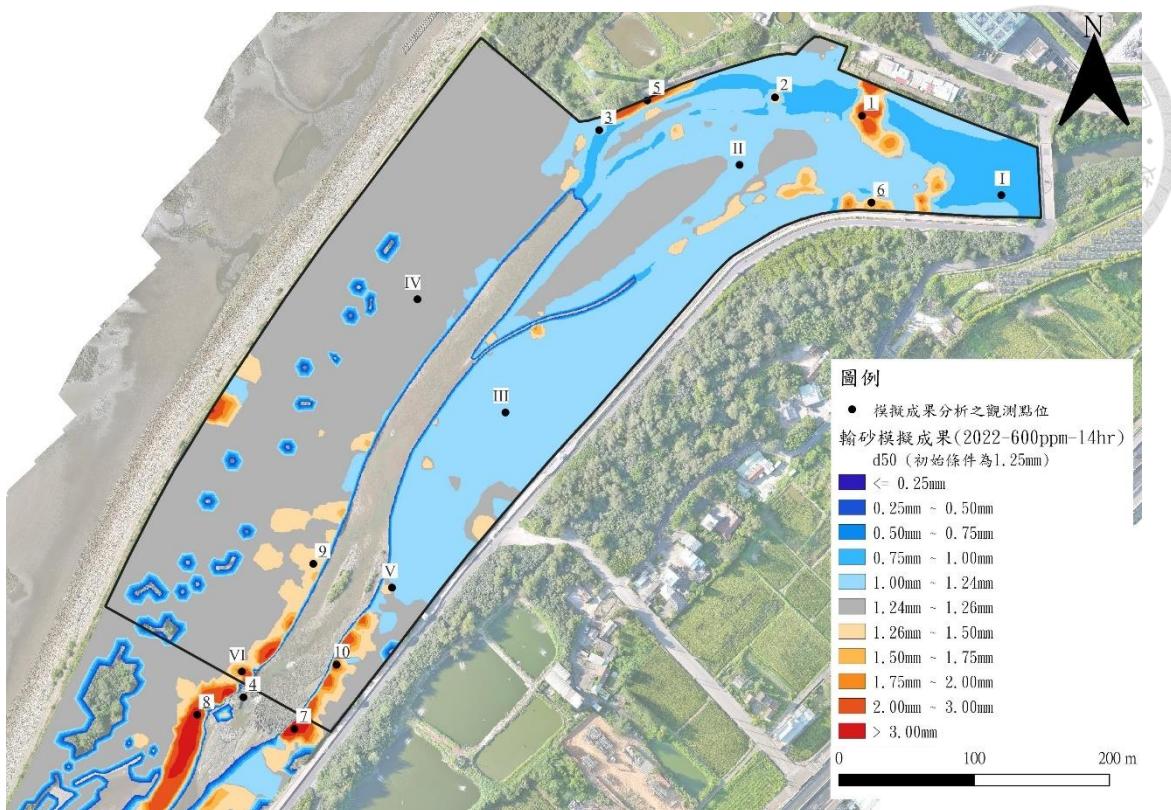


圖 6.6 原始條件於第 14 小時之底床 d_{50} 變化成果

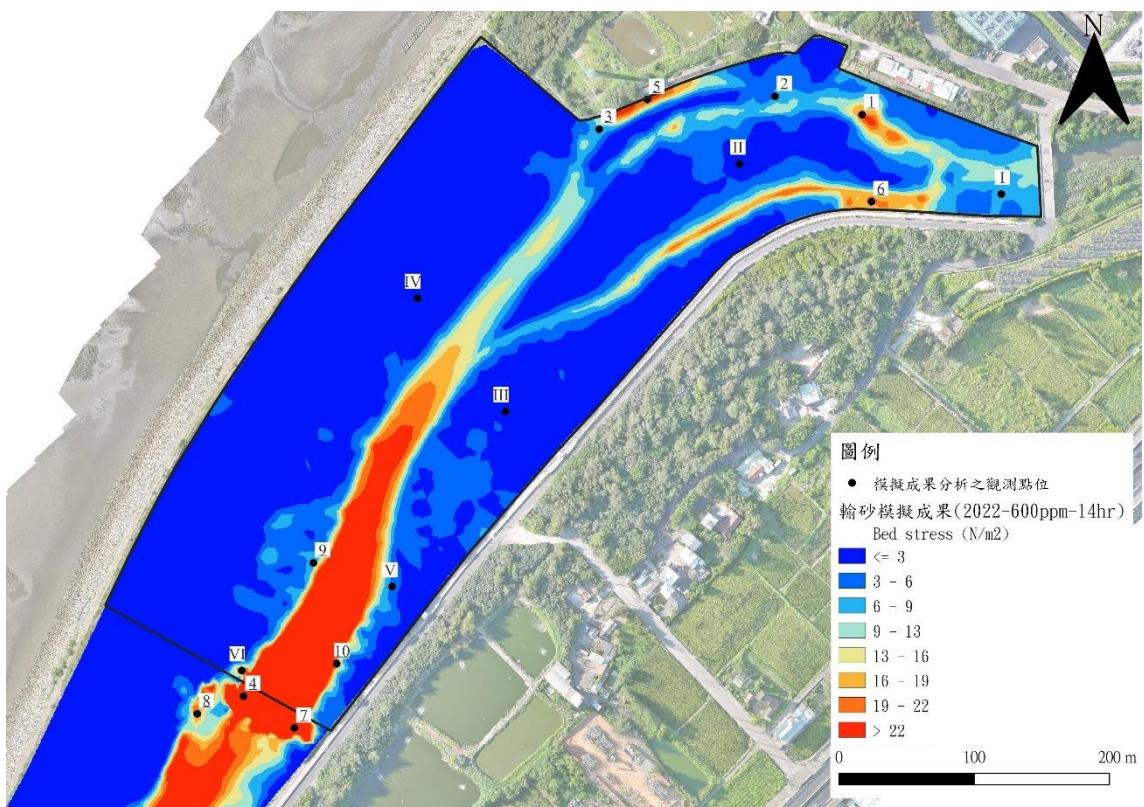


圖 6.7 原始條件於第 14 小時之底床剪應力變化成果

洪峰峰值結束後的模擬時間 17 小時，歷經最高流量條件此時河川型貌大致定型 (Newson & Newson, 2000) 主要發生沖刷的區域已經確定，剩餘模擬時間對平緩的底床的型貌改變大致為沖刷範圍的局部擴張和深度的。此時研究區域發生沖刷的區域有：點 1 河道束縮區域、點 5 主河道右側海堤堤腳、點 6 支流左側灘地、點 7 下游近河道側左岸灘地以及點 8 下游近河道側右岸灘地。前兩個區域發生沖刷現象原因與先前敘述一樣，差別在於點 1 在高流量下自上游帶來較多泥砂使沖刷範圍及深度減少，海堤堤腳處則持續向下沖刷至 2.4cm。支流左側灘地點 6 處的沖刷現象相較第 13 小時範圍變廣約 360m² 且深度由 0.1cm 浚深至 1cm。下游近河道側右岸灘地（點 9）雖沖刷深度不深約 0.2~0.3cm 但範圍較廣約 3600m²，貼近下游巨大落差處（點 7）因為流速較高產生 5.7cm 的沖刷。至於下游近河道側左岸灘地（點 10）範圍像上游延伸 80m，但最嚴重的區域仍是接近下游的點 7 沖刷深度高達 26cm，該區表土層細小砂石基本沖刷殆盡平均粒徑(d_{50})由最初 1.25mm 提升至 4mm。

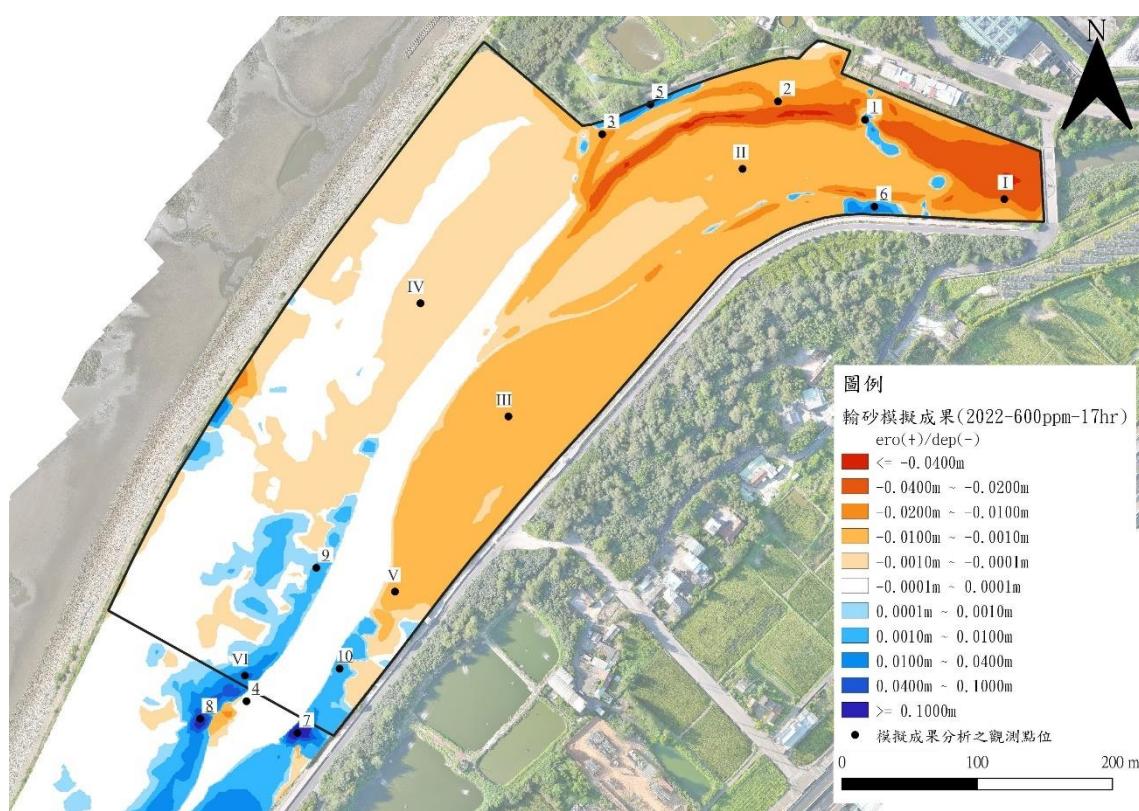


圖 6.8 原始條件於第 17 小時之沖淤變化成果

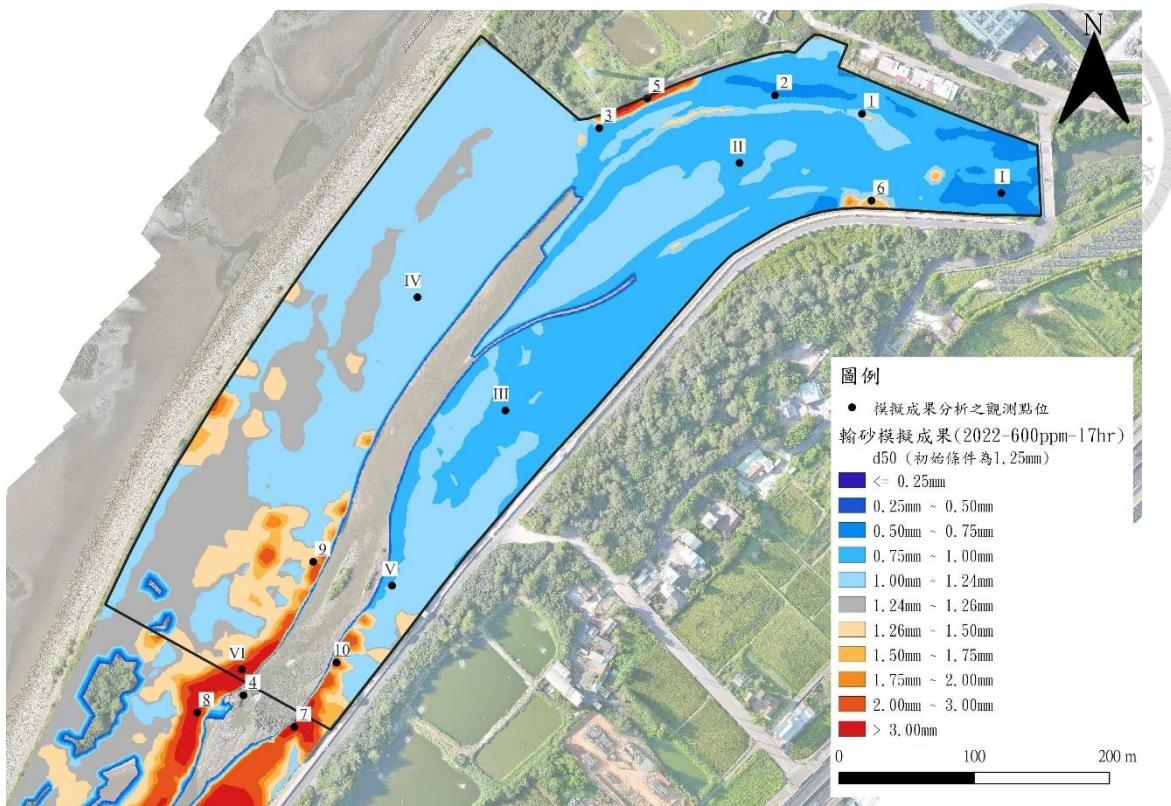


圖 6.9 原始條件於第 17 小時之底床 d_{50} 變化成果

與此同時，研究區域內懸浮泥砂濃度在主河道與區域排水處（點 9）最高，泥砂濃度大於 600ppm，其次在支流區域、中上游灘地鄰近主河道處以及左岸灘地，泥砂濃度約 150~400ppm。區域排水處有較高的泥砂濃度，是由於水流流經此處碰上較高的地型阻擋水流產生分流後，向右側的分流碰上水泥結構物（模式邊界）同時主河道水流帶動鄰近水流造成原先分流的水流難以與主河道水流匯合，並形成環流。水流主要流經左岸灘地，或許是因為水流在區域內盡量找到距離下游控制邊界損失最少能量的路徑，同時在模式內代表紅樹林的結構物功能產生的阻力作用下，左岸灘地的底床剪應力與流速明顯低於河道，此現象與右側灘地相似進而造成紅樹林灘地的沖刷現象極少並且懸浮泥砂可以沉降產生淤積，不過右岸灘地的懸浮泥砂濃度比左岸低（約 100ppm），因此產生的淤積量顯而易見比左岸少。

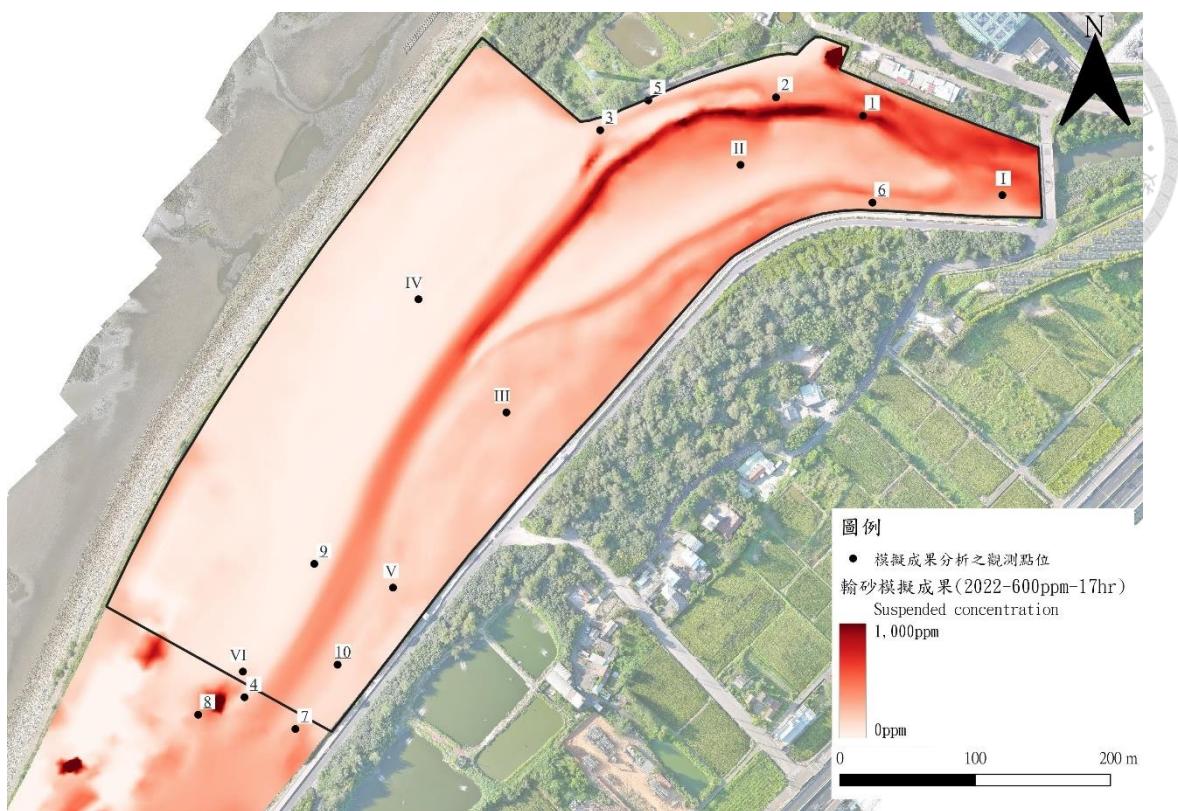


圖 6.10 原始條件於第 17 小時之水流懸浮泥砂濃度分布

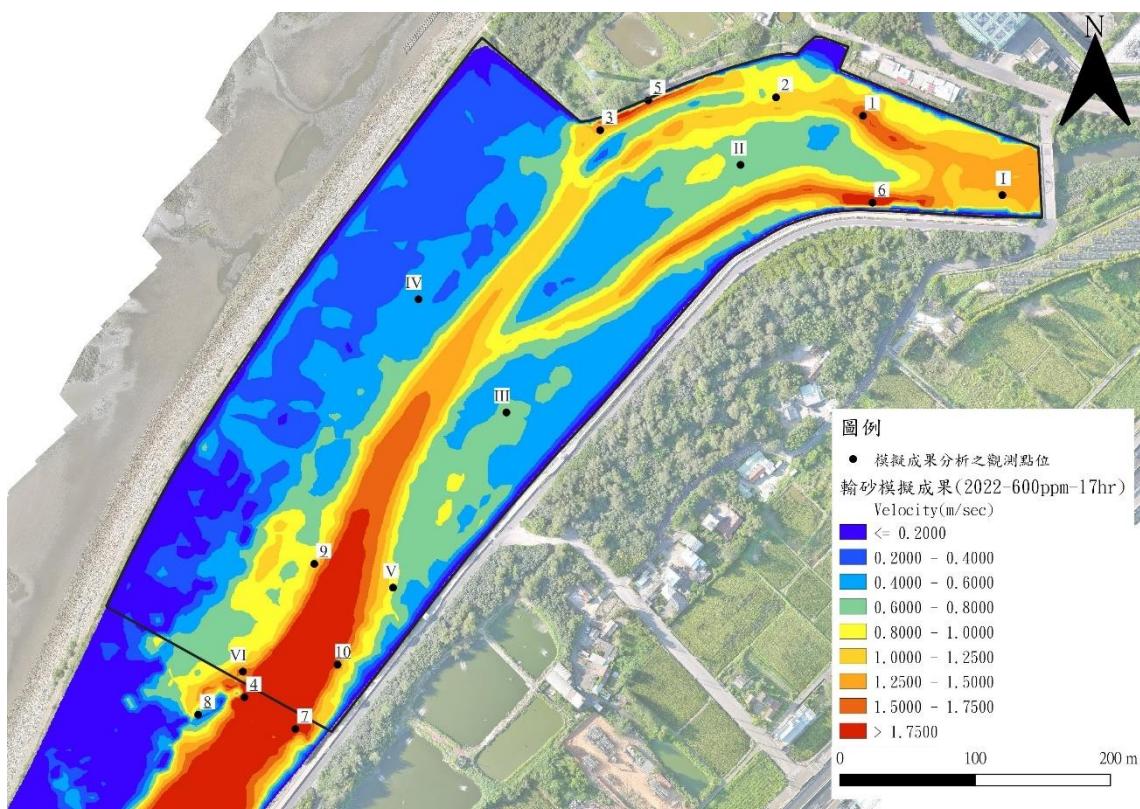


圖 6.11 原始條件於第 17 小時之水流流速分布

最後在研究區域內紅樹林灘地選取幾個具有區域代表性的點觀察最終（第 30 小時）模擬成果，並呈現於圖 6.12。淤積區域，最上游左右岸（點 I）灘地約淤積 3.69cm，中央灘地中心點（點 II）和左岸灘地（點 III）中央均淤積 0.50cm 左右，而右岸灘地中央（點 IV）基本無變化僅淤積 0.05cm。沖刷區域，支流左側灘地（點 5）沖刷 2.19cm 比第 13 小時的 1cm 多，左右岸中下游近河道側（點 V&點 9）沖刷深度分別為 1.71cm 和 0.27cm，至於研究區域外靠近下游巨大落差處的左右岸灘地（點 7&點 VI）分別沖刷 42.2cm 和 7.88cm。

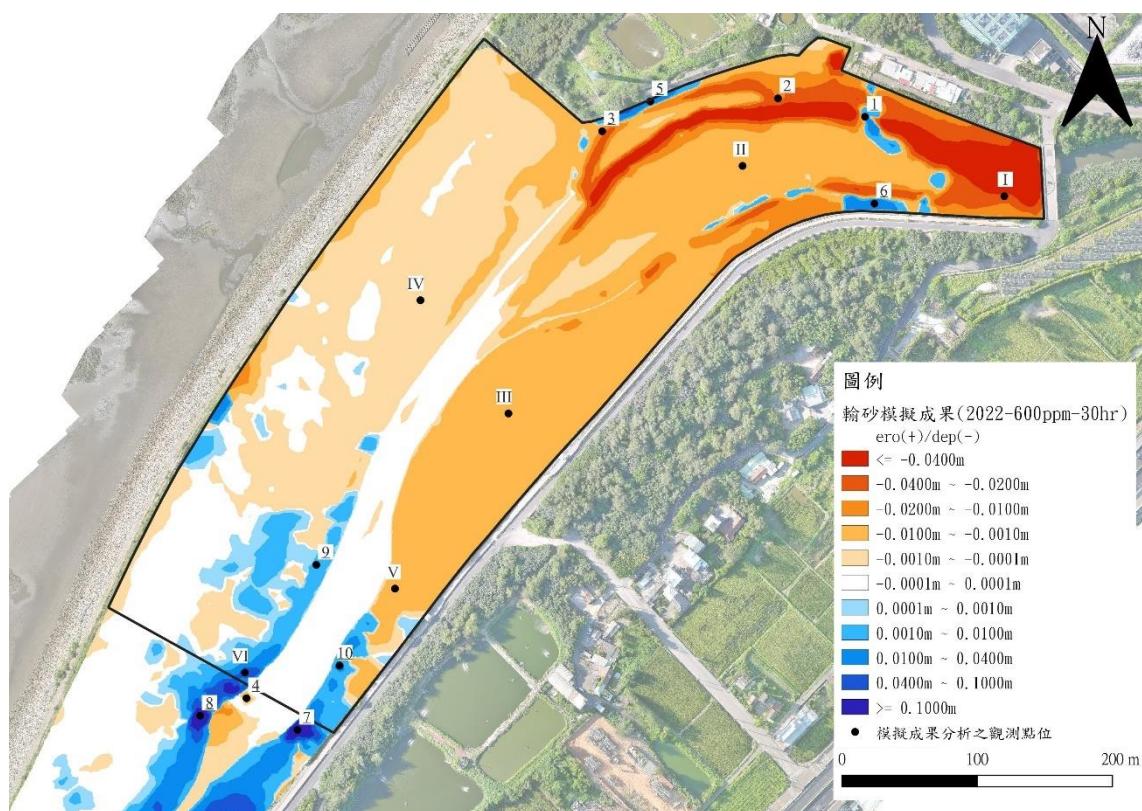


圖 6.12 原始條件於第 30 小時之沖淤變化成果

根據本文 1.2 節的研究假說及 5.2.1 節的模式條件設定，本節仍需確認利用結構物功能代表紅樹林根系產生阻力的方式是否有固砂與囚砂之功效，以及使用結構物功能和調整曼寧 n 值的底床剪應力差異。固砂功效部分，將研究區域代表點位沖淤隨時間變化呈現如圖 6.13 所示，可觀察到歷經一次正常

泥砂濃度 25 年重現期洪水事件內，直至第 22 小時底床高程變化會趨於平緩，此時上游提供的流量為 54cms，表示紅樹林灘地可應付 54cms 條件下的水流而不沖刷，具有固砂效果。另外，已知本研究設置的高孔隙率結構物功能僅在影響範圍內增加阻力，而不會讓灘地水流方向產生劇烈變化，透過追蹤高泥砂濃度時間變化，和水流方向可確認從上游至下游左岸灘地內的流路，並藉此證實紅樹林帶來的固砂功效。首先，觀察左岸灘地自上游（點 I）至下游（點 V）的泥砂濃度變化（圖 6.14），可發現泥砂濃度自上游向下游逐漸降低，在第 17 小時（洪峰）出流（點 V）濃度為入流（點 I）濃度的 0.4 倍。另外，依照左岸灘地內的水流流路劃設一觀測線，在洪峰時間情況下，泥砂濃度整體趨勢即向下游逐漸遞減，以上兩種分析方式均說明紅樹林的確提供一定程度的固砂效果。至於選擇設置結構物功能相對調整曼寧 n 值的底床剪應力，本文藉由圖 6.15 比較可發現前者的底床剪應力明顯低於後者，前者數值需事先扣除結構物產生的阻力使流速降低外，此時底床曼寧 n 值為原始裸露地灘地粗糙度，因此設置結構物的底床剪應力也就小於直接調整灘地曼寧 n 值，故灘地表面不易沖刷。

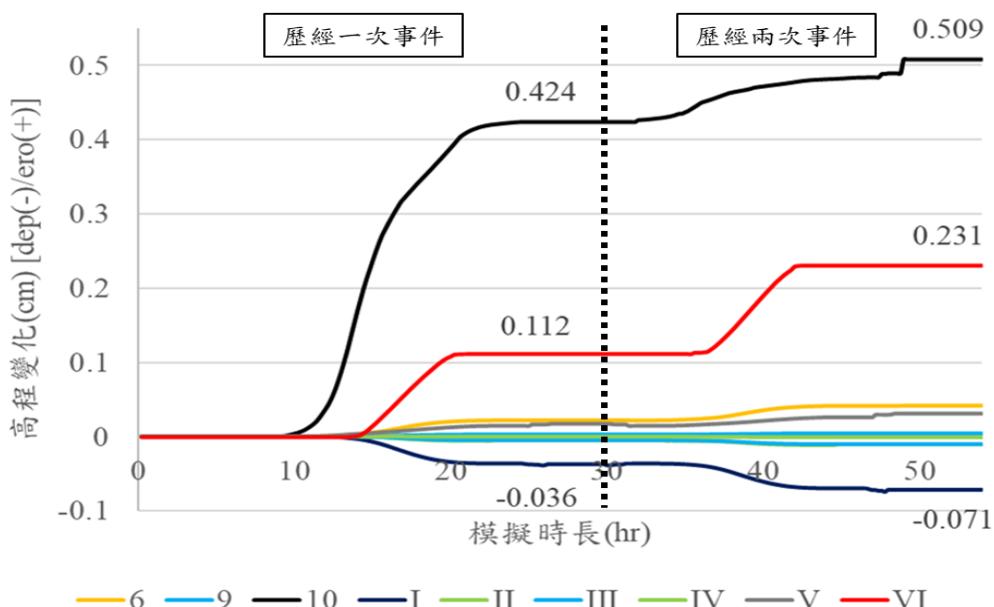


圖 6.13 研究區域代表性點位之輸砂模擬刷淤變化成果

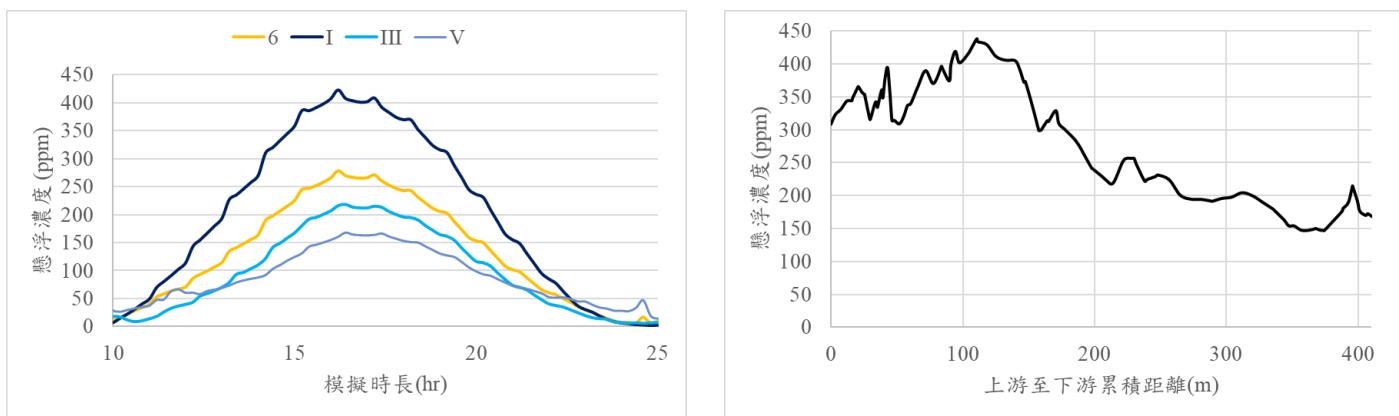


圖 6.14 研究區域左岸灘地上下游泥砂濃度變化成果

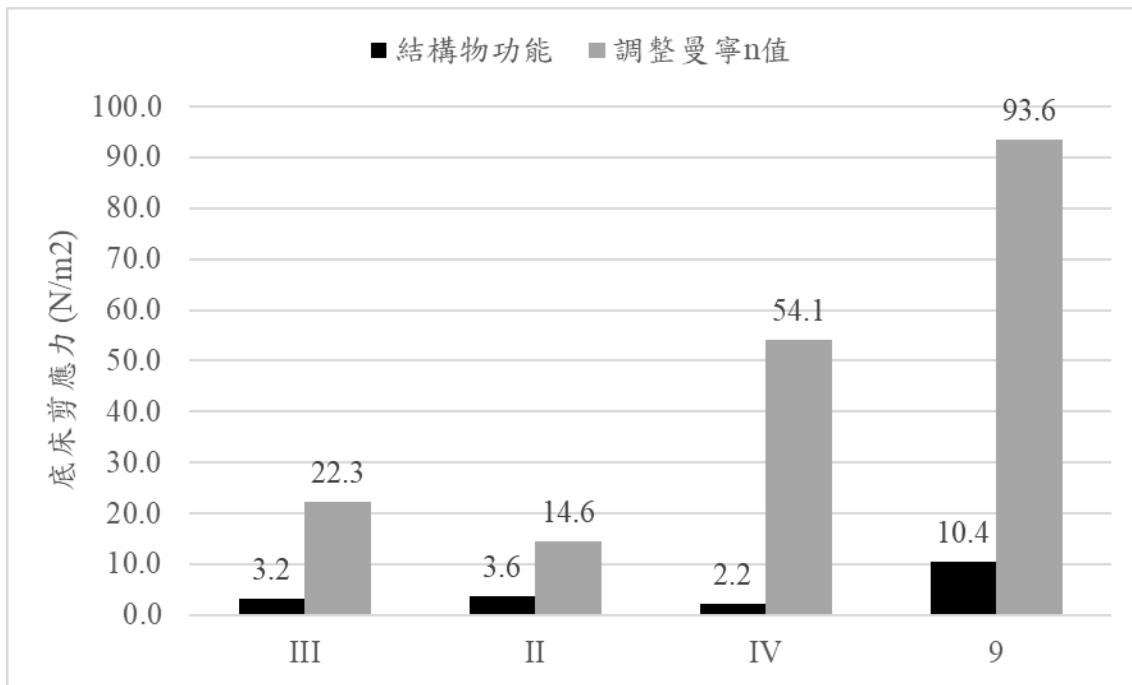


圖 6.15 各分區結構物模式及曼寧 n 值模式之底床剪應力模擬比較

綜合以上資料分析，可以看出在面對 25 年重現期的洪水基本上紅樹林灘地大部分不太有沖刷現象產生，除非灘地鄰近流速較快區域（束縮或是底床坡度陡峭）造成底床剪應力上升帶動表層泥砂運移，至於支流左側灘地發生較大的沖刷，除了因位處凹岸面對較大的水流沖擊本研究推測還有該區域並未受到結構物影響範圍覆蓋，造成底床剪應力相較其餘灘地大讓表層土壤易被水流沖蝕。關於紅樹林灘地的淤積多寡，主要仰賴水流中提供的泥砂濃度，左岸灘地因濃度較高在合適的沉降

條件下，相較右岸灘地產生的淤積量明顯的多，並且使用結構物代替紅樹林灘地的區域確實有一定的固砂及囚砂效果，由此可初步證實本研究所提出的第一點假說存在。最終，本次正常濃度的事件模擬，依據圖 6.13 觀察出本研究區域紅樹林灘地的泥砂沖淤成果，基本上兩者數值是會逐步增長，淤積區域灘地高程歷經第二次後點 III 高程為歷經一次事件的兩倍左右($0.51\text{cm} \rightarrow 1.02\text{cm}$)，利用此現象本模式中紅樹林區域，於後續推估位來高程增長量可直接將單次事件高程增加量乘上發生事件的次數，主要是因為紅樹林區域因植生之故而多為淤積行為。

6.2.2 九種情境模擬的參數統整與分析

由於九種不同的情境模擬變化過程基本與 6.2.1 節說明一致，入流泥砂濃度越高造成的淤積現象及作用範圍會更加明顯且廣泛（附件 4），其餘現象並無太大差異，以下將九種情境的輸砂模擬結果將劃分成六個區塊，如圖 6.16 所示，並根據 SRH-2D 中沖刷/淤積深度參數模擬成果計算出不同入流泥砂濃度的土方變化量、灘地土方淨值變化量以及灘地淤積面積變化量。

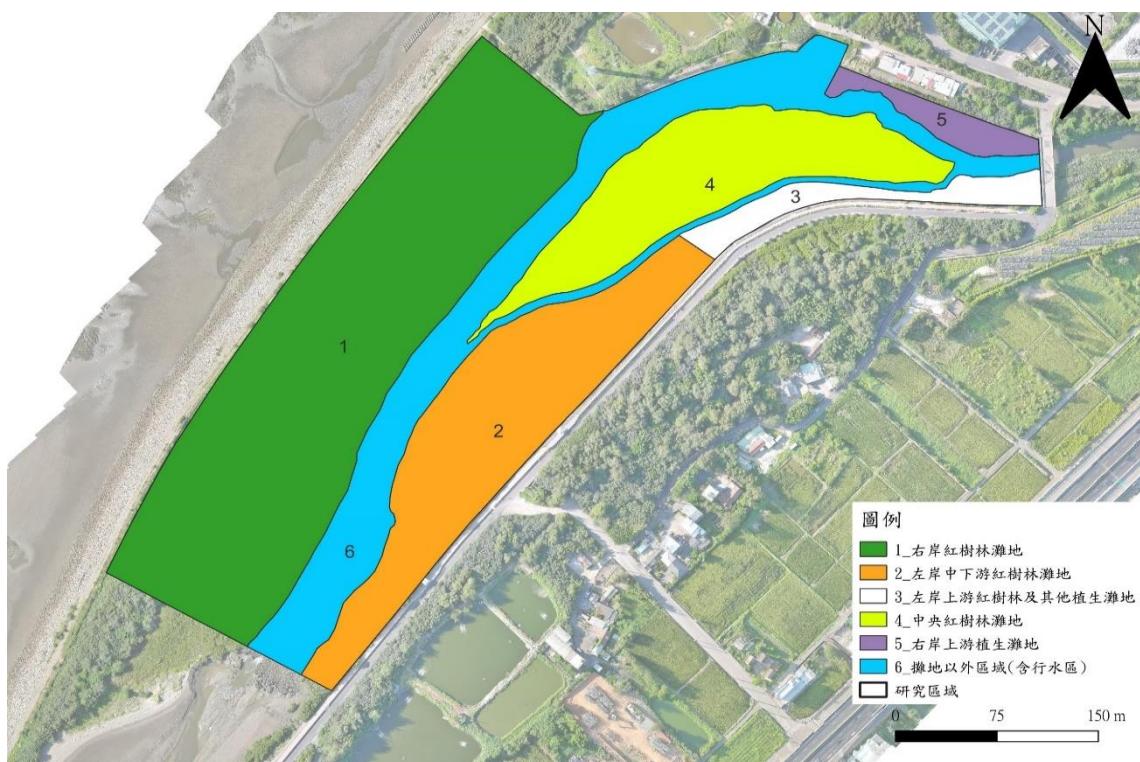


圖 6.16 研究區域灘地劃分示意圖

各區域的土方量變化如所表 6.3 至表 6.5 所示，可以得知在正常條件(600ppm, 2022 平均潮位面)下，歷經 25 年重現期帶來的泥砂後研究區域內土方量體呈現正成長，若將土方量體依照該區塊面積等分之可計算出各區塊的灘地平均高程變化量，觀察到越接近上游的區塊累積土方量變化以及均分得到的灘地高程淤積高度越大，當中以右岸上游植生灘地(5)因接近上游入流處大部分的灘地面積都有大量泥砂沉積，產生的灘地平均高度為 3.31cm。而左右兩岸灘地(1&2)的淤積土方量體及其平均高度變化與先前推論相同，右岸紅樹林灘地由於接近下游巨大落差處的泥砂掏刷量較為嚴重，再加上輸砂模擬時並無高泥砂濃度水流補注讓整體灘地體積不增反減，反觀左岸灘地淨增長 $88m^3$ 且灘地平均淤積高度 0.35cm。另外，分析九種情境得知，影響研究區域的泥砂沖淤量體變化主導因子是入流泥砂濃度而非海平面上升速度，在相同泥砂入流濃度條件下不同的下游水位高程僅些微影響灘地的沖淤面積變化，對於體積變化量影響不大，與此同時研究區域灘地(1~5)經過不同泥砂入流條件的 25 年重現期洪水事件整體平均高程變化，依照入流濃度由低至高排序分別是 0.14cm、0.35cm 以及 0.76cm。

6.3 討論

透過 SRH-2D 將新屋溪出海口至保興橋一段進行 25 年重現期流量在不同條件下的輸砂模擬，發覺在本研究的假設條件下紅樹林灘地與植生灘地體積變化並不會隨著下游海平面上升而改變輸砂成果，包含沖淤所在位置以及地形高程變化，此現象或許與海平面提升高度較少導致下游邊界條件無法變成欲觀測參數的主導因子。至於入流泥砂濃度由 300ppm 遲增至 1200ppm，對於研究區域最終的沖刷與淤積發生位置影響甚小，而是加強研究區域整體淤積量，使原先沖刷區域轉變為不沖刷或淤積，淤積區域則增加淤積的量體。以上成果小結，使本研究簡化整體分析流程，最終僅需考慮 2022 年平均海平面在不同入流泥砂濃度的輸砂模擬成果即可。

綜合分析成果，本研究目標是為了確認紅樹林的固砂效果以及是否可以抵禦海平面上升，並作為未來的永續工程手段。若假設 25 年重現期流量出現頻率確實

每 25 年出現一次，因此至 2050 和 2100 年本研究假設的案例將分別至少出現一次與三次，依照模擬成果對研究區域整體灘地平均淤積效果如表所示，察覺僅靠入流泥砂濃度或許無法應對未來海平面上升速率，若依表中數值計算灘地年平均上升高度，即使以 1200ppm 為入流濃度條件上升率也不會超過 0.27mm/yr，此速率相較研究區域的海平面上升速率 2.35mm/yr 有不小差距。

表 6.2 不同年度推估之入流條件灘地平均高程變化及海平面可能上升高度

	不同入流條件形成的平均灘地高程上升量			海平面推估上升高度
	300ppm	600ppm	1200ppm	
2050	0.14cm	0.35cm	0.76cm	6.58cm
2100	0.42cm	1.05cm	2.28cm	18.33cm

產生此等差距，本研究推測與以下幾點或許有關，本文僅考量泥砂入流濃度計算灘地土方變化量計算，並未考慮沿岸漂砂、其餘重現期事件可能帶來的泥砂、植生本體與掉落物凋零分解回歸表土層也是灘地形成的重要因素。其次，本研究利用 SRH-2D 結構物功能表示紅樹林根系產生的阻力，即使有參考前人文獻透過水理模式校正阻力係數，但或許仍不夠嚴謹造成模式模擬的灘地水流分布與現實有異。輸砂模擬由於沒有歷年地形高程資訊抑或是研究區域的土方變化量進行輸砂公式率定驗證工作，讓輸砂公式選定及輸砂模式參數設定僅依照歷年空拍資料、公式理論或是模式預設值設定。最後，25 年重現期產生的輸砂量該如何轉化成每年可能產生的土方量，是需要額外模擬不同頻率的事件並依照發生機率相乘計算得知年區域內平均土方變化，或是有其他方式目前尚未知曉，後續研究可在朝此方向努力。

表 6.3 不同下游海平面高程在入流濃度為 300ppm 之灘地沖淤模擬成果



2022 MWL -300ppm									
		1	2	3	4	5	6	Total	Total without river
Area(m ²)	total	58233	24934	4745	19223	3141	27091	137367	110276
	erosion	11422	2110	726	1341	109	2149	17857	15708
	deposition	46349	22823	4019	17942	3033	24943	119109	94166
Volume(m ³)	erosion	-30	-14	-12	-10	-1	-22	-89	-67
	deposition	15	59	38	63	46	132	353	221
	net	-15	45	25	53	45	110	263	153
Average without river									
Height(cm)	ero/dep(-/+)	-0.03	0.18	0.53	0.28	1.43	0.41	0.19	0.14
2050 MWL -300ppm									
		1	2	3	4	5	6	Total	Total without river
Area(m ²)	total	58233	24934	4745	19223	3141	27091	137367	110276
	erosion	11422	2110	726	1342	109	2152	17861	15709
	deposition	46446	22824	4019	17942	3033	24940	119204	94264
Volume(m ³)	erosion	-30	-14	-12	-10	-1	-22	-89	-67
	deposition	15	59	38	63	46	132	353	221
	net	-15	45	25	53	45	111	264	153
Average without river									
Height(cm)	ero/dep(-/+)	-0.03	0.18	0.53	0.28	1.43	0.41	0.19	0.14
2100 MWL -300ppm									
		1	2	3	4	5	6	Total	Total without river
Area(m ²)	total	58233	24934	4745	19223	3141	27091	137367	110276
	erosion	11424	2109	726	1342	109	2151	17861	15710
	deposition	46444	22825	4019	17942	3033	24940	119203	94263
Volume(m ³)	erosion	-30	-14	-12	-10	-1	-22	-89	-67
	deposition	15	59	38	63	46	132	353	221
	net	-15	45	25	53	45	111	264	153
Average without river									
Height(cm)	ero/dep(-/+)	-0.03	0.18	0.53	0.28	1.43	0.41	0.19	0.14

表 6.4 不同下游海平面高程在入流濃度為 600ppm 之灘地沖淤模擬成果



2022 MWL -600ppm									
		1	2	3	4	5	6	Total	Total without river
Area(m ²)	total	58233	24934	4745	19223	3141	27091	137367	110276
	erosion	9556	1770	508	569	42	1180	13625	12445
	deposition	48214	23164	4237	18714	3099	25911	123339	97428
Volume(m ³)	erosion	-28	-13	-7	-3	0	-10	-61	-51
	deposition	23	101	78	128	104	310	744	434
	net	-5	88	71	126	104	300	684	384
Average without river									
Height(cm)	ero/dep(-/+)	-0.01	0.35	1.50	0.66	3.31	1.11	0.50	0.35
2050 MWL -600ppm									
		1	2	3	4	5	6	Total	Total without river
Area(m ²)	total	58233	24934	4745	19223	3141	27091	137367	110276
	erosion	9551	1769	508	569	42	1180	13619	12439
	deposition	48220	23164	4236	18714	3099	25911	123344	97433
Volume(m ³)	erosion	-28	-13	-7	-3	0	-10	-61	-51
	deposition	23	101	78	128	104	310	744	434
	net	-5	88	71	126	104	300	684	384
Average without river									
Height(cm)	ero/dep(-/+)	-0.01	0.35	1.50	0.66	3.31	1.11	0.50	0.35
2100 MWL -600ppm									
		1	2	3	4	5	6	Total	Total without river
Area(m ²)	total	58233	24934	4745	19223	3141	27091	137367	110276
	erosion	9546	1769	508	569	42	1179	13613	12434
	deposition	48322	23164	4237	18714	3099	25913	123449	97536
Volume(m ³)	erosion	-28	-13	-7	-3	0	-10	-61	-51
	deposition	23	101	78	128	104	310	744	434
	net	-5	88	71	126	104	300	684	384
Average without river									
Height(cm)	ero/dep(-/+)	-0.01	0.35	1.50	0.66	3.31	1.11	0.50	0.35

表 6.5 不同下游海平面高程在入流濃度為 1200ppm 之灘地沖淤模擬成果

2022 MWL -1200ppm									
		1	2	3	4	5	6	Total	Total without river
Area(m ²)	total	58233	24934	4745	19223	3141	27091	137367	110276
	erosion	7614	1430	285	128	5	798	10260	9462
	deposition	50253	23504	4460	19155	3136	26294	126802	100508
Volume(m ³)	erosion	-26	-11	-3	-1	0	-6	-47	-41
	deposition	40	176	164	279	222	691	1572	881
	net	14	165	161	279	222	685	1526	841
Average without river									
Height(cm)	ero/dep(-/+)	0.02	0.66	3.39	1.45	7.07	2.53	1.11	0.76
2050 MWL -1200ppm									
		1	2	3	4	5	6	Total	Total without river
Area(m ²)	total	58233	24934	4745	19223	3141	27091	137367	110276
	erosion	7615	1429	287	128	5	796	10260	9464
	deposition	50156	23504	4458	19155	3136	26295	126704	100409
Volume(m ³)	erosion	-26	-11	-3	-1	0	-6	-47	-41
	deposition	40	176	164	279	222	691	1572	881
	net	14	165	161	279	222	685	1526	841
Average without river									
Height(cm)	ero/dep(-/+)	0.02	0.66	3.39	1.45	7.07	2.53	1.11	0.76
2100 MWL -1200ppm									
		1	2	3	4	5	6	Total	Total without river
Area(m ²)	total	58233	24934	4745	19223	3141	27091	137367	110276
	erosion	7613	1428	285	128	5	796	10255	9459
	deposition	50157	23506	4460	19155	3136	26295	126709	100414
Volume(m ³)	erosion	-26	-11	-3	-1	0	-6	-47	-41
	deposition	40	176	164	279	222	691	1572	881
	net	14	165	161	279	222	685	1526	841
Average without river									
Height(cm)	ero/dep(-/+)	0.02	0.66	3.39	1.45	7.07	2.53	1.11	0.76

第七章 結論與建議



7.1 結論

本研究利用不同地形調查方式優點應用於研究區域不同條件的地形調查再加以整合，包括空拍機負責大範圍地形調查、手持式 RTK 負責量測河道和植生灘地高程以及紅樹林灘地藉由 LPS 推算得知斷面高程變化。另外，出海口水位調查資料借助自計式壓力計可取得水位較高時的資料，但下半部的資料無法量測，由於資料連續缺失無法透過內插法或是調和分析進行補遺，在使用無截距之分區多變數線性迴歸，可以按照研究區域與鄰近潮位測站的漲退關係補遺出較接近研究區域且完整的潮位變化資料。經由輸砂模擬測試研究區域紅樹林灘地校正方案，已可確認本研究設置 SRH-2D 結構物相對調整灘地曼寧 n 值可較完整呈現歷年灘地沖淤變化，此概念參考 Freeman et al. (2000) 及陳柏智 (2020)、Shih and Chen (2021) 使用結構物代替植生在水理模式實屬可行的做法，將此經驗運用在本文研究區域並執行輸砂模擬。透過現地調查成果，本研究建立新屋溪出海口處的 SRH-2D 模式，在確保結構物功能之孔隙率和阻力係數屬於合理範圍不會影響模式內水流分布條件下進行常時水位驗證，驗證成果表明本文模式經水理驗證有高度可信度，但輸砂模式因無現地灘地資料，尚無法進行完整而嚴謹的驗證程序。

情境模擬分析發現高流量時紅樹林灘地在有結構物功能影響下，一方面減緩灘地水流速度增加固砂效果，另一方面降低底床剪應力增進面對較高流量的固砂效益，這兩現象對於研究區域的土壤保持都屬於正面影響，讓下游處的藻礁生態系統可以減少泥砂覆蓋的機率，維持一定的生產力。

至於不同情境下的輸砂成果，經分析得知入流泥砂濃度相較海平面上升對沖刷與淤積效果影響較大，本研究九種假設情境模擬成果均顯示新屋溪出海口處灘地平均高程上升速率無法趕上當地未來海平面的上升速率，但若考量紅樹林凋落物的沉積或許成果可以更加貼近實際情況。



7.2 建議

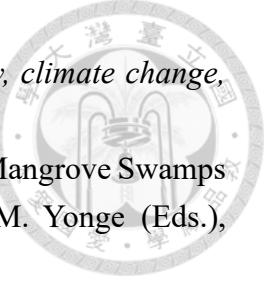
1. 水位資料補遺時，採用分區間的線性迴歸補遺法於本研究下游邊界設定時，雖未發生區間之間的補遺資料銜接（連續性）問題，但後續研究或許可再深入探討此種補遺方式邊界值設定是否有足夠的科學依據佐證，並處理部分資料有銜接誤差的問題。
2. 本研究假設 SRH-2D 的圓柱體結構物影響範圍，主要可作為呈現紅樹林根系對水流造成阻力影響(form drag)的功能，但提供之阻力是否不足或過估建議後續於現地調查或實驗室水槽試驗深入探討。
3. 結構物的設置與分布是否可直接使用大範圍影響面積覆蓋整塊紅樹林灘地，並且該設置方法與本研究中密集但面積較小的設置方式，水理及輸砂模擬是否會產生影響，建議後續研究可透過收集更完整現地資料進行模式驗證的方式再行深入探討。
4. 研究區域位處感潮河段，但於模式模擬下游邊界條件僅考慮為定水位，因新屋溪下游藻礁底床生長分布差異形成的巨大落差，在不同下游水位條件可能會嚴重影響鄰近流速，對於上游不遠處的灘地沖刷量會產生巨大影響，因此未來研究可嘗試採用變水位模擬以瞭解其水理及輸砂差異性。
5. 情境分析中的上游正常條件入流泥砂量(600ppm)是利用公式進行推估，或許應用於新屋溪時會產生一定誤差，後續研究若條件允許可進行現地調查建立流量對入流泥砂量的率定曲線，以求得準確資料。
6. 本研究僅考慮上游供砂對於紅樹林固砂及固砂效益評估，但灘地成長也受到掉落物(litterfall)以及沿岸漂砂影響，因此未來仍須將以上條件納入考量。
7. 後續研究可以將沿岸風場資料納入考慮，在 Xie et al. (2022)及 Shih et al. (2022)的研究中均指出小風浪可以影響傳輸及堆積行為，抵消海平面上升的速率，同時還可以模擬胎生苗移動確定紅樹林未來可能生長區域並提高未來碳匯估算準確度。

參考文獻

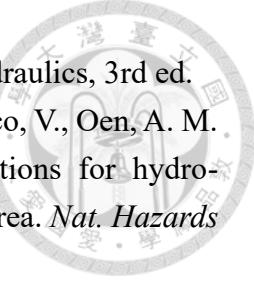
- 
1. Al-Rubaei, A., Engström, M., Viklander, M., & Blecken, G. (2014). *Long-Term Treatment Efficiency of a Constructed Stormwater Wetland: Preliminary Results.*
 2. Alongi, D. M. (2012). Carbon sequestration in mangrove forests. *Carbon Management*, 3(3), 313-322.
 3. Andrews, E. D. (2000). Bed material transport in the Virgin River, Utah. *Water Resources Research*, 36(2), 585-596.
 4. Benson, M. A., & Dalrymple, T. (1967). *General field and office procedures for indirect discharge measurements* [Report](03-A1). (Techniques of Water-Resources Investigations, Issue. U. S. G. Survey).
 5. Bouillon, S., Borges, A. V., Castañeda-Moya, E., Diele, K., Dittmar, T., Duke, N. C., Kristensen, E., Lee, S. Y., Marchand, C., Middelburg, J. J., Rivera-Monroy, V. H., Smith III, T. J., & Twilley, R. R. (2008). Mangrove production and carbon sinks: A revision of global budget estimates. *Global biogeochemical cycles*, 22(2).
 6. Bryant, M. A., Bryant, D. B., Provost, L. A., Hurst, N. R., McHugh, M., Tomiczek, T., Engineers, U. S. A. C. o., Research, E., Center, D., Coastal, Laboratory, H., & Laboratory, E. (2022). *Wave Attenuation of Coastal Mangroves at a Near-prototype Scale*. U.S. Army Engineer Research and Development Center, Coastal and Hydraulics Laboratory and Environmental Laboratory.
 7. Chen, C. P., Tian, B., Wu, W. T., Duan, Y. Q., Zhou, Y. X., & Zhang, C. (2023). UAV Photogrammetry in Intertidal Mudflats: Accuracy, Efficiency, and Potential for Integration with Satellite Imagery. *Remote Sensing*, 15(7), Article 1814.
 8. Chmura, G. L., Anisfeld, S. C., Cahoon, D. R., & Lynch, J. C. (2003). Global carbon sequestration in tidal, saline wetland soils. *Global biogeochemical cycles*, 17(4).
 9. Chou, M.-Q., Lin, W.-J., Lin, C.-W., Wu, H.-H., & Lin, H.-J. (2022). Allometric equations may underestimate the contribution of fine roots to mangrove carbon sequestration. *Science of The Total Environment*, 833, 155032.
 10. Chow, V. T. (1959). Open channel hydraulics. .
 11. Cowan, W. L. (1956). Estimating hydraulic roughness coefficients. *Agricultural engineering*, 37(7), 473-475.
 12. Davis, J. H. (1940). The ecology and geologic role of Mangroves in Florida.
 13. Dietz, M., & Clausen, J. (2005). A Field Evaluation of Rain Garden Flow and Pollutant Treatment. *Water Air and Soil Pollution*, 167, 123-138.
 14. Freeman, G. E., Rahmeyer, W. H., & Copeland, R. R. (2000). Determination of Resistance Due to Shrubs and Woody Vegetation.
 15. Furukawa, K., Wolanski, E., & Mueller, H. (1997). Currents and sediment transport

- in mangrove forests. *ESTUARINE COASTAL AND SHELF SCIENCE*, 44(3), 301-310.
16. Gilman, E. L., Ellison, J., Duke, N. C., & Field, C. (2008). Threats to mangroves from climate change and adaptation options: A review. *Aquatic Botany*, 89(2), 237-250.
17. Greimann, B., Lai, Y., & Huang, J. (2008). Two-Dimensional Total Sediment Load Model Equations. *Journal of Hydraulic Engineering-asce - J HYDRAUL ENG-ASCE*, 134.
18. Gupta, H. V., & Kling, H. (2011). On typical range, sensitivity, and normalization of Mean Squared Error and Nash-Sutcliffe Efficiency type metrics. *Water Resources Research*, 47(10).
19. Herb, W., Mohseni, O., & Stefan, H. (2009). Simulation of Temperature Mitigation by a Stormwater Detention Pond1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 45, 1164-1178.
20. Hsieh, C. M., Chou, D., & Hsu, T. W. (2022). Using Modified Harmonic Analysis to Estimate the Trend of Sea-Level Rise around Taiwan. *Sustainability*, 14(12).
21. IPCC. (2021). [Climate change 2021]. (Climate change 2021).
22. Jitthaisong, O., Dhanmanonda, P., Chunkao, K., & Teejuntuk, S. (2012). Water Quality from Mangrove Forest: The King's Royally Initiated Laem Phak Bia Environmental Research and Development Project, Phetchaburi Province, Thailand. *Modern Applied Science*, 6.
23. Kandasamy, K., Rajendran, N., Balakrishnan, B., Thiruganasambandam, R., & Narayanasamy, R. (2021). Carbon sequestration and storage in planted mangrove stands of Avicennia marina. *Regional Studies in Marine Science*, 43, 101701.
24. Kathiresan, K., & Rajendran, N. (2005). Coastal mangrove forests mitigated tsunami. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 65(3), 601-606.
25. Lai, Y. G. (2008). SRH-2D version 2: Theory and User's Manual
26. Lai, Y. G., Gaeuman, D., Department, Y. T. F., & Division, T. R. (2020). SRH-2D User's Manual: Sediment Transport and Mobile-Bed Modeling.
27. Lai, Y. G., & Sixta, M. (2016). Modeling In-Stream Structures and Internal Features with SRH-2D.
28. Lee, H.-Y., & Shih, S.-S. (2004). Impacts of vegetation changes on the hydraulic and sediment transport characteristics in Guandu mangrove wetland. *Ecological Engineering*, 23(2), 85-94.
29. Liao, K.H., Deng, S., & Puay Yok, T. (2017). Blue-Green Infrastructure: New Frontier for Sustainable Urban Stormwater Management. In (pp. 203-226).
30. Liu, D. (2020). A rational performance criterion for hydrological model. *Journal of Hydrology*, 590, 125488.
31. Lovelock, C. E., Cahoon, D. R., Friess, D. A., Guntenspergen, G. R., Krauss, K. W., Reef, R., Rogers, K., Saunders, M. L., Sidik, F., Swales, A., Saintilan, N., Thuyen, L. X., & Triet, T. (2015). The vulnerability of Indo-Pacific mangrove forests to sea-level rise.

Nature, 526(7574), 559-563.

- 
32. MacKinnon, K., Sobrevila, C., & Hickey, V. (2008). *Biodiversity, climate change, and adaptation: nature-based solutions from the World Bank portfolio*.
 33. Macnae, W. (1969). A General Account of the Fauna and Flora of Mangrove Swamps and Forests in the Indo-West-Pacific Region. In F. S. Russell & M. Yonge (Eds.), *Advances in Marine Biology* (Vol. 6, pp. 73-270). Academic Press.
 34. Maiti, R., Rodríguez, H. G., & Ivanova, N. S. (2016). Carbon capture, carbon sequestration and carbon fixation. In *Autoecology and ecophysiology of woody shrubs and trees* (pp. 199-219).
 35. Marchand, C. (2017). Soil carbon stocks and burial rates along a mangrove forest chronosequence (French Guiana). *Forest Ecology and Management*, 384, 92-99.
 36. Mcleod, E., Chmura, G. L., Bouillon, S., Salm, R., Björk, M., Duarte, C. M., Lovelock, C. E., Schlesinger, W. H., & Silliman, B. R. (2011). A blueprint for blue carbon: toward an improved understanding of the role of vegetated coastal habitats in sequestering CO₂. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 9(10), 552-560.
 37. Meng, Y., Gou, R., Bai, J., Moreno-Mateos, D., Davis, C. C., Wan, L., Song, S., Zhang, H., Zhu, X., & Lin, G. (2022). Spatial patterns and driving factors of carbon stocks in mangrove forests on Hainan Island, China. *Global Ecology and Biogeography*, 31(9), 1692-1706.
 38. Murray, B. C., Pendleton†, L., Jenkins‡, W. A., & Sifleet, S. (2011). Blue carbon report.
 39. Murty, R., & Buyck, C. (2014). Safe Havens: Protected Areas for Disaster Risk Reduction and Climate Change Adaptation.
 40. Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282-290.
 41. Newson, M. D., & Newson, C. L. (2000). Geomorphology, ecology and river channel habitat: mesoscale approaches to basin-scale challenges. *PROGRESS IN PHYSICAL GEOGRAPHY*, 24(2), 195-217.
 42. Organization, W. M. (2022). State of the Global Climate 2021.
 43. Parker, G. (1990). Surface-based bedload transport relation for gravel rivers. *Journal of Hydraulic Research*, 28(4), 417-436.
 44. Phillips, B. C., & Sutherland, A. J. (1989). Spatial lag effects in bed load sediment transport. *Journal of Hydraulic Research*, 27(1), 115-133.
 45. Qu, Y., Jevrejeva, S., Jackson, L. P., & Moore, J. C. (2019). Coastal Sea level rise around the China Seas. *GLOBAL AND PLANETARY CHANGE*, 172, 454-463.
 46. Renaud, F., Sudmeier-Rieux, K., & Estrella, M. (2013). *The Role of Ecosystems in Disaster Risk Reduction*.
 47. Ritter, A., & Muñoz-Carpena, R. (2013). Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments.

Journal of Hydrology, 480, 33-45.

- 
48. Rodi, W. (1993). Turbulence Models and Their Application in Hydraulics, 3rd ed.
 49. Ruangpan, L., Vojinovic, Z., Di Sabatino, S., Leo, L. S., Capobianco, V., Oen, A. M. P., McClain, M. E., & Lopez-Gunn, E. (2020). Nature-based solutions for hydro-meteorological risk reduction: a state-of-the-art review of the research area. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 20(1), 243-270.
 50. Saintilan, N., Khan, N. S., Ashe, E., Kelleway, J. J., Rogers, K., Woodroffe, C. D., & Horton, B. P. (2020). Thresholds of mangrove survival under rapid sea level rise. *Science*, 368(6495), 1118-1121.
 51. Schaeefli, B., & Gupta, H. V. (2007). Do Nash values have value? *HYDROLOGICAL PROCESSES*, 21(15), 2075-2080.
 52. Seddon, N., Smith, A., Smith, P., Key, I., Chausson, A., Girardin, C., House, J., Srivastava, S., & Turner, B. (2021). Getting the message right on nature-based solutions to climate change. *Global Change Biology*, 27.
 53. Serrano, O., Lovelock, C. E., B. Atwood, T., Macreadie, P. I., Canto, R., Phinn, S., Arias-Ortiz, A., Bai, L., Baldock, J., Bedulli, C., Carnell, P., Connolly, R. M., Donaldson, P., Esteban, A., Ewers Lewis, C. J., Eyre, B. D., Hayes, M. A., Horwitz, P., Hutley, L. B., . . . Duarte, C. M. (2019). Australian vegetated coastal ecosystems as global hotspots for climate change mitigation. *Nature Communications*, 10(1), 4313.
 54. Shih, S.-S. (2020). Spatial Habitat Suitability Models of Mangroves with Kandelia obovata. *Forests*, 11(4).
 55. Shih, S. S., Hsieh, H. L., Chen, P. H., Chen, C. P., & Lin, H. J. (2015). Tradeoffs between reducing flood risks and storing carbon stocks in mangroves. *Ocean & Coastal Management*, 105, 116-126.
 56. Shih, S. S., Hsu, W. C., & Hsu, Y. W. (2023). Waterline digital elevation model development to quantify inundation duration and coastal protection of tidal wetlands. *Science of The Total Environment*, 874, 162519.
 57. Shih, S. S., Huang, Z. Z., & Hsu, Y. W. (2022). Nature-based solutions on floodplain restoration with coupled propagule dispersal simulation and stepping-stone approach to predict mangrove encroachment in an estuary. *Science of The Total Environment*, 851, 158097.
 58. Shih, S. S., & Chen, P. C. (2021). Identifying tree characteristics to determine the blocking effects of water conveyance for natural flood management in urban rivers. *Journal of Flood Risk Management*, 14(4), e12742.
 59. Spencer, T., Schuerch, M., Nicholls, R. J., Hinkel, J., Lincke, D., Vafeidis, A. T., Reef, R., McFadden, L., & Brown, S. (2016). Global coastal wetland change under sea-level rise and related stresses: The DIVA Wetland Change Model. *GLOBAL AND PLANETARY CHANGE*, 139, 15-30.
 60. Sulochanan, B., Ratheesh, L., Veena, S., Padua, S., Prema, D., Rohit, P., Kaladharan,

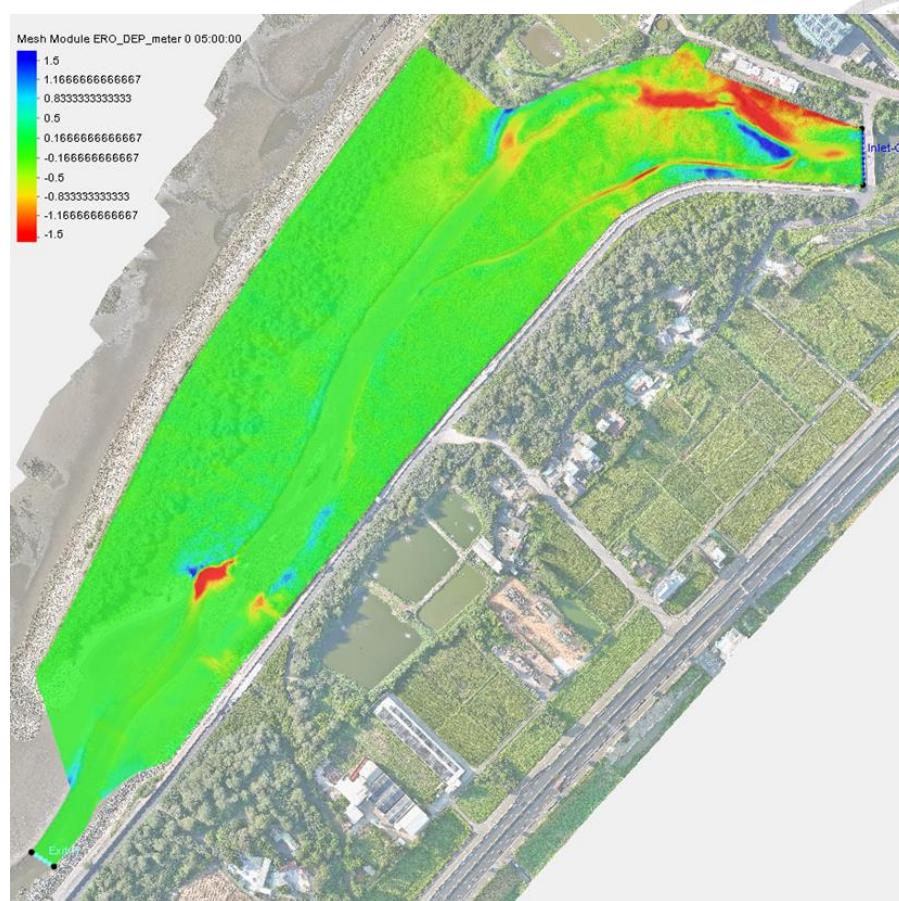
- P., & Kripa, V. (2022). Water and sediment quality parameters of the restored mangrove ecosystem of Gurupura River and natural mangrove ecosystem of Shambavi River in Dakshina Kannada, India. *Marine Pollution Bulletin*, 176, Article 113450.
61. Takagi, H. (2018). Long-Term Design of Mangrove Landfills as an Effective Tide Attenuator under Relative Sea-Level Rise. *Sustainability*, 10(4), 1045.
62. Temmerman, S., Meire, P., Bouma, T. J., Herman, P. M., Ysebaert, T., & De Vriend, H. J. (2013). Ecosystem-based coastal defence in the face of global change. *Nature*, 504(7478), 79-83.
63. Valentine, P. C. (2019). *Sediment classification and the characterization, identification, and mapping of geologic substrates for the glaciated Gulf of Maine seabed and other terrains, providing a physical framework for ecological research and seabed management* [Report](2019-5073). (Scientific Investigations Report, Issue. U. S. G. Survey.
64. Walters, B. B., Rönnbäck, P., Kovacs, J. M., Crona, B., Hussain, S. A., Badola, R., Primavera, J. H., Barbier, E., & Dahdouh-Guebas, F. (2008). Ethnobiology, socio-economics and management of mangrove forests: A review. *Aquatic Botany*, 89(2), 220-236.
65. Wilcock, P. R., & Crowe, J. C. (2003). Surface-based transport model for mixed-size sediment. *JOURNAL OF HYDRAULIC ENGINEERING*, 129(2), 120-128.)
66. Wolf, P. R., & Dewitt, B. A. (2000). Elements of Photogrammetry with Applications in GIS.
67. Xie, D., Schwarz, C., Kleinhans, M. G., Zhou, Z., & van Maanen, B. (2022). Implications of Coastal Conditions and Sea-Level Rise on Mangrove Vulnerability: A Bio-Morphodynamic Modeling Study. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 127(3), e2021JF006301.
68. 內政部土地測量局. (2016). e-GPS 衛星定位基準站即時動態定位系統 VBS-RTK 定位測試成果報告.
69. 桃園市政府. (2023). 觀新藻礁生態系野生動物保護區之碳匯功能評估暨紅樹林適度疏伐計畫-期末報告.
70. 桃園縣政府. (2014). 桃園藻礁委託研究案.
71. 郭重言、林立青、藍文浩、莊文傑、李俊穎. (2017). 臺灣海域海平面上升之加速特性研究.
72. 陳柏智. (2020). 基於自然解決方案之都市河川洪氾平原管理—以二重疏洪道為例.
73. 經濟部水利署. (2012). 「易淹水地區水患治理計畫第 2 階段實施計畫」縣管河川新屋溪水系規劃.
74. 詹勳全, 邱亮鈞, 彭振捷, 張承遠, & 郭炳榮. (2017). 應用二維水理輸砂模式評估野溪清疏成效之研究. 中華水土保持學報.

75. 薛美莉. (1995). 消失中的溼地森林—記臺灣的紅樹林.

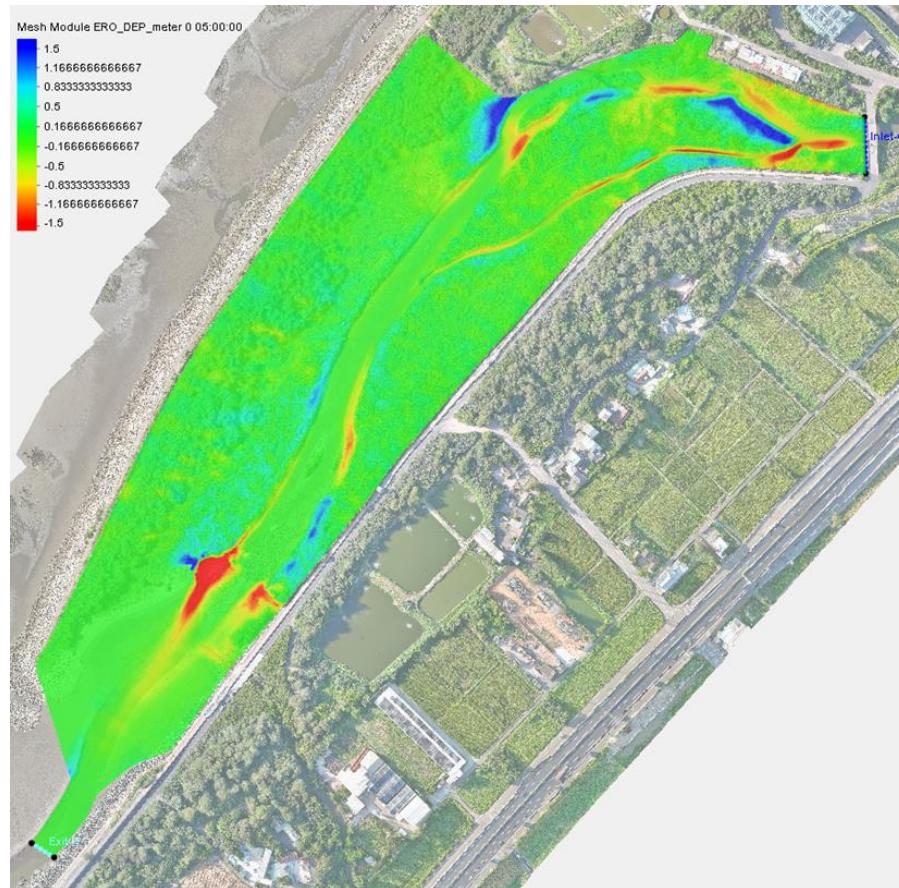
76. 蘇永銘. (2012). 人工紅樹林濕地淨化海水養殖業廢水之可行性評估.



附件 1

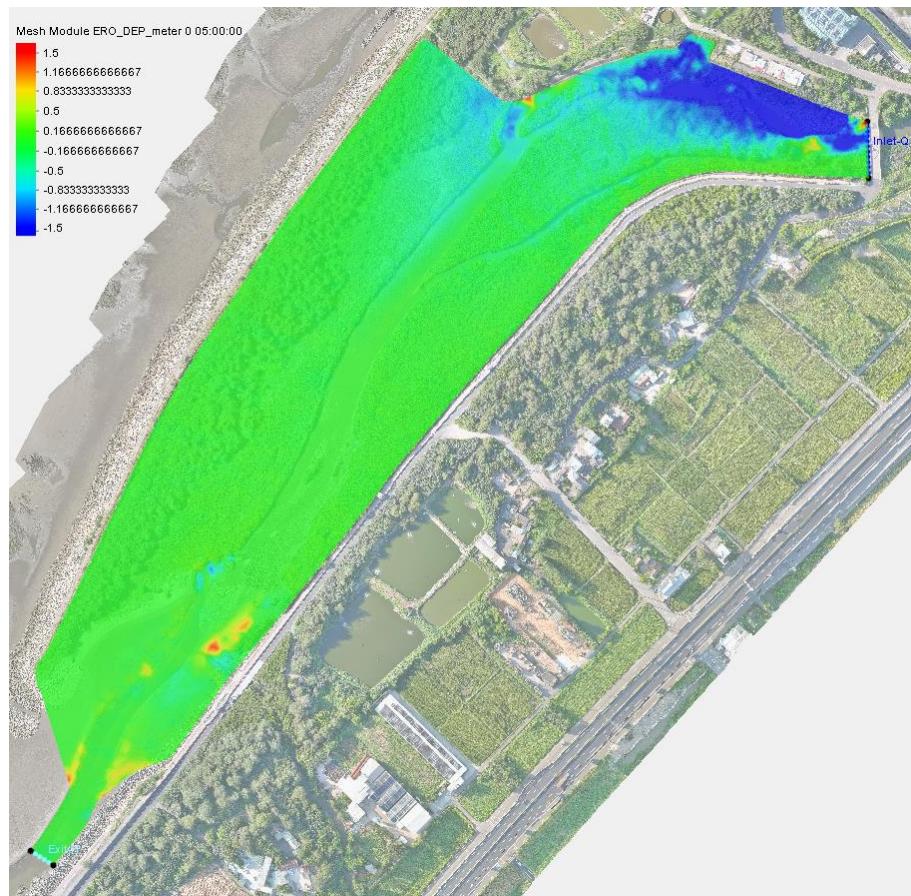


Engelund-Hansen(1972) 輸砂模擬成果（入出流條件：220cms, 0.1523m）



modified Meyer-Peter-Muller(2006) 輸砂模擬成果（入出流條件：220cms, 0.1523m）

doi:10.6342/NTU202301947

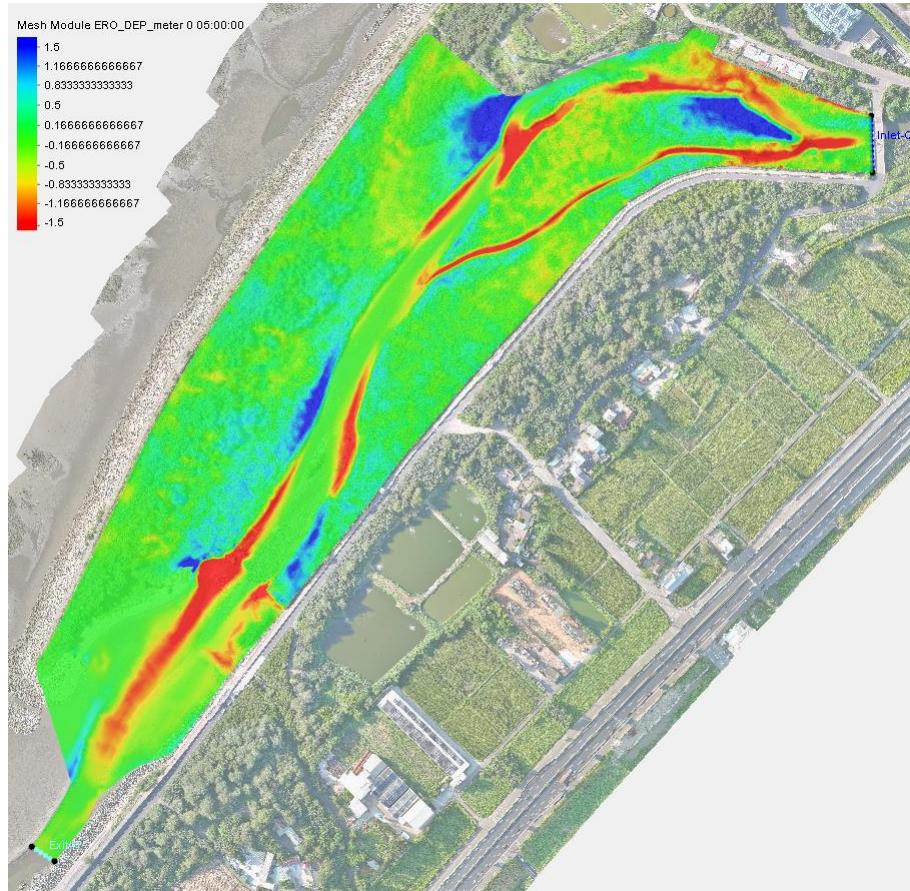


Yang(1979) 輸砂模擬成果（入出流條件：220cms, 0.1523m）

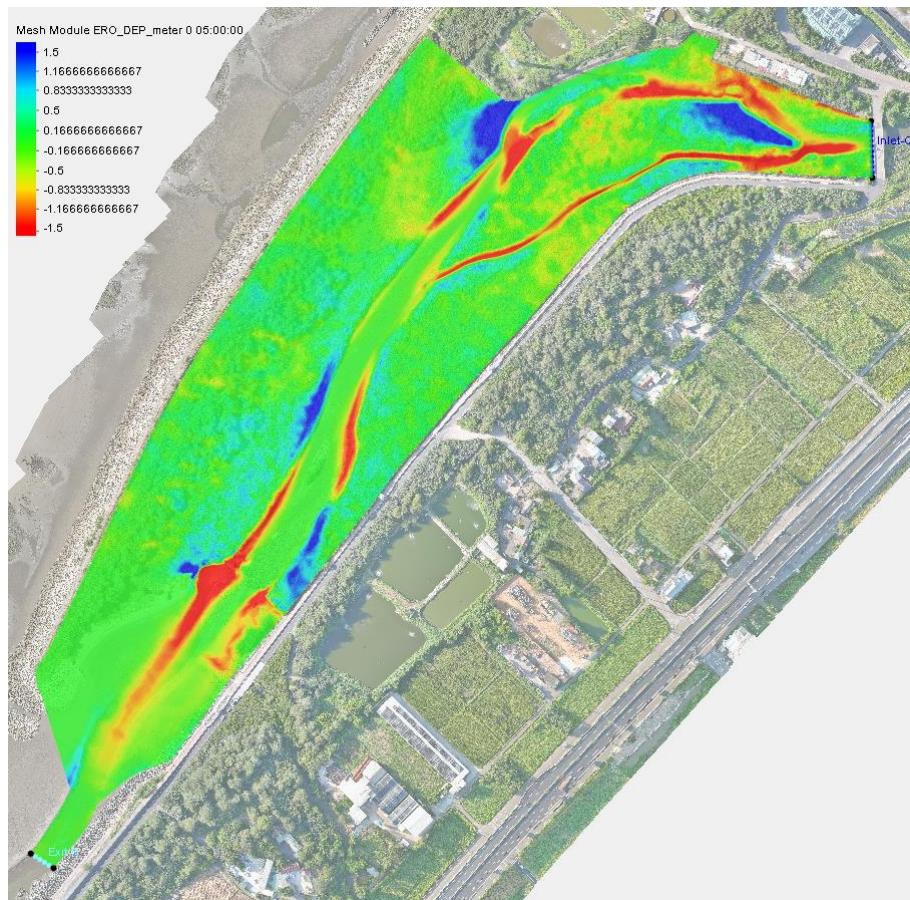


並未呈現沖刷與淤積分布

Wu et al.(2000a) 輸砂模擬成果（入出流條件：220cms, 0.1523m）



Parker (1990) 輸砂模擬成果（入出流條件：220cms, 0.1523m）



Wilcock and Crowe (2003) 輸砂模擬成果（入出流條件：220cms, 0.1523m）

附件 2



1978 年新屋溪出海口灘地正射影像（資料來源：農林航空測量所）



1996 年新屋溪出海口灘地正射影像（資料來源：農林航空測量所）



2001 年新屋溪出海口灘地正射影像（資料來源：農林航空測量所）



2008 年新屋溪出海口灘地正射影像（資料來源：農林航空測量所）



2014 年新屋溪出海口灘地正射影像（資料來源：農林航空測量所）



2022 年新屋溪出海口灘地正射影像（資料來源：本研究）

附件 3



表3-78 新屋溪流域新屋站原序列連續24小時暴雨量表(1/2)

單位：毫米

暴雨	民國 76 年 9 月 22 日~23 日		民國 77 年 7 月 27 日		民國 78 年 7 月 29 日~30 日		民國 82 年 6 月 5 日		民國 85 年 7 月 31 日		民國 86 年 6 月 10 日~11 日		民國 87 年 8 月 30 日		民國 88 年 5 月 19 日		民國 89 年 6 月 11 日~12 日	
時間 (小時)	原序列時 間(小時)	雨量	原序列時 間(小時)	雨量	原序列時 間(小時)	雨量	原序列時 間(小時)	雨量	原序列時 間(小時)	雨量	原序列時 間(小時)	雨量	原序列時 間(小時)	雨量	原序列時 間(小時)	雨量	原序列時 間(小時)	雨量
1	8	0	1	0	19	1	1	0	1	4	14	13.5	1	0.5	1	0	14	21
2	9	1.5	2	0	20	0.5	2	0	2	0	15	0	2	0	2	0	15	15
3	10	0	3	0	21	0	3	0	3	0	16	0	3	0	3	0	16	24
4	11	0.5	4	0	22	0	4	0.5	4	2	17	0	4	0	4	0	17	18.5
5	12	0.5	5	2	23	0.5	5	0.5	5	0	18	0	5	0	5	0	18	14
6	13	2.5	6	64.5	24	3	6	0	6	15.5	19	0	6	3.5	6	0	19	5
7	14	22	7	84	1	8	7	1	7	0	20	0	7	47.5	7	1.5	20	3
8	15	6.5	8	37.5	2	2	8	4.5	8	16.5	21	0	8	61	8	19	21	3.5
9	16	4	9	21	3	3.5	9	10	9	16.5	22	43	9	17.5	9	17.5	22	2
10	17	14.5	10	0	4	36	10	17.5	10	1.5	23	49	10	4	10	21.5	23	1.5
11	18	16	11	0	5	92	11	0	11	0	24	33	11	0	11	6	24	1
12	19	14	12	0	6	42	12	2.5	12	0.5	1	19.5	12	0	12	8	1	0
13	20	19	13	0	7	19.5	13	0	13	2	2	0.5	13	0	13	11	2	0.5
14	21	12.5	14	0	8	3	14	14	14	3.5	3	0	14	0	14	11.5	3	2
15	22	0	15	0	9	1	15	63	15	7.5	4	0	15	3.5	15	11	4	3
16	23	0	16	0	10	0.5	16	34.5	16	7.5	5	0	16	4.5	16	13	5	5
17	24	0	17	0	11	0.5	17	5.5	17	10.5	6	0	17	3	17	7.5	6	6
18	1	0	18	0	12	0	18	26	18	5.5	7	0	18	1	18	2	7	8
19	2	0	19	0	13	0	19	3.5	19	15.5	8	0	19	0.5	19	0	8	1.5
20	3	12.5	20	0	14	0	20	17.5	20	6.5	9	0	20	0	20	0.5	9	1
21	4	26	21	0	15	0	21	2.5	21	12.5	10	0	21	0.5	21	0	10	3
22	5	12	22	0	16	0	22	0.5	22	8.5	11	12.5	22	0.5	22	0	11	10.5
23	6	3	23	0	17	0	23	0	23	21.5	12	0	23	0	23	0	12	21.5
24	7	3	24	0	18	0	24	0	24	18	13	0	24	0	24	0	13	5

具有代表性之 18 場分布型態相似的 24 小時暴雨資料(1/2)（參考資料：新屋溪水系治理規劃報告）

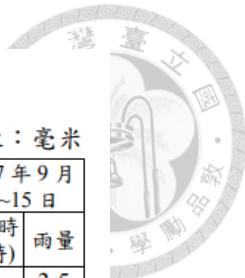


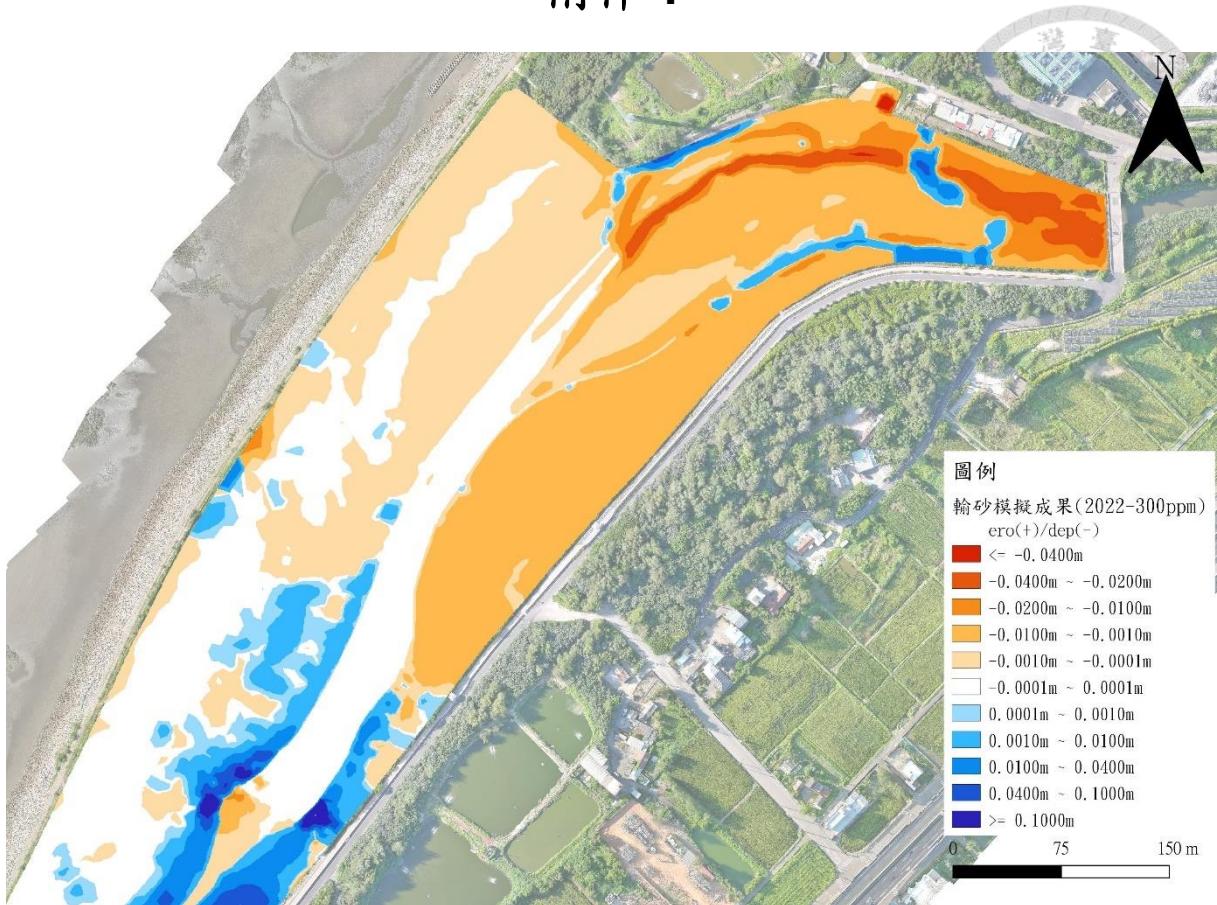
表3-78 新屋溪流域新屋站原序列連續24小時暴雨量表(2/2)

單位：毫米

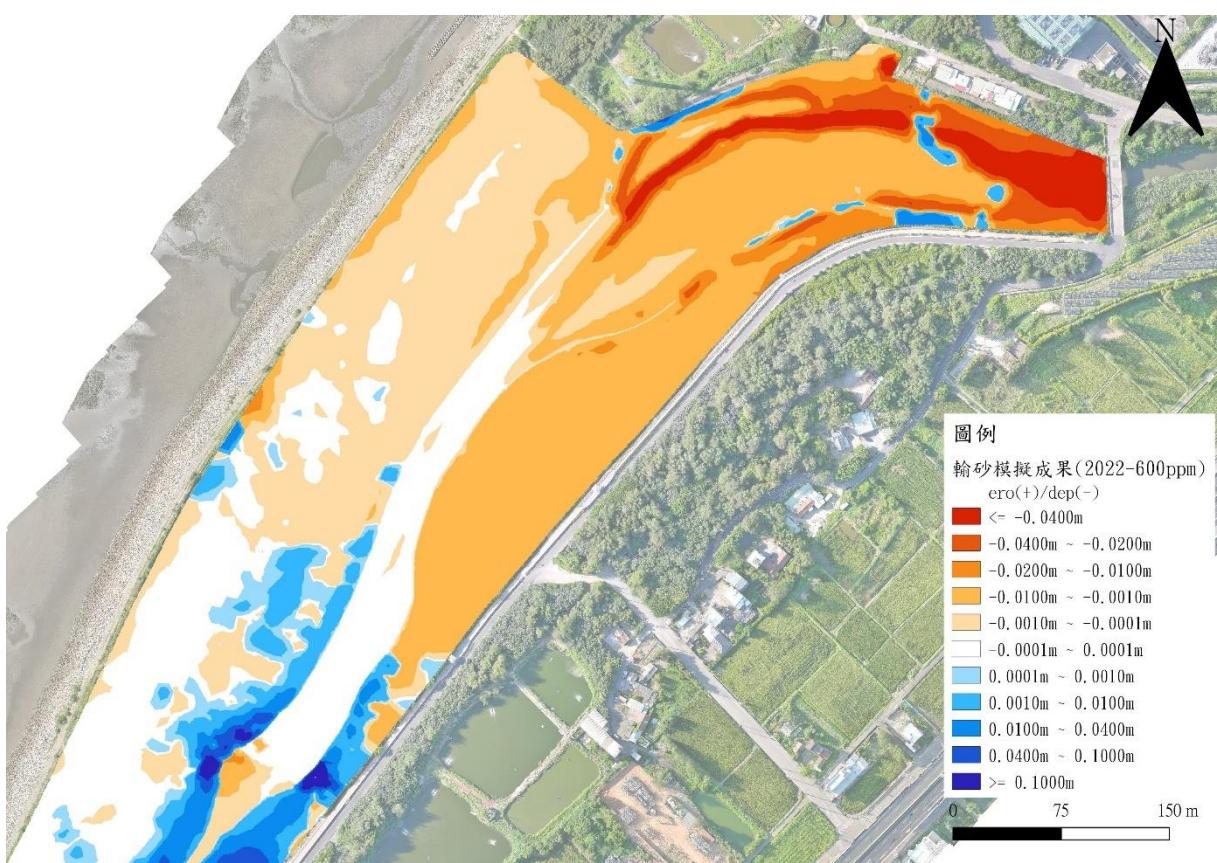
暴雨	民國 89 年 11 月 1 日		民國 90 年 9 月 17 日		民國 90 年 9 月 18 日		民國 91 年 7 月 9 日~10 日		民國 93 年 8 月 24 日~25 日		民國 95 年 6 月 6 日~7 日		民國 95 年 6 月 9 日		民國 96 年 6 月 8 日		民國 97 年 9 月 14 日~15 日	
時間 (小時)	原序列時 間(小時)	雨量	原序列時 間(小時)	雨量	原序列時 間(小時)	雨量	原序列時 間(小時)	雨量	原序列時 間(小時)	雨量	原序列時 間(小時)	雨量	原序列時 間(小時)	雨量	原序列時 間(小時)	雨量	原序列時 間(小時)	雨量
1	1	31.5	1	46.5	1	8	19	4.5	18	1.5	19	1	1	37.5	1	1	12	3.5
2	2	21	2	60.5	2	10.5	20	19.5	19	3.5	20	4	2	29	2	2	13	5.5
3	3	11	3	6.5	3	5	21	0	20	7.5	21	66	3	30	3	1	14	0.5
4	4	2.5	4	4	4	2	22	0	21	17	22	9	4	1.5	4	1.5	15	2
5	5	6	5	7	5	4.5	23	0	22	9	23	6.5	5	11.5	5	7.5	16	2
6	6	6.5	6	31.5	6	32	24	0	23	10	24	17	6	10	6	12	17	4
7	7	8	7	34	7	84.5	1	0	24	14	1	4.5	7	22	7	3	18	3
8	8	11.5	8	74.5	8	54	2	0.5	1	11	2	20	8	1.5	8	17	19	5
9	9	19	9	31.5	9	6	3	2	2	10	3	17	9	1	9	33.5	20	3.5
10	10	15.5	10	39.5	10	17	4	0.5	3	18	4	12.5	10	1	10	32.5	21	7
11	11	24	11	44.5	11	24	5	6.5	4	8	5	19	11	1	11	22	22	3
12	12	18.5	12	43	12	4	6	36.5	5	2	6	15	12	0	12	42.5	23	14
13	13	5.5	13	3	13	0.5	7	29	6	6.5	7	33	13	0	13	19.5	24	12
14	14	1.5	14	0	14	2	8	5.5	7	10.5	8	10	14	0	14	4.5	1	13
15	15	2.5	15	1.5	15	3.5	9	2.5	8	29.5	9	8	15	0	15	0.5	2	19.5
16	16	1.5	16	0	16	2	10	1	9	14.5	10	0	16	0	16	1	3	10.5
17	17	1	17	1.5	17	0	11	24.5	10	32.5	11	0	17	1	17	0	4	12
18	18	0	18	0	18	0	12	4.5	11	24	12	0	18	1.5	18	0.5	5	14
19	19	0.5	19	1	19	1.5	13	1.5	12	9.5	13	0	19	1	19	10	6	4.5
20	20	0.5	20	5	20	0	14	1	13	5	14	0	20	4	20	11	7	12.5
21	21	0.5	21	3	21	0	15	0.5	14	3	15	0	21	4.5	21	14	8	20.5
22	22	0.5	22	3	22	0	16	0	15	1	16	0	22	2.5	22	5	9	3
23	23	0.5	23	3.5	23	0	17	0	16	0	17	0	23	0.5	23	2.5	10	8
24	7	3	24	0	18	0	24	0	24	18	13	0	24	0	24	0	13	5

具有代表性之 18 場分布型態相似的 24 小時暴雨資料(2/2)（參考資料：新屋溪水系治理規劃報告）

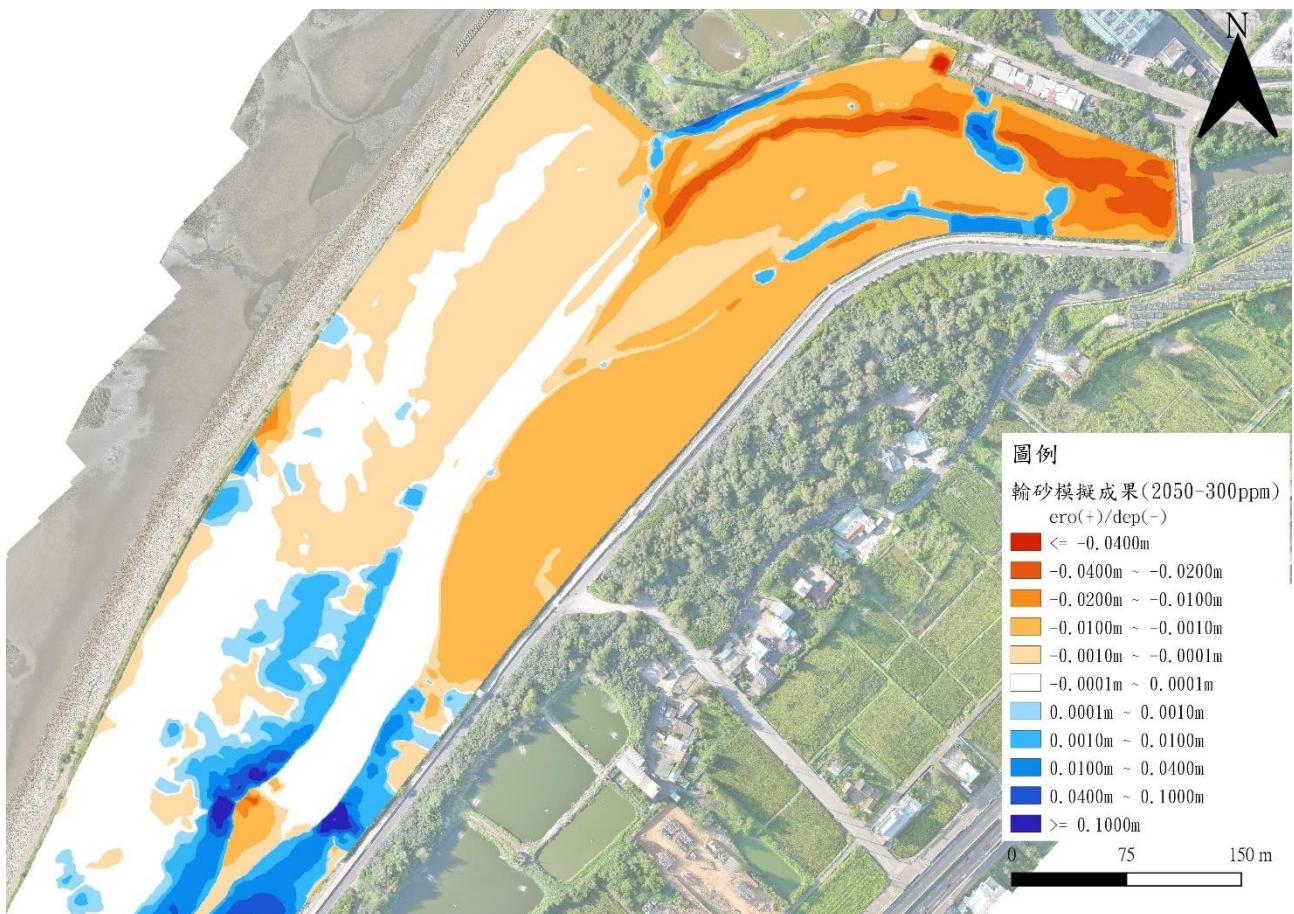
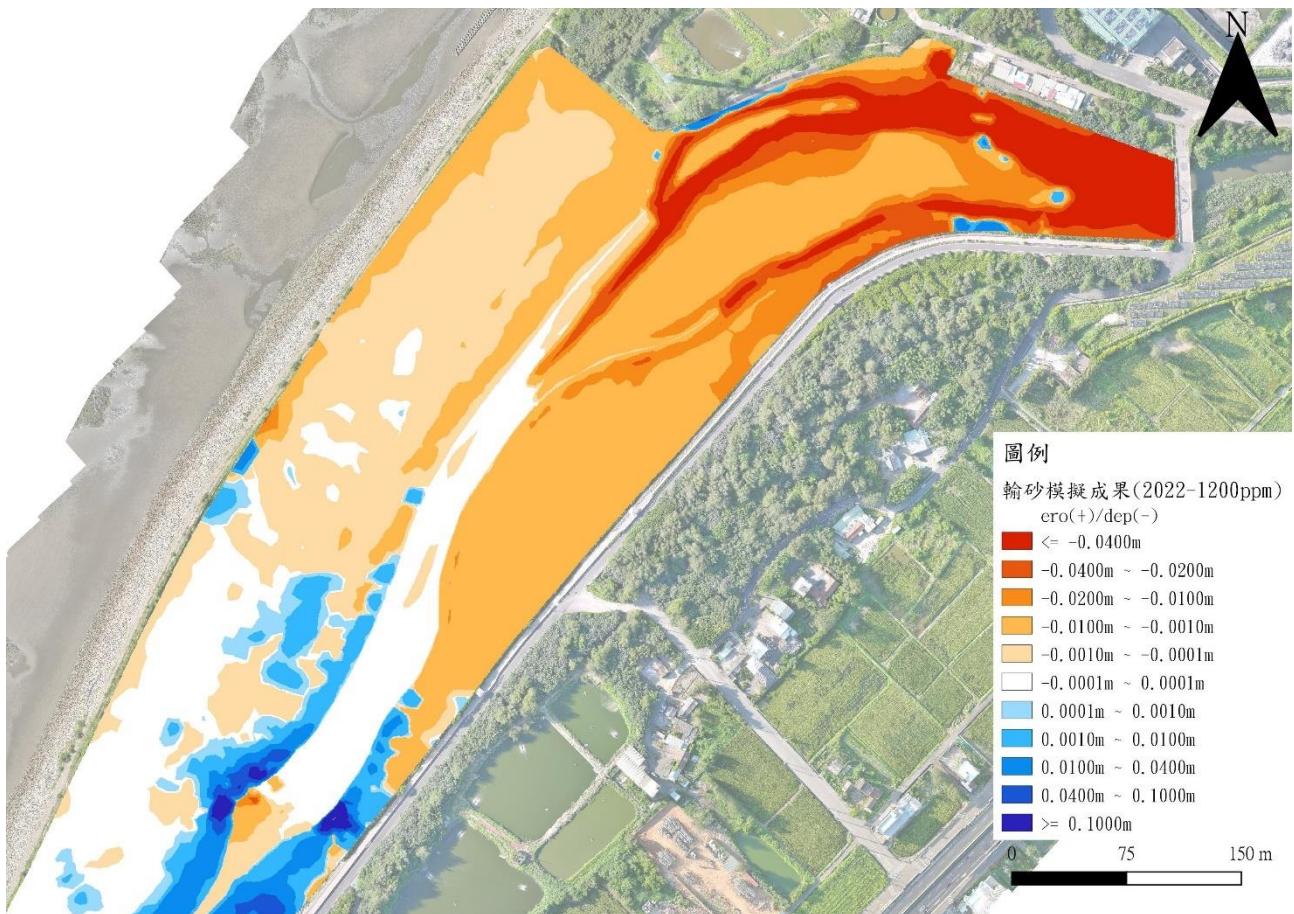
附件 4

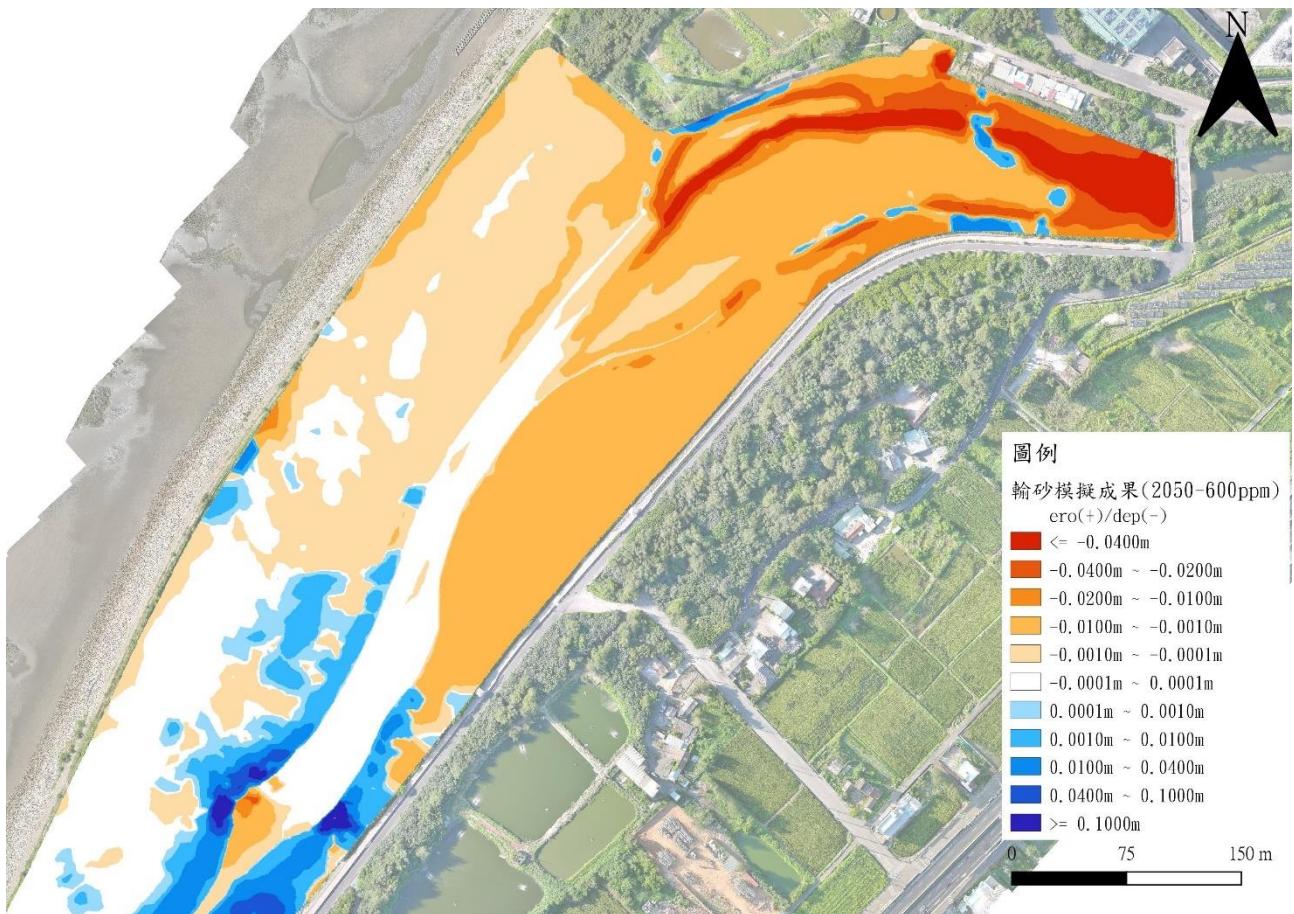


研究區域 SRH-2D 輸砂模擬成果（邊界條件：2022 年 MWL，300ppm）

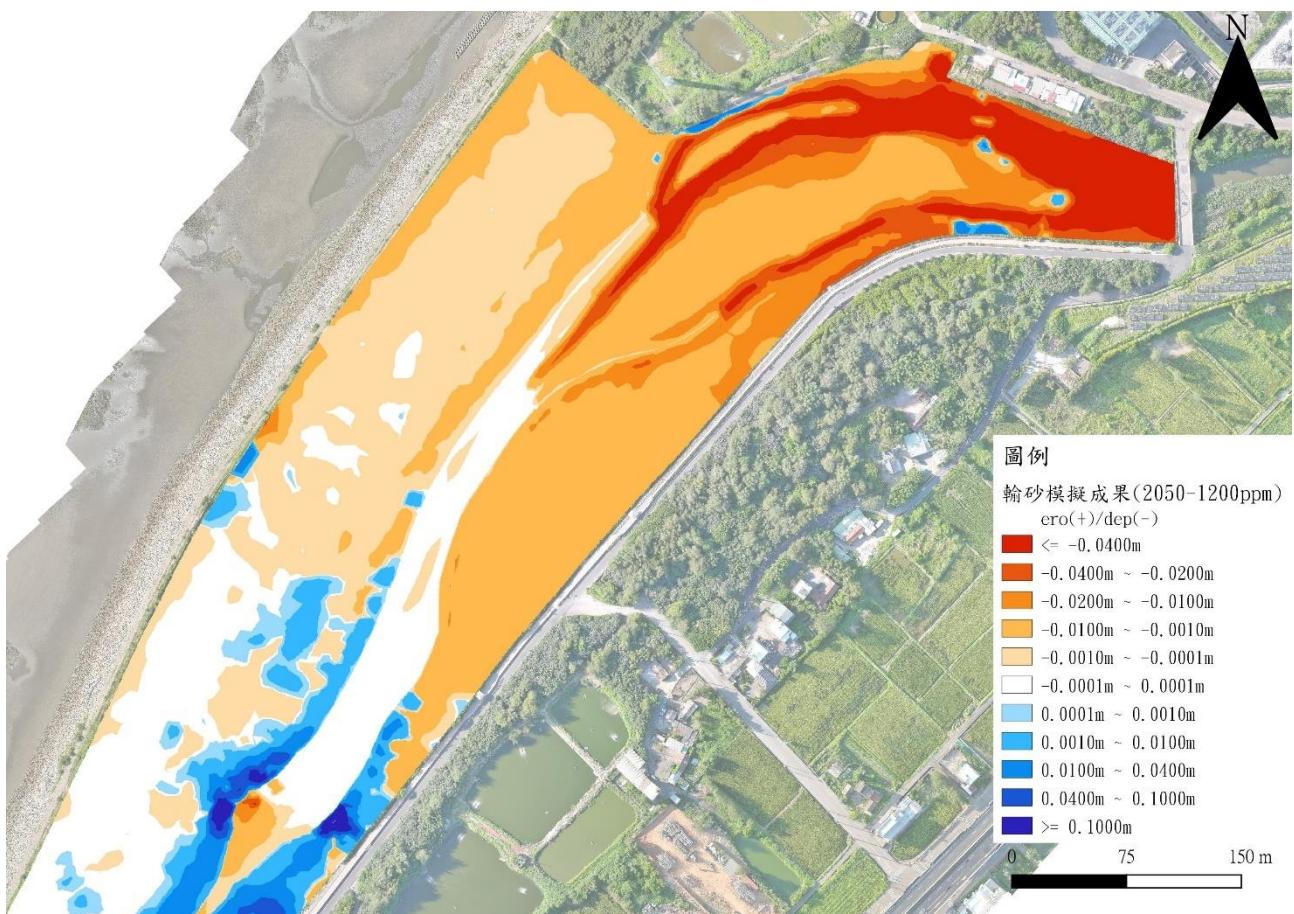


研究區域 SRH-2D 輸砂模擬成果（邊界條件：2022 年 MWL，600ppm）

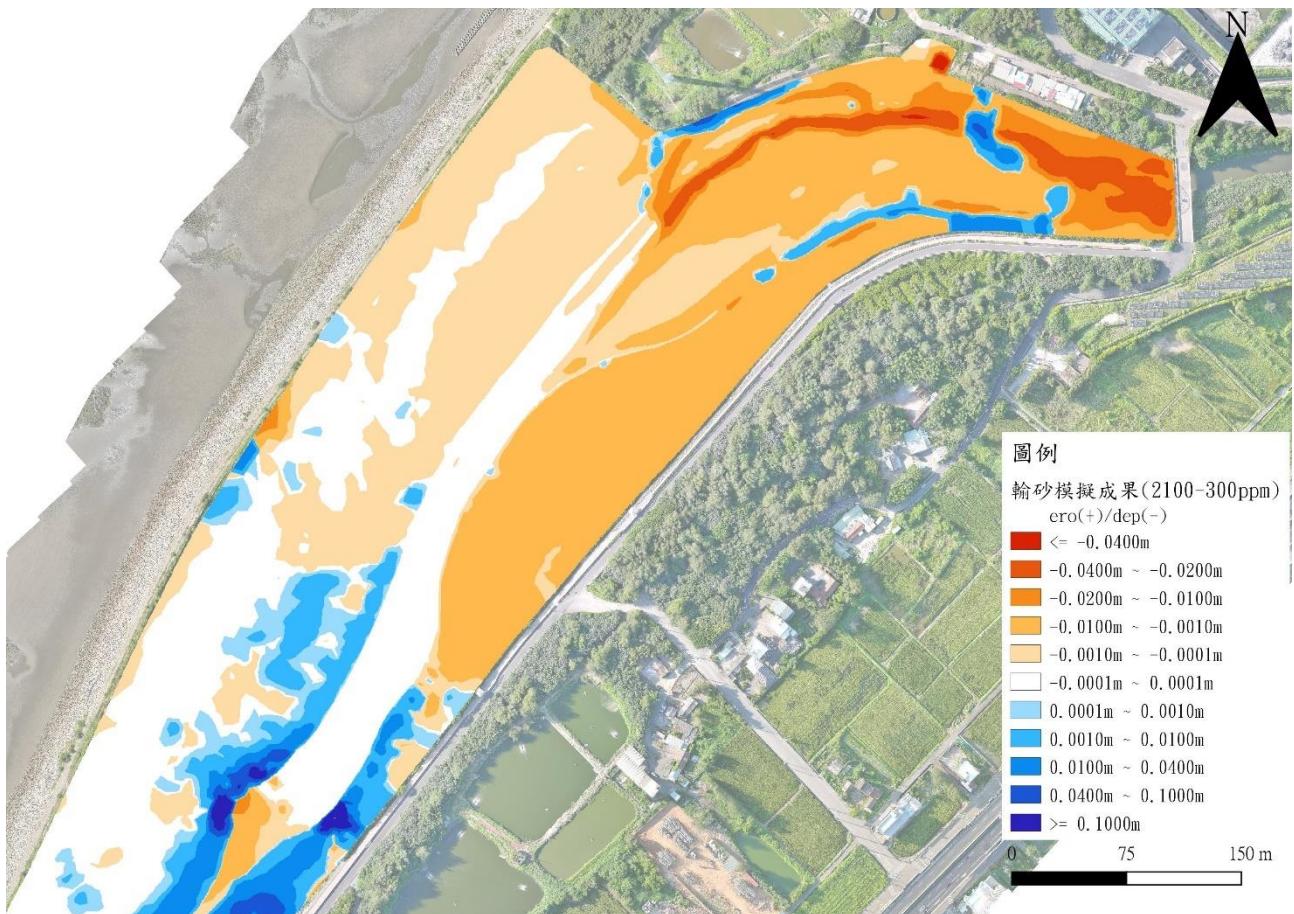




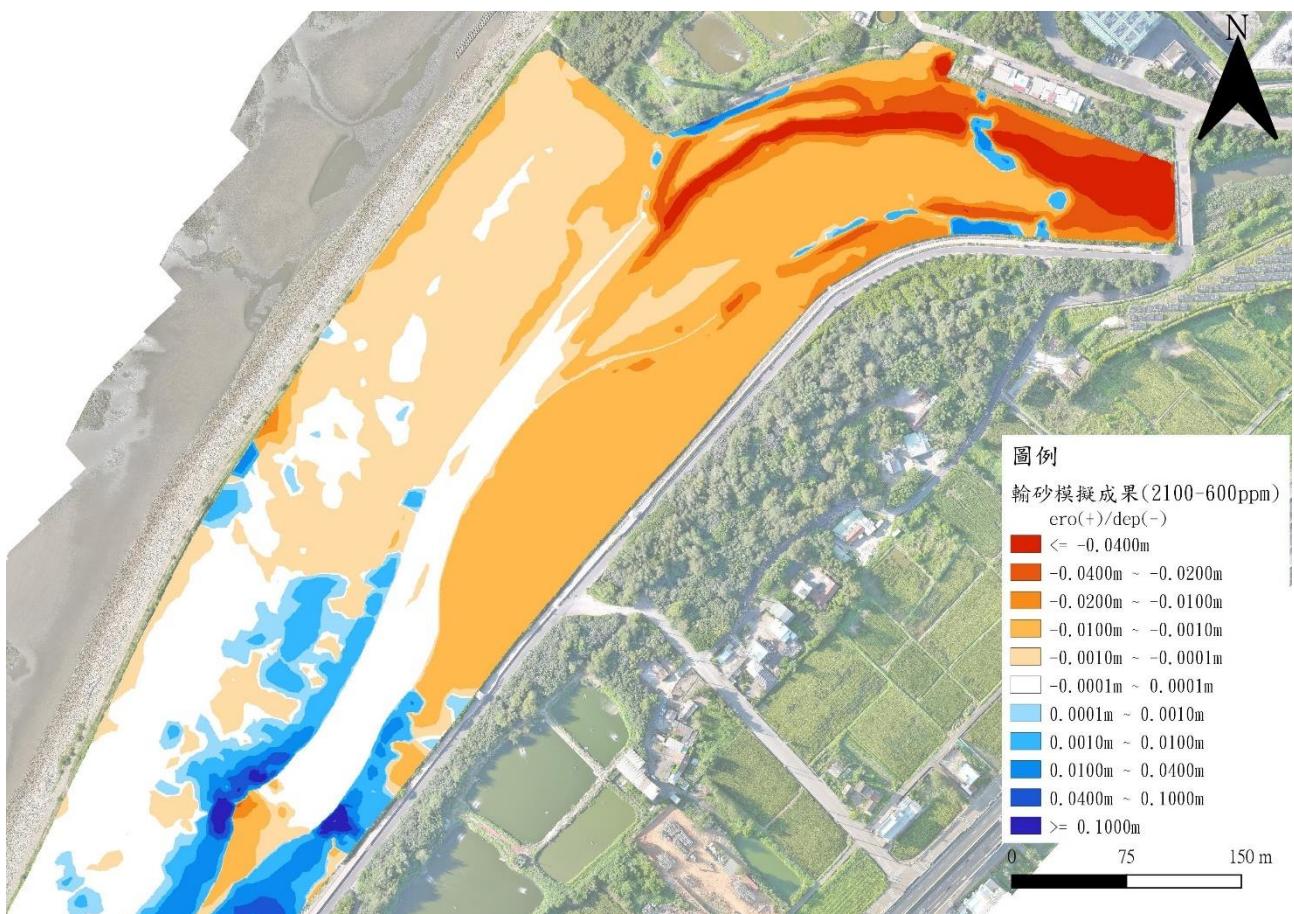
研究區域 SRH-2D 輸砂模擬成果（邊界條件：2050 年 MWL，600ppm）



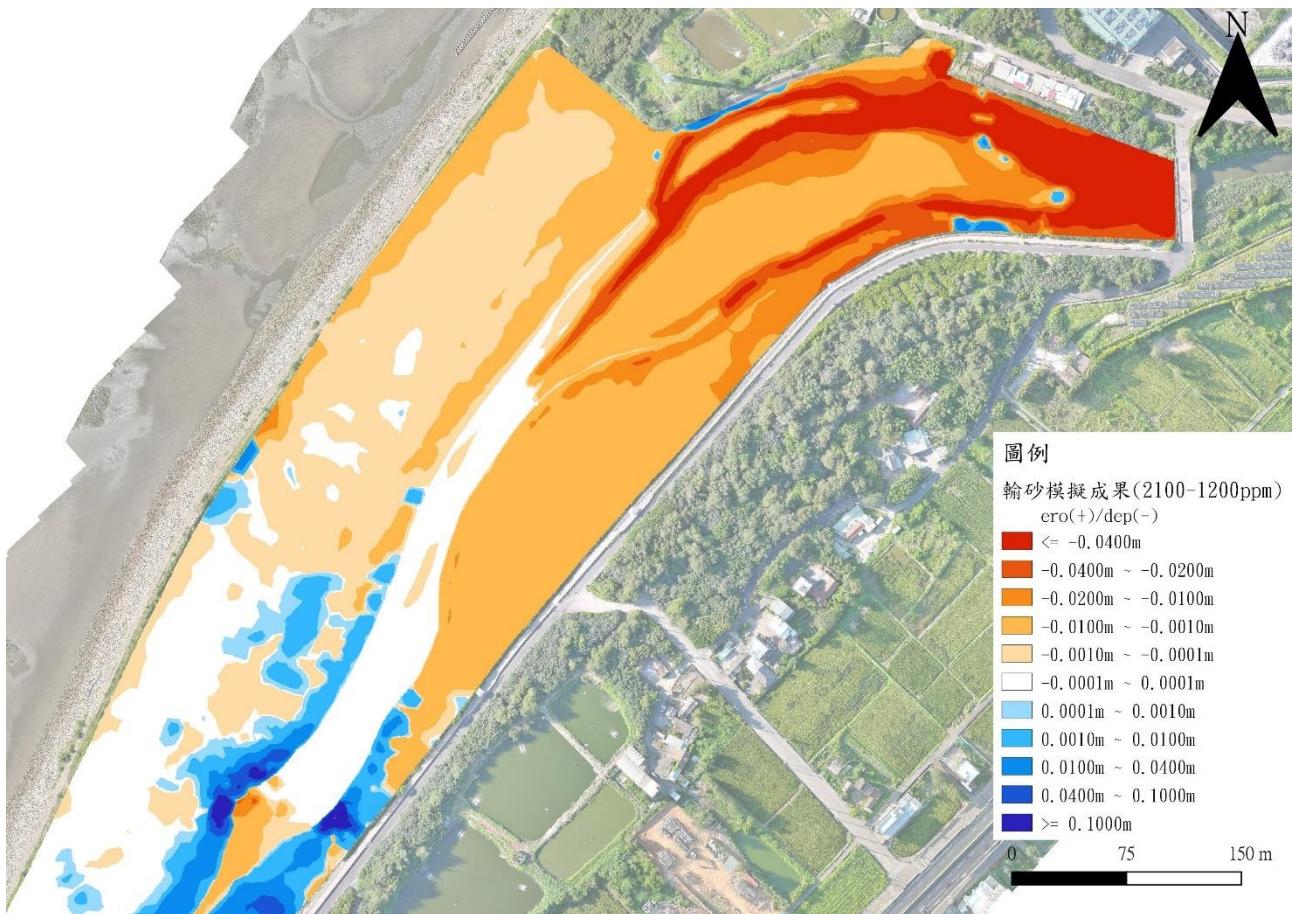
研究區域 SRH-2D 輸砂模擬成果（邊界條件：2050 年 MWL，1200ppm）



研究區域 SRH-2D 輸砂模擬成果（邊界條件：2100 年 MWL，300ppm）



研究區域 SRH-2D 輸砂模擬成果（邊界條件：2100 年 MWL，600ppm）



研究區域 SRH-2D 輸砂模擬成果（邊界條件：2100 年 MWL，1200ppm）