

國立臺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

紅樹林復育及皆伐對潮灘及潮溝形貌演變之影響

Nexus of mangrove colonization on hydrodynamics and
sedimentation for tidal flat and creek evolution

梁曉鄢

Hsiao-Yen Liang

指導教授：施上粟 教授

Advisor: Prof. Shang-Shu Shih

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

紅樹林復育及皆伐對潮灘及潮溝形貌演變之影響

Nexus of mangrove colonization on hydrodynamics and sedimentation for tidal flat
and creek evolution

本論文係梁曉鄺(R10521313)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 Hsiao Yen Liang (R10521313) candidate and hereby certify that it is worthy of acceptance.

口試委員 Oral examination committee:

施仁榮 劉子重 胡明哲
(指導教授 Advisor)

系主任/所長 Director: 葛宇宸

誌謝

兩年碩士班的生活稍縱即逝，也準備要邁向人生的下個階段，回顧這短短的兩年，由於有成大水利的好朋友共同升上台大土木碩士班，才讓碩士班的生活有人相互照應；碩士班期間的訓練，也讓我學習很多東西，包括自我學習、人和溝通等等技巧皆有不小的收穫。在這兩年的時間，受到許多人的幫助，也有許多人需要感謝。

首先要感謝施上粟老師，當初透過成大學長姐引薦，能讓我進入施門底下學系，也很慶幸自己在施老師的指導下成長，能夠讓我選擇自己喜歡的研究題目，並給於我們十足的信任，讓我們能充份表達研究上的意見，進而激發出不同的點子。也很感謝老師對我們在生活上的關心，讓我們在異鄉也可以感受被關心的感覺，很慶幸自己加入 NTUCE908 這個大家庭。

再來要感謝研究室的各位，謝謝學長姐中澤、耀文、于萱、宸羽，給予我課業、研究上的方向及建議，謝謝丰聖每次都很罩，指點我不管研究室、課業或是行政上的大大小小的事，當然還包括 LOL 的技巧。謝謝榮憲的幫忙，在口試的紀錄上讓我格外放心。也謝謝研究室學弟妹絹宜、維中、岳澄，以後就交棒你們了。

感謝一起從成大水利上來的朋友們，一云、浥岫、宗宗、王博、葡萄，有你們一起吃飯、玩樂才讓台北的生活不孤單，台南 SWAG 延續到台北，也希望出社會還能這樣天真無邪。

再來要感謝我的男朋友敬驊，謝謝你在我最累、最辛苦的期間包容我的脾氣，也都會很貼心地替我做很多事，讓我在台北努力的時候當我的靠山，同時扮演我最好的朋友跟最貼心的家人。

最後要感謝我們家人們，謝謝爸媽對我的栽培，不論我要學習什麼新的事物都很願意為我出錢出力，也對於我人生方向的抉擇給予支持，也讓我成為讀書、玩樂兼顧，並且開心成長的人。

中文摘要



紅樹林是河口重要藍碳生態系統，同時具有攔截集水區來砂及陸源污染與有機質，提供人類社會許多直接及間接的生態系統服務價值。潮溝及潮灘是紅樹林及近岸沼澤、濕地生態系統重要地景及棲地，植生分佈、水理特性、泥砂運移等複雜機制影響潮溝及潮灘的形貌差異，瞭解潮溝、潮灘和植生交互作用下的形貌變化，有助於使溼地管理決策更加完善。

本研究改良垂直二維潮溝及潮灘演化模式，模式中包含三個模組「水動力」、「河川輸砂」、「植生(紅樹林)」，透過水動力模式中建立植生地地形，藉以反應紅樹林在灘地上阻礙流動的概念，並透過模式中連續方程式和動量方程式，比對流量值，以此迭代計算得到能量坡度；再進入輸砂模式中，修正河流漲退潮所帶來的泥砂濃度差異，結合水動力所計算出的參數值，算出泥砂沉積、侵蝕濃度。在紅樹林模式中，透過界定灘地、溝地有無植生下的流速、粗糙度等差異性，計算得到生物量，並計算紅樹林捕獲泥砂的沉積速率。最後，將所求得參數代入 Exner 方程式，得到地形、地貌及濕地高程變化。

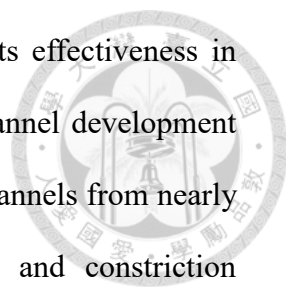
演化模式模擬結果顯示，在長時間尺度模擬下，模式能夠有效反應沼澤、紅樹林潮溝發展的前、中、後期階段，呈現潮溝自近乎於平床的灘地形貌，在潮汐及河川水流共同作用下出現下刷、拓寬，再回淤、束縮的過程。另外，本研究亦收集植生水槽實驗資料驗證水動力及植生模組，透過設定斷面植生阻礙物，並提供植生阻力的等效參數，可重現實驗水槽的水面剖線，顯示水動力及植生模式具備可靠性；也收集淡水河社子島紅樹林 4 處潮溝斷面地形進行輸砂模組驗證，透過模式中灘地、溝地的界定，對於灘地過度淤積的模擬得到良好的改善。本研究也進行模式參數敏感度分析，藉以更深入瞭解潮溝在地貌演化下之機制。

關鍵字：潮溝、潮灘、紅樹林、植生、泥砂

Abstract

Mangrove forests are crucial blue carbon ecosystems in estuaries, providing numerous direct and indirect ecosystem services of great value to human societies. They intercept sediment land-based pollutants, and organic matter, from the watershed, while serving as essential habitats and landscape features within the mangrove and nearshore marsh wetland ecosystems. The morphology of tidal channels and tidal flats, influenced by complex mechanisms such as vegetation distribution, hydraulic characteristics, and sediment transport, plays a significant role. Understanding the morphological changes resulting from the interactions between tidal channels, tidal flats, and vegetation can greatly enhance wetland management decisions.

This study has improved a vertical two-dimensional model for the evolution of tidal channels and tidal flats. The model consists of three modules: hydrodynamics, sediment transport, and vegetation (mangrove). By incorporating vegetation topography into the hydrodynamics module, the model is able to capture the concept of vegetation hindering flow on tidal flats. This study utilizes the continuity and momentum equations in the model to iteratively calculate energy slopes by comparing investigated flow values. The sediment transport module adjusts the sediment concentration differences caused by tidal current and river flows, incorporating parameters calculated from the hydrodynamics module to determine the critical sediment deposition and erosion. In the mangrove module, we calculate biomass by considering flow velocity and roughness differences between vegetated and unvegetated areas, and estimate the sediment trapping rate by mangroves. Finally, the obtained parameters are used in the Exner equation to simulate changes in topography, geomorphology, and wetland elevation.



The simulation results of the evolution model demonstrate its effectiveness in capturing the early, middle, and final stages of mangrove tidal channel development over long-term scales. It shows the gradual development of tidal channels from nearly flat beds, undergoing scouring, widening, subsequent infilling, and constriction processes under the combined effects of tides and river flow. Additionally, this study collected data from vegetation flume experiments from Freeman et al. (2000) to validate the hydrodynamics and vegetation modules. By setting up vegetation obstacles in the flume and providing equivalent parameters for vegetation resistance, the model successfully reproduces the water surface profiles observed in the experiments, demonstrating the reliability of the hydrodynamics and vegetation modules. We also collected data from four tidal channel cross-sections in the Shezi Island mangrove in the Tanshuei River to validate wetland morphological dynamics. By defining tidal flats and channels in the model, we significantly improved in simulating excessive sediment accumulation on the intertidal flats. This study also conducted a sensitivity analysis of model parameters to gain deeper insights into tidal channel geomorphic evolution mechanisms. This study offers a quantitative tool for effectively maintaining tidal channels and tidal flats that may enhance mangrove swamps' integrated and adaptive management.

Keywords: tidal channel, tidal flat, mangrove, vegetation, sediment

目錄



口試審定書.....	I
誌謝.....	II
中文摘要.....	III
ABSTRACT.....	IV
目錄.....	VI
圖目錄.....	VIII
表目錄.....	XI
符號表.....	XII
第一章 緒論.....	1
1.1 研究背景.....	1
1.2 研究目的.....	1
1.3 論文架構.....	3
第二章 文獻回顧.....	4
2.1 DIPLAS 及 PIZZUTO 之渠道形塑理論與數值方法.....	4
2.2 FAGHERAZZI 和 FURBISH 初期渠道模型.....	5
2.3 D'ALPLAO 及 MUDD 之潮溝植生模型.....	6
第三章 研究方法.....	11
3.1 研究區域.....	11
3.2 模式理論.....	12
3.2.1 水動力模式.....	14

3.2.2 輸砂模式.....	23
3.2.3 紅樹林模式.....	28
3.3 數值方法.....	30
3.3.1 Thomas Algoritm	30
3.3.2 Central Finite Difference	33
第四章 結果與討論.....	34
4.1 潮溝及潮灘形貌演化.....	34
4.1.1 斷面模擬之初始條件.....	34
4.1.2 模擬結果與分析.....	36
4.2 模式驗證.....	45
4.2.1 Freeman 實驗驗證.....	45
4.2.2 實測地形驗證.....	54
4.3 敏感度分析.....	65
第五章 結論與建議.....	72
參考文獻.....	74

圖目錄



圖 1-1 論文架構圖	3
圖 2-1 筆直河道演化泥砂侵蝕、沉積過程(Pizzuto,1990).....	4
圖 2-2 沼澤潮汐通道由於動量分配下切過程(Fagherazzi and Furbish,2001).....	6
圖 2-3 能量坡度變化(Fagherazzi and Furbish,2001).....	6
圖 2-4 長時間演化無植生斷面(D'Alpaos et al.,1990)	8
圖 2-5 長時間演化有植生斷面(D'Alpaos et al.,1990)	8
圖 2-6 斷面潮汐流動區域重新分配(D'Alpaos et al.,1990)	9
圖 2-7 計算的通道寬度和過去文獻比較(D'Alpaos et al.,1990)	10
圖 2-8 最大流量 Q_{max} 作為橫斷面積函數關係圖(D'Alpaos et al.,1990)	10
圖 3-1 社子島研究區域圖	11
圖 3-2 模式流程圖	13
圖 3-3 模式理想斷面示意圖	14
圖 3-4 灘地上建地形示意圖	17
圖 3-5 水理模式演算圖	19
圖 3-6 泥砂邊界條件修正-1st 峰值	26
圖 3-7 泥砂邊界條件修正-2nd 峰值	27
圖 3-8 泥砂邊界條件修正-3rd 峰值	27
圖 3-9 紅樹林生物量特徵關係圖(Shih and Cheng, 2022)	29
圖 4-1 對稱斷面模擬及植生地形配置	35
圖 4-2 對稱斷面潮溝、潮灘地形模擬	36

圖 4-3 演化初期斷面形貌時空間變化	37
圖 4-4 演化中期斷面形貌時空間變化	38
圖 4-5 演化後期形貌時空間斷面變化	39
圖 4-6 不同演化時期流量變化	39
圖 4-7 底部高程隨時間變化圖	40
圖 4-8 有無斷面植生比較(t=10 年)	41
圖 4-9 有無斷面植生比較(t=20 年)	41
圖 4-10 有無斷面植生比較(t=30 年)	42
圖 4-11 有無斷面植生比較(t=40 年)	42
圖 4-12 有無斷面植生比較(t=50 年)	43
圖 4-13 有無斷面植生比較(t=60 年)	43
圖 4-14 有無斷面植生比較(t=70 年)	44
圖 4-15 有無斷面植生比較(t=80 年)	44
圖 4-16 實驗水槽模型(Freeman et al., 2000)	45
圖 4-17 植生阻礙物示意圖(陳柏智, 2020)	46
圖 4-18 植生阻礙物 OBS=1	47
圖 4-19 植生阻礙物 OBS=4	48
圖 4-20 植生阻礙物 OBS=8	48
圖 4-21 植生阻礙物 OBS=16	49
圖 4-22 Backwater curve 計算流程圖	51
圖 4-23 水面線方程式計算結果(OBS=1)	52
圖 4-24 水面線方程式計算結果(OBS=4)	52
圖 4-25 水面線方程式計算結果(OBS=8)	52
圖 4-26 水面線方程式計算結果(OBS=16)	53
圖 4-27 社子島斷面 A 初始地形圖	54
圖 4-28 社子島斷面 B 初始地形圖	55

圖 4- 29 社子島斷面 C 初始地形圖.....	55
圖 4- 30 社子島斷面 D 初始地形圖	56
圖 4- 31 斷面 A 模擬結果圖	60
圖 4- 32 斷面 B 模擬結果圖.....	60
圖 4- 33 斷面 C 模擬結果圖.....	61
圖 4- 34 斷面 D 模擬結果圖	61
圖 4- 35 模擬平均沉積&侵蝕高度-斷面 A.....	62
圖 4- 36 模擬平均沉積&侵蝕高度-斷面 B.....	63
圖 4- 37 模擬平均沉積&侵蝕高度-斷面 C.....	63
圖 4- 38 模擬平均沉積&侵蝕高度-斷面 D.....	64
圖 4- 39 灘地、溝地選定點示意圖	65
圖 4- 40 有植生與無植生情況下斜率值的變化	66
圖 4- 41 溝地和灘地流速隨時間差異比較	68
圖 4- 42 溝地和灘地流速的空間差異比較	68
圖 4- 43 斷面深度變化圖	69
圖 4- 44 斷面寬度變化圖	69
圖 4- 45 潮溝長、寬模擬與文獻比對結果(Garofalo, 1980; Leopold et al., 1993)	70
圖 4- 46 潮溝寬-深比河流量變化關係.....	71

表目錄



表 3- 1 紅樹林分布高程(Shih et al.,2013)	17
表 4- 1 理想斷面初始條件參數	35
表 4- 2 斷面植生地形參數	35
表 4- 3 實驗植生數據(Freeman et al., 2000).....	46
表 4- 4 水動力驗證水理條件設置(Freeman et al.,2000).....	47
表 4- 5 實測水位資料(Freeman et al., 2000).....	51
表 4- 6 水面線不同 OBS 配置下 R-square 值	53
表 4- 7 驗證模式參數設定	57
表 4- 8 灘地邊界及植生地形模式參數	58
表 4- 9 地表高程模擬及驗證資料 R-square 值	64

符號表



A	通水截面積(m^2)
A'	縱向水平面積(m^2)
a_s	植生投影面積(m^2)
b	生物量量($kgDW/m^2$)
C_b	懸浮泥砂濃度(mg/L)
C_{D0}	無植生阻力係數
C_D	植生阻力係數
d_p	泥砂粒徑(cm)
d_s	莖徑(m)
D	平均水深(m)
f	摩擦係數
F_r	福祿數
g	重力加速度(m/s^2)
h	水深(m)
h_s	樹高(m)
h'	和 ξ 相關的空間度量參數
k_s	粗糙高度(m)
n	底床法線軸(m)
n_s	單位面積樹密度(idn/m^2)
p	濕周(m)
Q	連續方程式計算流量(m^3/s)
Q'	動量方程式計算流量(m^3/s)
Q_d	淨泥砂沉積率(m/s)
Q_{ds}	河流懸浮泥沙沉積率(m/s)
Q_e	淨泥砂侵蝕率(m/s)
Q_{e0}	侵蝕係數
Q_{og}	泥砂沉降引起的沉降率(m/s)
Q_{dt}	植生冠層因砂造成的沉積率(m/s)
Q_{db}	植生根莖系統造成的有機物生產率(m/s)
S_0	地形坡度

S_f	能量坡度
t	時間(s)
u^*	剪力速度(m/s)
u	斷面瞬時流速(m/s)
$\bar{u}$	斷面平均流速(m/s)
$\overline{u_v}$	植生區域平均流速(m/s)
$\bar{V}$	縱向(y 方向)平均流速(m/s)
w_b	潮溝寬度(m)
w_s	泥砂沉降速度(cm/s)
x_b	有無植生交界處邊界位置(m)
z_b	地形高程(m)
α_{c_D}	阻力係數之擬合參數
α_η	捕捉經驗係數
β_η	捕捉經驗係數
γ_η	捕捉經驗係數
η	囚砂率
ε	收斂誤差
ρ	水密度(kg/m ³)
τ	剪力(N/m ²)
τ_d	沉積臨界剪應力(N/m ²)
τ_e	臨界侵蝕剪應力(N/m ²)
ξ	垂直於 n 的空間座標
κ	馮卡門常數



第一章 緒論



1.1 研究背景

紅樹林溼地在生態系中扮演重要調節生態的角色，紅樹林可提供生物豐富的食物來源以及棲息場所，紅樹林植生的特殊形態使其可困住泥砂、沉積的泥砂使灘地擴增，並達到保育海灘的作用。紅樹林主要出現於熱、亞熱帶潮間帶，陸地與海洋之間的樹木，紅樹林在生態系中扮演重要的角色，紅樹林為鳥類、昆蟲、哺乳動物提供水面上的棲息地，其根部也長滿海綿、藻類等生物，其根部空間也提供蝦、蟹、魚等生物庇護的場所，參考 Nagelkerken et al. (2008)。Faunce and Serafy(2006) 提到，越來越多證據表明，紅樹林為許多魚類在白天時的庇護所 (refugia)，且紅樹林與生物夜間覓食之間的連繫也值得關注。

1.2 研究目的

潮汐網路(Tidal Network)之形貌發展，在某種程度上反應複雜的非線性動力現象，潮溝的出現及其發展機制複雜，因此至今尚未被完全被理解，但由於潮溝、潮灘在溼地環境中扮演主要的生態系統服務角色，因此增進對潮溝形成過程之理解仍非常重要，而潮溝形貌演化也在過去幾十年出現大量潮汐網路之文獻，例如 D'Alpaos et al.(1990)、Fagherazzi and Furbish(2001)、Belliard et al.(2015)、Temmerman et al.(2007)等文獻，也顯現對濕地中潮溝、潮灘形成及變化機制的關注性。根據 Shih and Cheng (2022)調查紅樹林河口水位、地形、沉積特徵，並驗證已知地形資料，而模式能夠反映短時間尺度潮溝、潮灘地貌模型預測，但對於長時間尺度的預測，即觀察溝地從無到有的演化進程，不能反映在模式中。結果顯示，在潮溝區域，水理、泥砂運動較簡單區域能夠大致準確地預測地形變化，但對於有植生、動物、有機物、無機物交互作用的紅樹林潮灘地地區，泥砂呈現過度預測。

本研究主要目的為改良潮溝和潮灘模式的水動力模式，以便能夠反映長時間尺度的模擬情境。模式中建立植生和無植生邊界，以區分灘地和溝地不同條件下流速、剪力值的差異，反映灘地、溝地不同水理和泥砂特徵。因此，本研究更新斷面面積計算方法，應用適當的數值方法求解複雜化後的剪力公式，透過更精確的剪力值，希望能反映潮溝演化在初期到末期刷深及淤積現象。

另外，整體濕地模式中加入灘地植生地形的建立，目的是創造灘地及溝地之間存在植生差異的邊界，以區分兩者地區在水理特徵、流速、剪力和泥砂方面的差異。同時，希望能夠觀察到這些差異如何反映在有植生情況下的生物量參數上。生物量參數能夠控制灘地的流速，進而控制灘地之泥砂淤積量，結合現地觀察資料，並修正泥砂邊界值，希望能夠解決灘地側淤積過重的問題，同時排除可能的存在的地形量測誤差。

本研究期待能夠探究植生是否對潮溝和潮灘長時間尺度之演化造成形貌上差異，並以 Freeman et al.(2000)實驗水位資料及 2007 年社子島 A-D 斷面之現地高程資料作驗證，以確保模式水動力及泥砂沉積預測之正確性。參考 Diplas (1990)所使用的水理模式方法，結合本研究所建立的植生地形模式，觀察模擬斷面在不同植生條件下的演化過程，評估其是否仍符合常規的演化模式。同時，會進行敏感度分析，以測試灘地在存在或缺乏植生的情況下，形貌變化的差異程度。

本研究透過前述的模式建構流程提供更精確的水理和泥砂預測，以提升對於濕地形貌演化的預測能力。同時，致力於深入了解植生對於潮溝和潮灘形貌演化的影響，並驗證現有的常規演化模型在存在植生情境下的適用性。本研究也預期，對於植生與地形交互作用及相關機制有更加深入的瞭解，有助於更準確地預測潮溝和潮灘的演化過程。目標是透過整合現有的模型和實測地形資料及過去既有的文獻，進行深入的分析，為潮溝和潮灘的管理提供新的科學依據，以維護生態環境的完整性和健康發展。

1.3 論文架構

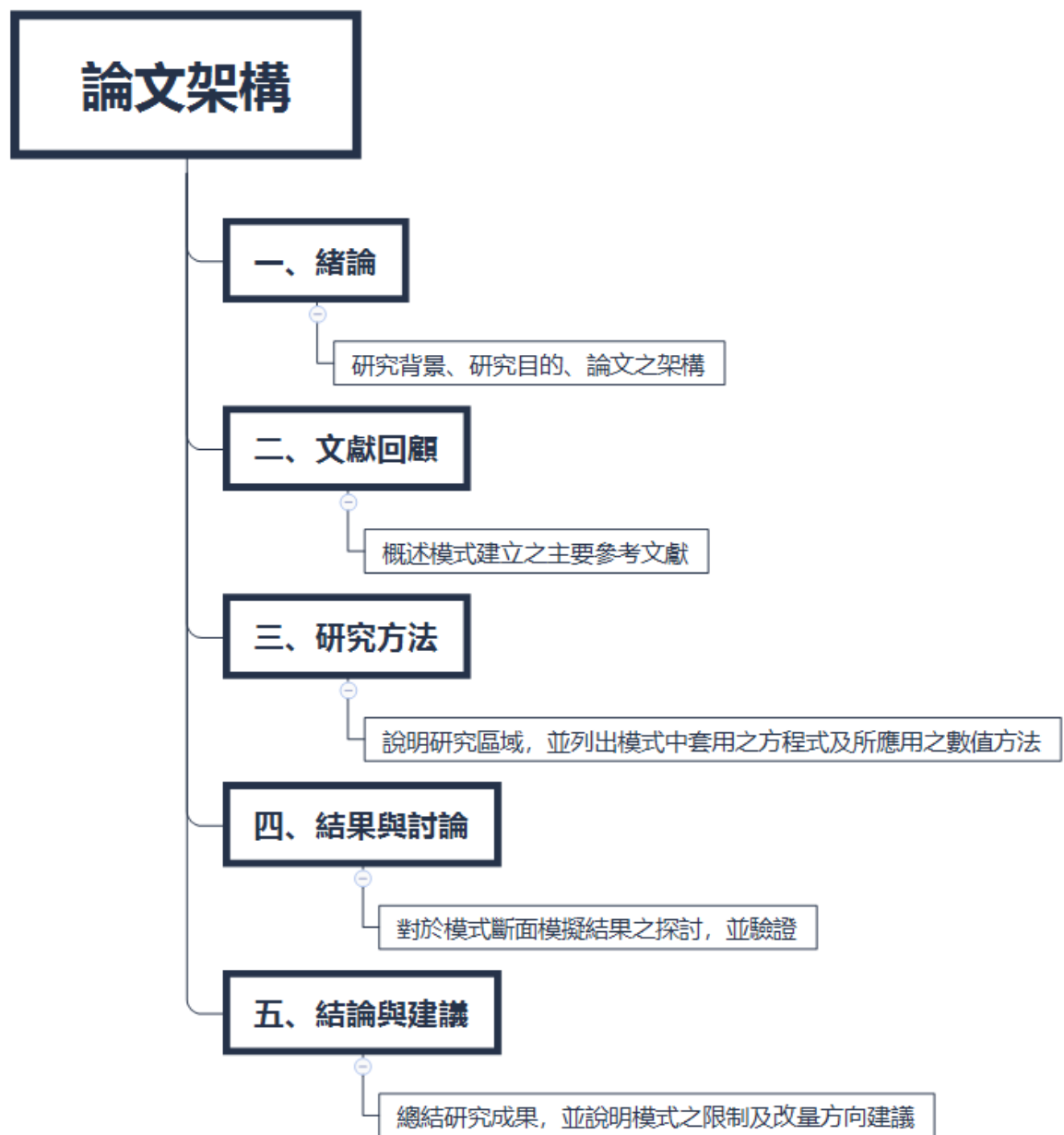


圖 1-1 論文架構圖

第二章 文獻回顧



2.1 Diplas 及 Pizzuto 之渠道形塑理論與數值方法

Diplas (1990)透過實驗觀點觀察自行形成(self-formed)、穩定(stable)、且筆直的河流渠道，此模型採用紊流擴散模型(turbulent-diffusion model)假設。速度量測結果顯示，採用對數流速剖面於粗糙壁面上是有效的方法；基於筆直渠道模型之流動規律結合阻力方程式，可以準確預測自行形成(self-formed)的渠道中心深度和頂部寬度；其中，河岸形狀和擬合參數指數函數非常接近，只須了解中央深度即可。Pizzuto (1990)發展一套數值模型，描述如何模擬於筆直渠道下非凝絮泥砂沿岸侵蝕作用，模式評估邊界剪力、斷面泥砂傳輸率及斷面地形變化等數值，當侵蝕坡度超過特定角度(angle of repose)時，渠道拓寬機制會發生；模式中所產生的平衡渠道，是由平坦之灘地及彎曲的沿岸區域所構成，類似經典的餘弦沿岸剖面(cosine bank profile)。圖 2-1 中描述直線、對稱河道的演化，在滿水位情況下，渠道岸邊發生侵蝕，而底床沉積，直到形成穩定的河道。Pizzuto (1990)描述圖 2-1 中所形成的過程，通過數值方式求解動量方程式的一種形式，得到剪應力之橫向分布，再利用所求得的剪應力計算泥砂沉積轉移速率和床面地形的演化，且加入滑坡(slumping)模式，使渠道隨時間增加寬度。

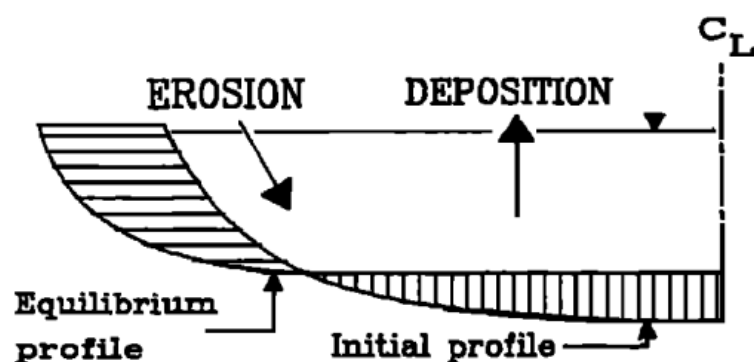


圖 2-1 筆直河道演化泥砂侵蝕、沉積過程(Pizzuto,1990)

2.2 Fagherazzi 和 Furbish 初期渠道模型

Fagherazzi and Furbish (2001)開發一種模型，模擬年幼階段鹽沼(salt marsh)環境下潮汐通道演化，在模式中透過底床剪力和侵蝕之耦合作用，而剪力是由於潮汐運動所引發的，並考慮凝絮沉積物之沉積，模擬斷面演化之過程；其模擬的參考截面包含一渠道和一沼澤平台區域，並給定水位條件及初始地形，其中，在模擬的過程中，沉積作用造成可供流動區域(tidal prism)之減少，進而改變底床剪應力分布，造成局部侵蝕進而改變斷面形貌。模擬過程中，沼澤潮汐通道側向拓展有兩個主要原因，和一般河流相比，沼澤河流在向海側呈現寬度-深度比明顯增加，其中，短時間內達到的峰值流量伴隨的侵蝕相對於沉積的尺度，是造成渠道拓寬原因；再者，河床底部凝絮沉積物自我固結及其所導致的阻力特性之垂直梯度阻礙深河流的形成，使得河道形貌寬而淺。

Fagherazzi and Furbish (2001)模擬假設穩定流量於橫斷面上流動，水面水位固定，以及不斷增加之底部高程。此模擬有助於理解潮汐通道之形成，由於沉積作用增加的底部高程會影響速度和剪力，因此，能量坡度(energy slope)會隨之增加，以維持固定流量值之平衡，再者，當剪力達到臨界值時(從渠道中央開始發生)，泥砂沉積作用會停止，並設定侵蝕作用發生以達到平衡值，即斷面各處都小於臨界剪應力。圖 2-2 為模擬結果，模擬過程在底部高程小幅增加過程會在某一瞬間導致斷面某一部分剪力大於臨界值，並且侵蝕發生在對稱軸附近，和面積及濕周比值相關，且該比值又取決於水深，因此在水深最初最大的下切口(incision)中央對稱處侵蝕更加明顯。底床剪力受兩個對立機制控制，首先為流域面積的增加，導致能量坡度、速度及剪力需下降以維持相同的流量，第二個機制牽涉沼澤上，動量重新分配至斷面在演化中區域，又以深處的速度、剪力增加較多。在初期階段，機制二比機制一更強大，因此，在局部侵蝕的中央處剪力會增加，直到最大值，然後在遞減至平衡狀態下的穩定值，而在沼澤平台至鄰接通道處，剪力

值都呈現遞減狀態，以維持恆定的流量，因此，能量坡度會遞減直至斷面穩定狀態，如圖 2 - 3。

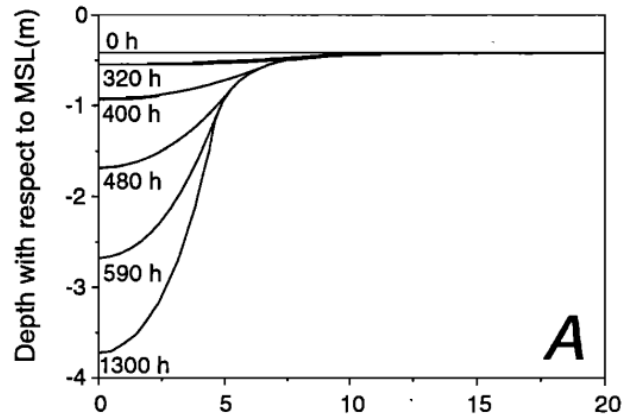


圖 2 - 2 沼澤潮汐通道由於動量分配下切過程(Fagherazzi and Furbish,2001)

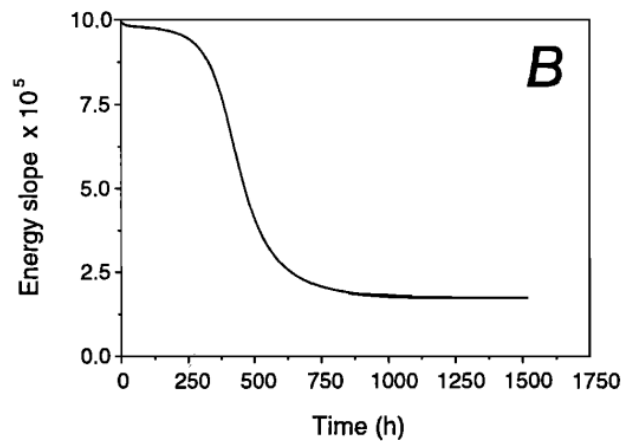


圖 2 - 3 能量坡度變化(Fagherazzi and Furbish,2001)

2.3 D'Alpaos 及 Mudd 之潮溝植生模型

D'Alpaos et al. (1990)利用數值模式探討沼澤潮汐通道橫斷面演化，沼澤平台上沉積物堆積及侵蝕影響斷面區域潮流通過的流動區域(tidal prism)，因此模型捕捉演化階段和流量之間的關係，並加入沼澤灘地植生影響，對流動阻力及沉積速率造成影響。在此模式中專注於探討潮汐通道斷面長時間演化狀態，從初始通道演化便強調水文週期和植生交互作用，D'Alpaos et al. (1990)的研究室針對長時間尺度下潮汐通道變化模擬，有別於 Fagherazzi and Furbish (2001)之模式，流動以

非穩態之變動水位進行，考慮灘地有植生存在等因素，模擬潮汐流動且考慮潮汐流動區域(tidal prism)在植生出現後減少的情況，且不同於 Fagherazzi and Furbish (2001)所研究之年輕沼澤通道演化，還包含後期演化狀態。

模式中假設平坦的地面開始模擬，高程低於平均低潮位，在流量計算上面，通水面積由所定義的潮間帶面積決定，且模式中不考慮上游流量體積的改變，也忽略沼澤縱向梯度之變化。

本研究的水理模式中剪力運算考慮，參考 Pizzuto (1990)和 Fagherazzi and Furbish (2001)中所使用的剪力分布關係式，並以 Pizzuto 所應用之數值方法計算出剪力值，且在邊界條件的定義不同於 Pizzuto，定義在沼澤平台和中心通道交界處；在剪力值之計算上，會有動量重新分配的意義，但在近乎於平面的潮灘平台上，空間分佈上起到較小的作用，因此利用 Engelund (1966)方法評估流量重新分配，即從中心無植生區域至更粗糙的平台區域。在水理模式中，透過流量計算及實際值高低比較，直至能量坡度收斂，採用和 Fagherazzi and Furbish (2001)同樣方法，是由於實際流速、能量坡度、水深是透過能量方程式和動量方程式相互關聯，足以提供一捕捉潮汐通道斷面長期演化的概述模型。

圖 2 - 4 為斷面模擬結果，同時展示中央潮汐通道和沼澤平台之時間演變，在形貌動力學演變的初始階段，斷面顯然並無人和區域超越侵蝕閥值，然而，由於底部沉積作用逐漸增加導致斷面一部分(local)剪力值會大於臨界剪力(通常是中央處)，一個由傾斜沿岸小型排水渠道便形成(約 $t=10$ 年)，在通道形成後水流開始集中於中央側，通道面積增加導致阻力的減少，是由於通道內深度增加所致。由於通道內部粗糙度較小，和沼澤平台相比，流速較大從而導致較大的剪應力。隨著灘地上升至海平面以上，平均高程增加、寬度減小，流量值也變得微小，因此最後只有通道內潮汐流量阻止其淤積，形成最終通道幾何形狀，是沉積和侵蝕作用之間微妙平衡的結果。

然而，在加入植生條件後，一些差異出現，如圖 2 - 5 為演化過程。只要沒有植生出現情況下，斷面通道演化情況就相同，但植生一旦出現，會影響沉積作

用和流體動力學，為了維持總流量相同，因為沼澤平台上流速低，流體會更趨於流入通道中。且與無植生的情況相比，有植生情況下會使沼澤平台生長速度更快，且最大流量減少速度會更快，抵銷植生區域阻力增加所引起的流量集中現象，因此，通道會更快的淤積填滿，且有植生存在下，通道沿岸和沼澤平台過度區域會更加陡峭。

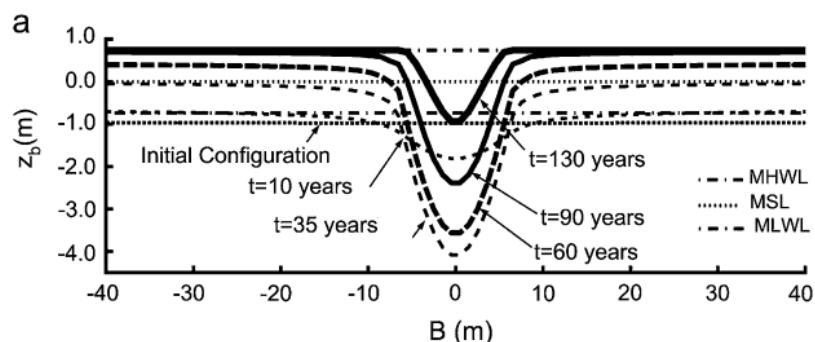


圖 2 - 4 長時間演化無植生斷面(D'Alpaos et al.,1990)

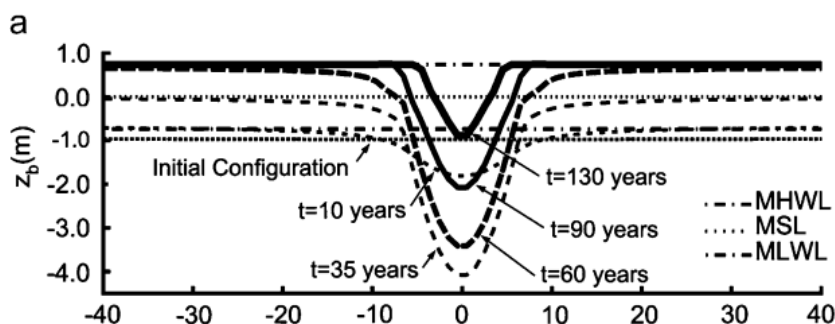


圖 2 - 5 長時間演化有植生斷面(D'Alpaos et al.,1990)

模型演化不同時期階段在橫斷面上潮汐流動區域(tidal prism)分配如圖圖 2 - 6 所示， P_{Cs} 是整個斷面的潮汐流動區域， P_C 是潮汐通道內的潮汐流動區域， P_{mp} 是沼澤灘地上的潮汐流動區域。當沼澤開始出現($t=35$ 年)，大部分流量集中於通道內，通道占總流量的 60%，然而，隨著通道持續發展及沼澤灘地沉積上升，整體潮汐流動區域體積下降，並更加集中於潮汐通道內，使沼澤灘地上流動比例大幅減小。

D'Alpaos et al.(1990)模擬結果表明，在灘地演化初始階段中，灘地的不規則地形會影響後續潮汐通道的形貌變化，因此，即便是沼澤灘地上地形高程的微小變動值，只要流量夠大到足以集中在某一區域即可產生侵蝕作用，如此一來就有機會觸發沼澤通道之形成。年輕沼澤通道演變，特徵是通道的逐漸加深與擴大，在加深過程中，通道切割早期沉積物，而通道寬度的演變在早期確定，深度對流量的變化更加敏感。在演化最後階段，沼澤平台上升並顯著降低通道潮汐流量，沉積超過侵蝕，在此階段，通道趨於淤滿，減小其深度與寬度。圖 2 - 7 顯示通道計算的寬度和深度值，及 Garofalo (1980)、Leopold et al. (1993)現地數據，計算出的值和觀察到的特徵相符。最後，在圖 2 - 8 顯示峰值流量和橫斷面面積之間演化關係表明，在沼澤灘地低於平均高潮位情況下，平均流速幾乎恆定，此值和 Leopold et al. (1993)對實測數據觀察的結果一致；因此，可以推斷從平坦地轉變為沼澤的過程，儘管通道形狀隨時間變化，使其寬度相對於深度減小，但橫斷面與峰值流量仍存在近乎線性的關係，表示橫斷面相對快速適應流量值的變化。

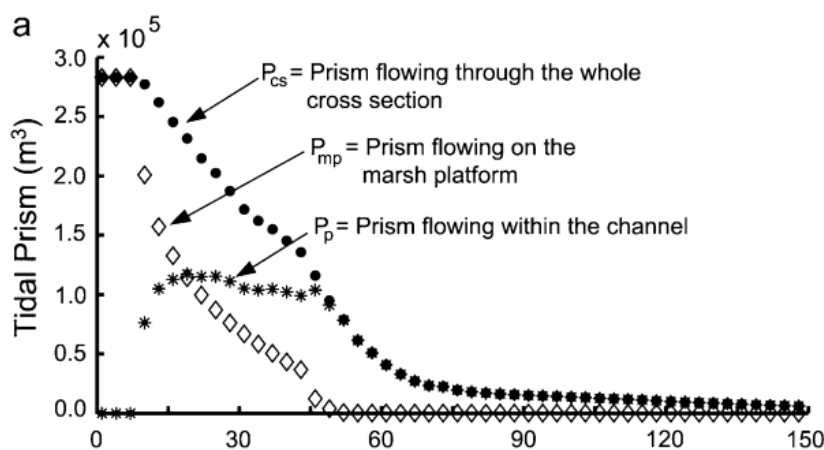


圖 2 - 6 斷面潮汐流動區域重新分配(D'Alpaos et al.,1990)

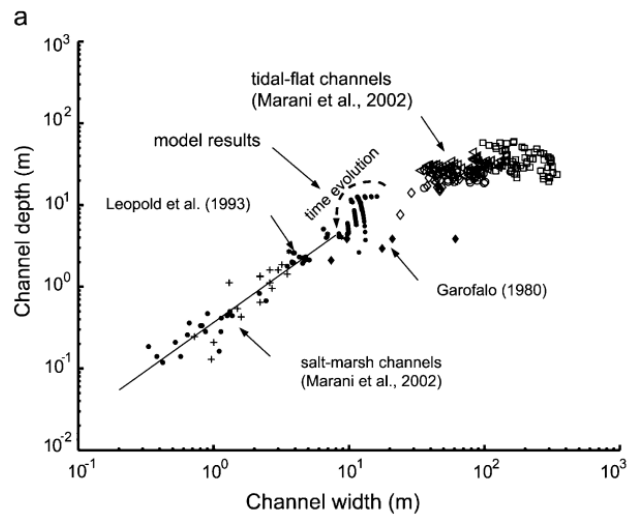


圖 2 - 7 計算的通道寬度和過去文獻比較(D'Alpaos et al.,1990)

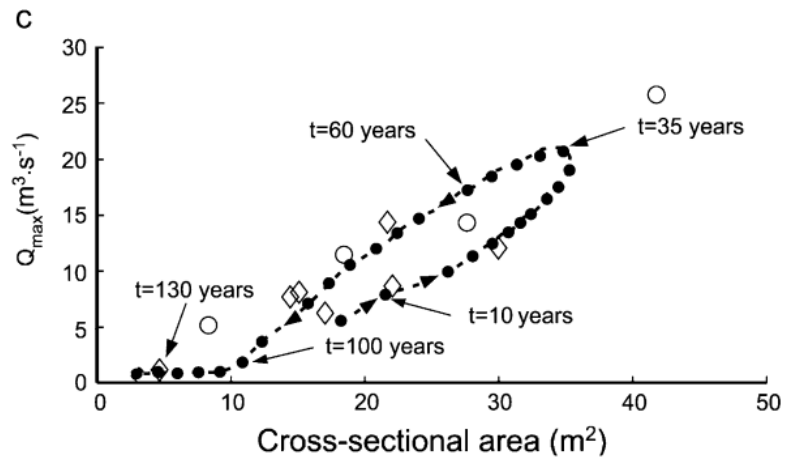


圖 2 - 8 最大流量 Q_{max} 作為橫斷面積函數關係圖(D'Alpaos et al.,1990)

第三章 研究方法



3.1 研究區域

淡水河的主流全長 152 公里，流域面積達 2728 平方公里，主要由大漢溪、新店溪和基隆河等河流組成，這些主要支流在台北盆地匯集。淡水河流域擁有豐富的生態資源，其河流泥地和高灘地是候鳥過冬和棲息的理想場所，多樣的植物、鳥類和底棲動物反映了該地區的生物多樣性。淡水河濕地由下至上分別是挖子尾、竹圍、關渡、社子島和五股。

社子島早期形成於基隆河與淡水河匯流處的沖積扇平原。因此，和關渡平原一樣，社子島上也有紅樹林的存在。在社子島上，可以發現水筆仔、台灣厚蟹、網紋招潮蟹等紅樹林特有物種。根據 Shih et al.(2015)的研究，社子島於 2007 年進行了紅樹林疏伐工作，移除了將近 1756 平方公尺的紅樹林；同時，人工方式也造出了 190 平方公尺的潮溝和潮灘地形。圖 3-1 中標示研究區域社子島，從上游至下游有四個斷面(斷面 A-D)，追蹤其地形變化並取得資料進行模式驗證比對。



圖 3-1 社子島研究區域圖

3.2 模式理論

潮溝、潮灘演化模式分成三大部分，如圖 3-2 所示，包含水動力模式、輸砂模式以及紅樹林模式。給定初始資料，包括地形、水位、坡度、懸浮泥砂濃度等初始資料，並設定模擬時間長度以及時距(time step)，依照給定的水位資料求出初始流量 Q ，並在灘地上建立紅樹林阻礙物，造成通水面積下降。將植生障礙物的長、寬、間距設定成可變動參數，其中，通水斷面積計算需扣除植生水下面積。不同植生參數造成阻力、通水面積不同，造成流量、流速以及剪力上差異，進而影響水動力模式的結果。在水動力模式中計算出流速、剪力等參數，給定初始 S_f 值，並計算連續方程式 Q 和動量方程式 Q' 差值，設定差異在 $\varepsilon = 10^{-6}$ 時收斂。模式迭代出的能量坡度為 S_f 。

由水動力模式所得 S_f 值以及初始懸浮泥砂邊界，在不同邊界下的懸浮泥砂條件存在上下游差異，將條件代入輸砂模式中，計算剪力 τ 、剪力速度 u^* 、平均流速 $\bar{u}$ 等參數，將所求得剪力值用來計算泥砂沉積率 Q_d 與泥砂侵蝕率 Q_e 。

紅樹林模式中，給定地形及水位資料，並分析紅樹林植生的生長情形，估算紅樹林浸淹頻率、生長範圍，植生存在於最佳生長範圍。並在有植生存在區域求得生物量 b ，計算植生相關參數，包含紅樹林泥砂捕獲率 η 、樹直徑 d_s 、樹密度 n_s 及樹平均高度 h_s ，再計算植生泥砂通量 Q_{og} 、 Q_{dt} ，最後，將上述所得到參數代入 Exner 方程式中，透過差分法方式求得地形高程變化。

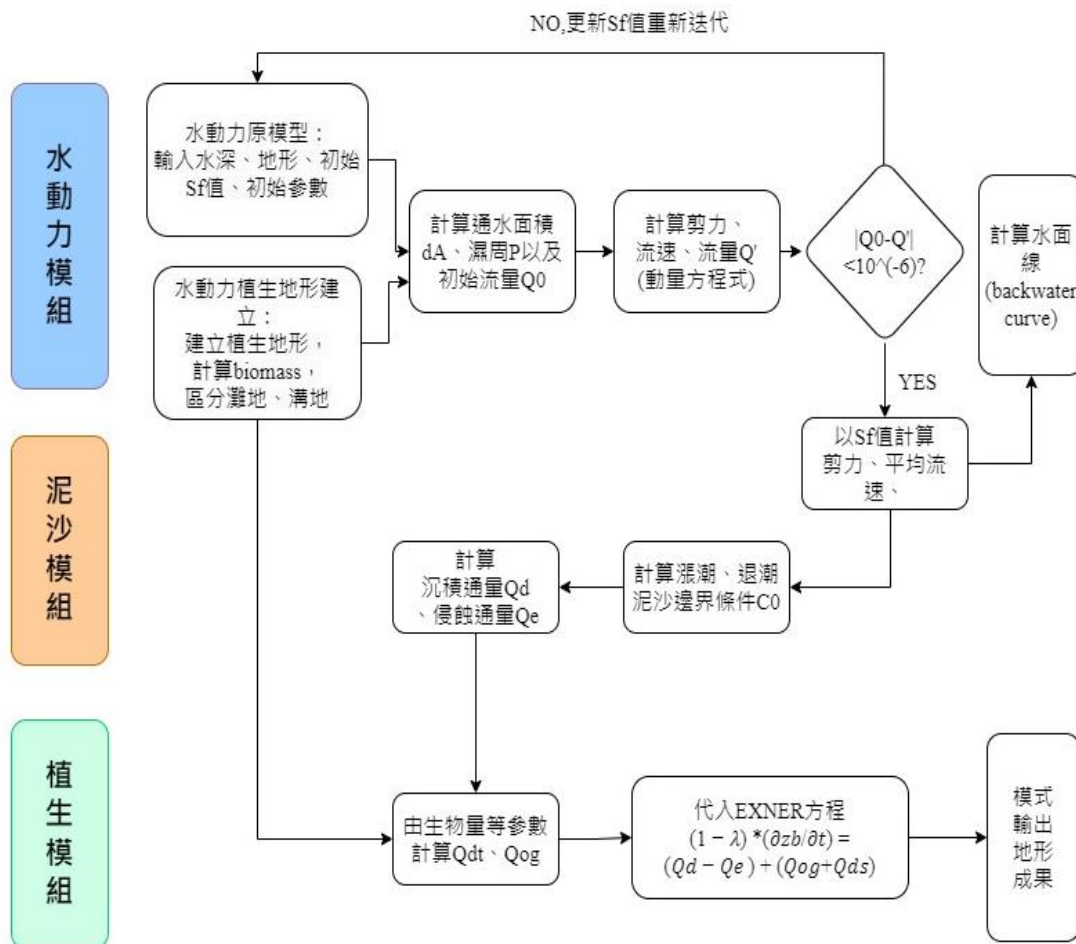


圖 3-2 模式流程圖

3.2.1 水動力模式

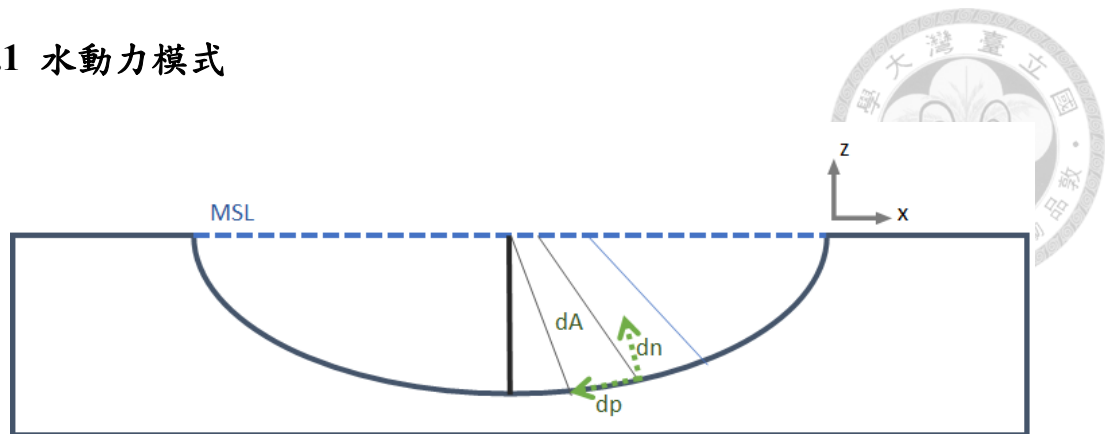


圖 3-3 模式理想斷面示意圖

潮汐流量(tidal flow discharge)

沼澤或潮灘中的潮汐運動是複雜的，底床摩擦力和錐形(tapered shape)渠道在潮汐運動和流量變化上扮演重要的角色(Lanzoni and Seminara(1998)。為了觀察橫斷面中地形演化下的潮溝及潮灘的變化，採用一簡單的模式，包含潮汐流量(tidal discharge)環境特徵因子的模式。理想的模擬初始條件給定近乎平地的地面，初始平均高度低於平均低潮位(MLWL)，設定流域(basin)影響的範圍為寬度 B 、長度 L 的區域。

首先在流量上的計算，假定水位隨時間產生變化，以質量守恆的概念，假設潮汐水位是擬穩態(quasi-static)，在每個潮汐週期下，流量於瞬時時間(t)下流過斷面計算方式可以參考式 1，由 Boon(1975)提出的方法，基於連續方程式模型所描述的潮汐流量方程式， A' 定義為流過斷面所考慮之子流域水平(y 方向)通水斷面積，其中子流域以矩形範圍假設， A' 為河流長度及斷面寬度之乘積，其遵守以下假設，一是圈定潮灘(tidal flat)和潮溝(tidal channel)的面積區域，即界定面積 A' 下的分界線，不隨時間而變動；二是斷面(x - z 斷面)和水平(y 方向)通水斷面積 A' 緊密相連，即輸送所有進入斷面及離開斷面的水；三是自由液面(free water surface)高度一致， A' 下所有節點水位等於斷面節點的潮位狀態，根據以上假設，構成連續方程式，將流過斷面的水體積除以瞬時時間（實務上以單位時間 Δt 取代）：



$$Q(t) = \frac{dV(t)}{dt} = \frac{d}{dt}(A'(t)D(t)) \quad \text{式 1}$$

$A'(t)$ 為隨時間變化下所考慮子流域流過橫斷面之排水水平面積， $V(t)$ 是潮水瞬時體積變化， $D(t)$ 是斷面垂直瞬時平均水深並且以 $h(t) - z_b(t)$ 計算得到， $h(t)$ 和 $z_b(t)$ 分別代表參考的瞬時水位及地形高程。

底床剪應力 (bed shear stress)

剪力的計算，根據 Pizzuto(1990)，模擬礫石河川 (gravel river) 渠道拓寬機制，需開發一種方法來計算對於輕微彎曲 (gently curved) 的礫石河岸所引起的流體邊界剪應力分佈 (shear stress distribution)，剪力以式 2 計算：

$$\tau = \rho g S_f \frac{dA}{dp} + \frac{d}{dp} \int_0^{D_n} \tau_n dn \quad \text{式 2}$$

其中 τ 是剪應力 (local boundary shear stress)， ρ 是水密度， S_f 是能量坡度 (energy slope)， dA 是垂直底床到水面的通水斷面積， dp 和相對 dA 之濕周，如圖 3-3 之示意圖， n 為垂直底床空間座標軸， D_n 是底床到水面距離， τ_n 是指在法線方向上作用於礫石河岸表面的湍流 (turbulence) 引起的局部下游 (local downstream) 指向的剪應力。式 2 忽略二次流動 (secondary currents) 的動量傳遞，且適用底床曲率 (curvature) 小的情況下。為了求解式 2， τ_n 需被求解。引用 Lundgren and Jonsson(1964) 使用梯度傳輸 (gradient transport) 對 τ_n 計算之假設：



$$\tau_n = \frac{\rho \sigma}{h'} \frac{\partial u}{\partial \xi} \quad \text{式 3}$$

σ 是渦流黏滯係數(eddy viscosity)， u 是下游流速， ξ 是垂直於 n 的空間座標，而 h' 是和 ξ 相關的空間度量參數。在數值計算中，根據 Lundgren and Jonsson(1964) 假設，假定渦流黏滯係數為拋物線分布，無植生下的流速分布以對數函數表示：

$$\sigma = \kappa u^* (n - k_s) \left(1 - \frac{n - k_s}{D_n - k_s}\right) \quad \text{式 4}$$

$$u = \frac{u^*}{\kappa} \ln\left(\frac{n}{k_s}\right) \quad \text{式 5}$$

κ 是馮卡門常數(Von-karmon constant，設定為 0.4)， k_s 是粗糙高度， u^* 是剪力速度。式 4 及式 5 之假設在 D'Alpaos et al.(1990)以實驗驗證，在自行實驗曲率小的渠道試用，且忽略二次流動。

根據 Pizzuto(1990)，剪力可簡化為式 6，其中 B 的值給定為式 7，為了解得式 7，需套用邊界條件，邊界條件需仔細給定，當斷面沒有植生時，為了化簡式 2 的 τ_n ，流速可假設為 log 剖面。邊界條件為式 8，施加在斷面的兩端，其中， x_b 為兩端邊界位置， w_b 為潮溝寬度。給定邊界並求出剪力值，完成水動力模式迭代，便可進行泥砂通量計算。

$$\tau = \rho g S_f \frac{dA}{dp} + \frac{d}{dp} \left(B \frac{d\tau}{dp} \right) \quad \text{式 6}$$

$$B = \int_{k_s}^{D_n} \frac{1}{2} (\eta - k_s) \left(1 - \frac{(\eta - k_s)}{(D_n - k_s)}\right) \ln\left(\frac{\eta}{k_s}\right) d\eta \quad \text{式 7}$$

$$\tau = \rho g S_f D; x_b = \pm \frac{w_b}{2} \quad \text{式 8}$$

植生地形建立

在水動力模式中加入灘地植生地形的建立，如圖 3-4 所示。紅樹林以矩形柱狀體模擬其運動機制，可在模式中設定生物量所影響的地形高程範圍，社子島實際模擬採用 Shih et al.(2013)所調查資料如表 3-1 所示。給定紅樹林分布高程，受到灘地上植生地形影響，流量和通水面積發生改變，也影響生物量的計算，最終模擬結果因此改變。

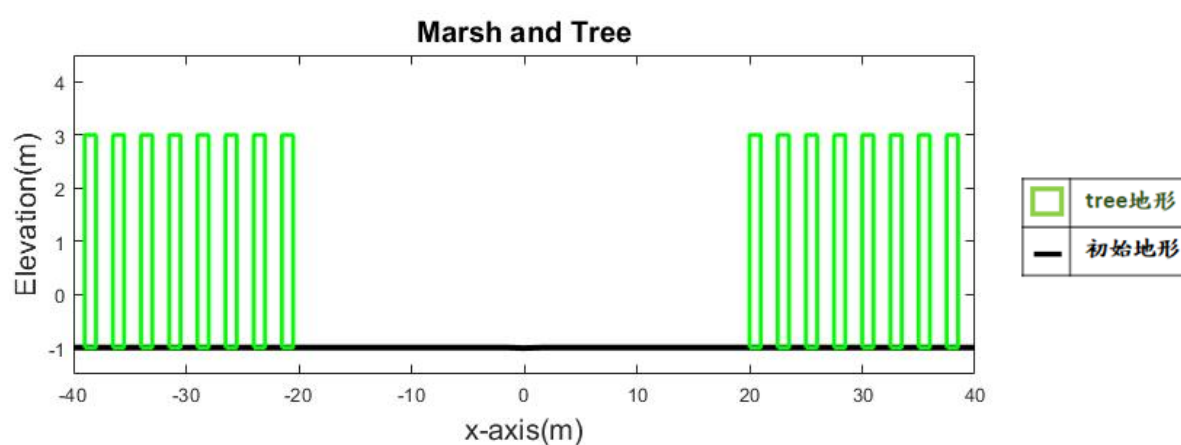


圖 3-4 灘地上建地形示意圖

表 3-1 紅樹林分布高程(Shih et al.,2013)

地區名稱	Lowest elevation(m)	Highest elevation(m)
關渡 Guandu	0.35	1.3
社子島 Shezi	0.41	1.2

水動力模式演算

水理演算流程參考如圖 3-5。根據文獻 Fagherazzi and Furbish(2001)，初始給定一不穩定斷面，且斷面近乎於平地，在潮溝中央處設定下切口(incision)，潮溝便會在演化過程發生拓寬的機制 Pizzuto(1990)。設置好地形點位及時間間距(time-step)，先將式 7 積分得到 B 值，再透過幾何計算將濕周及通水斷面算出，當作輸入水動力模式的初始條件，並且以有線差分法(central finite difference)計算，得到式 9 三對角矩陣(tridiagonal matrix)，利用式 10 的托馬斯演算法(Thomas algorithm)解得剪力。求出剪力後代入動量方程式下並計算出流量值，和連續方程式所得到的流量值比對差值、進行能量坡度迭代，誤差若大於設定值，便重新輸入能量坡度(S_f)進入水動力模組重複迭代。誤差設定在 10^{-6} ，差距小於 10^{-6} 即收斂，收斂後可得能量坡度 S_f ，再將 S_f 輸入至輸砂模式中，進行下一步泥砂模組之計算。

$$\begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 & 0 \\ a_2 & b_2 & c_2 & \cdots & 0 & 0 & 0 \\ & \vdots & & \ddots & & \vdots & \\ 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \tau_1 \\ \tau_2 \\ \vdots \\ \tau_{n-1} \\ \tau_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} d_1 \\ d_2 \\ \vdots \\ d_{n-1} \\ d_n \end{pmatrix} \quad \text{式 9}$$

$$a_i \tau_{i-1} + b_i \tau_i + c_i \tau_{i+1} = d_i \quad \text{式 10}$$

式 9 為三對角矩陣(Tridiagonal matrix)，式 10 為托馬斯演算法(Thomas algorithm)，由於式 2 僅適用於斷面中無植生(unvegetated)區域，即斷面中央形成潮溝之區域。因此，設定式 8 為邊界條件，定義於植生和無植生區域的交界處，目的是為反映灘地和溝地有無植生的差異性。邊界條件設定代入剪力公式計算剪力，用於估算泥砂侵蝕、沉積速率。灘地剪力之計算方式適用於式 6 中，但不考慮右邊項，僅保留左邊項。事實上，式 6 中右方第二項物理意義為動量重新分配

(momentum redistribution), 當底床近乎水平情況下, 剪力分布右邊第二項幾乎不影響計算, 即適用於潮灘平台上。同一個瞬時時距下, 將灘地不同點位剪力值寫成三對角矩陣的形式, 也就是式 9, 代入兩端邊界條件, 以托馬斯演算法求解三對角矩陣。

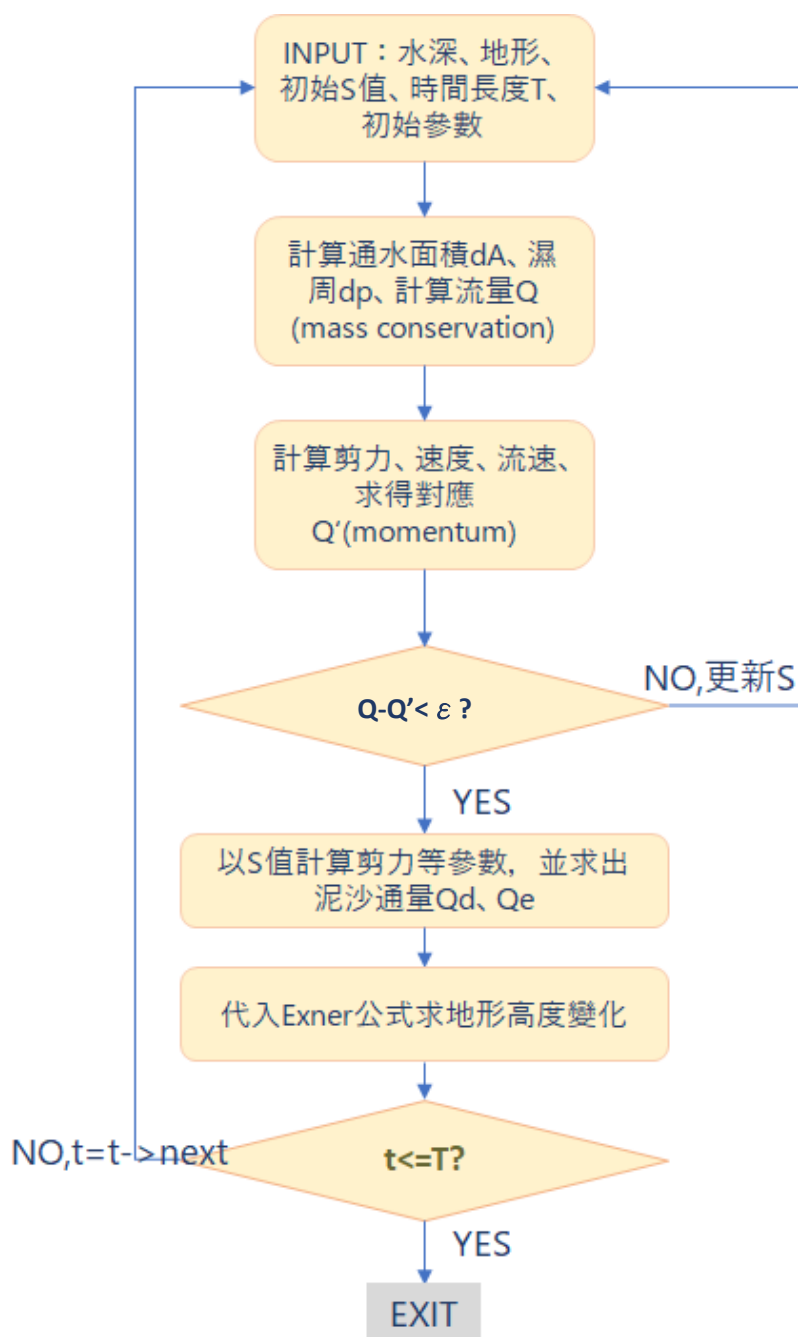


圖 3- 5 水理模式演算圖

圖 3- 5 參考 Diplas (1990)、Pizzuto(1990)之演算之水理模式演算圖, 步驟如下:

- (1) 給定水位值，並給定斷面節點之卡式座標，計算對應通水面積、流量、濕周
- (2) 根據 Pizzuto(1990)，計算式 7 中 B 參數，以中央差分形式離散式 6 剪力分布，如下所示，i 代表節點位置：

$$\tau_{i+1} = \rho g S_f \frac{A_{i+1} - A_{i-1}}{2\Delta p} + B \frac{\tau_{i+1} - 2\tau_i + \tau_{i-1}}{\Delta p^2} \quad \text{式 11}$$

並將式子整理成式 10 形式，如下：

$$-\tau_{i-1} + 2\tau_i + \left(\frac{\Delta p^2}{B} - 1\right)\tau_{i+1} = \rho g S_f \frac{A_{i+1} - A_{i-1}}{2\Delta p} \frac{\Delta p^2}{B} \quad \text{式 12}$$

再代入矩陣式 9 中，並合併邊界條件式 11，其中各項參數如下：

$$\begin{aligned} a_i &= -1; \\ b_i &= 2; \\ c_i &= \left(\frac{\Delta p^2}{B} - 1\right) \\ d_i &= \rho g S_f \frac{\Delta A}{2\Delta p} \frac{\Delta p^2}{B}; \end{aligned} \quad \text{式 13}$$

- (3) 使用 Thomas 演算法將求解剪力之三對角矩陣(式 9)反轉(invert)為剪力
- (4) 計算節點流速，以式 5 沿著底床法線向上積分至水面線，可求得動量方程式所得到流量 Q' ，此時猜測一能量坡度 S_f 值，並計算連續方程式流量 Q 、動量方程式 Q' 之差值，反覆代入 S_f 直到小於設定之誤差 ε ，此時模式收斂，紀錄 S_f 值

植生流速分布(velocity distribution)

當斷面上開始有植生分布，需考慮流量在斷面上重新分配，水流流過中心潮溝無植生區域以及兩側有植生灘地斷面，是依照 Engelund(1966)流程進行計算。其中，在有植生的情況下，透過 Nepf(1999)實驗研究結果來評估 Darcy-Weisbach 流阻關係中所使用的摩擦係數(friction coefficient)。該研究中，整體植物阻力係數(bulk plant drag coefficient)和每單位體積的投影植物面積(projected plant area per volume, a_s)及莖徑(stem diameter, d_s)的乘積相互關聯，其中也與植物生物量(biomass)有關聯，參考自 Mudd et al.(2004)，會在稍後做討論。

$$C_D = \alpha_{C_D} b + C_{D0} \quad \text{式 11}$$

其中， C_{D0} 為沒有植生下阻力係數，其值為 0.718。 b 代表生物量(biomass)， α_{C_D} 為擬合參數，連接生物量及阻力係數兩者關聯性，值為 0.224。再用 Darcy-Weisbach 流阻關係，計算其摩擦係數 f ：

$$f = 4C_D a_s D \quad \text{式 12}$$

a_s 為單位體積的投影植物面積， D 是水深。綜合上述的式子，可得到水流流經有植生的斷面區域，存在於灘地上，表面平均流速計算方式如下：

$$\overline{u_v} = \sqrt{\frac{f}{8}} u^* \quad \text{式 13}$$

流量流過有植生存在的灘地及無植生的溝地時，會有流量分配問題，Mynett et al.(2007)提出有效水深法，將流速分成灘地上均勻流速以及潮溝適用之對數流速，相當於對流過斷面水深(流量)進行分配。有植生存在區域，以式 13 中平均流速估算，無植生區域以式 5 估算。此種為一種區分灘地、溝地流速的簡化估算方法。

水面線估算(backwater curve)

水動力模式中，計算連續方程式及動量方程式的流量，並比對差值，模式收斂後會得出一個估計的 S_f 值。利用計算得到之 S_f 值，以 Freeman et al.(2000)中所提及的水面剖線計算方式，即式 14，達到擬似三維的縱向水面線估算以及水理模式驗證，詳細討論會在水理模式驗證章節中說明。

$$\frac{dy}{dx} = \left(\frac{S_0 - S_f}{1.0 - F_r^2} \right) \quad \text{式 14}$$

dy/dx 是水面坡度的單位變化， S_0 是底床坡度， S_f 是水動力模組迭代完成所估算出的能量坡度(energy slope)， S_f 通常以曼寧公式估算，本研究採用 S_f 值之迭代，而非曼寧 n 值的方法去估算縱向水面剖線。 F_r 是福祿數， g 重力加速度， $\bar{V}$ 是縱向平均流速。以式 15 計算得到：

$$F_r = \frac{\bar{V}}{\sqrt{gh}} \quad \text{式 15}$$



3.2.2 輸砂模式

Exner 方程式(Exner equation)

本研究假設底床沉積是絮凝(cohesive)泥砂，根據 D'Alpaos et al.(1990)，底床地形演化受到沉積物連續方程式的控制，Exner 方程式是以連續方程式方法計算濕地底床變化，對 $(1 - \lambda)$ 、 Q_d 、 Q_e 參數進行積分後化簡即可得二維斷面之高程變化，可由式 16 表示：

$$(1 - \lambda) \frac{\partial z_b}{\partial t} = Q_d - Q_e \quad \text{式 16}$$

其中， z_b 為地形高程， λ 為底床孔隙率(porosity)， Q_d 為泥砂沉積率，是由 Q_{ds} 、 Q_{db} 、 Q_{dt} 合成之沉積速率，其中 Q_{ds} 為潮流中懸浮泥沙沉積率。 Q_e 為泥砂侵蝕率，意義為水流和底床泥砂單位面積下之泥砂物質交換率(sediment mass exchange rate per unit area)。

泥砂沉積計算

參考自 D'Alpaos et al.(1990)，以沉積速度來說，需考慮不同情況造成的沉積機制，如式：

$$Q_d = Q_{ds} + Q_{dt} + Q_{db} \quad \text{式 20}$$

其中， Q_{ds} 是由泥砂沉降(settling)引起的沉降率。 Q_{dt} 是植生冠層(canopy)困住(trap)泥砂造成的沉積率。而 Q_{db} 是由植生根系或根莖(rhizomes)造成的有機物生產率(organic production rate)。若斷面未有植生存在，則 Q_{dt} 、 Q_{db} 因植生引起的沉積都視為零。在沒有植生的情況下， Q_{ds} 是斷面沉積作用主要來源，為了估算 Q_{ds} 採用 Einstein and Krone(1962)方法，即式 17：



$$Q_{ds} = w_s C_b \left(1 - \frac{\tau_0}{\tau_d}\right), \tau_0 < \tau_d$$

其中， w_s 為沉降速度， τ_d 是臨界剪應力，是所有懸浮泥砂最終沉積的剪應力下線。

C_b 是懸浮泥砂濃度，會在泥砂邊界修正中說明。

沼澤中植生的出現會增加灘地泥砂沉積量，是由於植生莖、葉的捕獲(trap)泥砂作用，植生也會導致湍流(turbulence)減少，Nepf(1999)實驗證實植物莖造成湍流影響減少。French et al.(1993)發現湍流是影響沉積物傳輸主要因素。Pritchard and Hogg(2003)中懸浮泥砂運移模型中表明，在離海岸線較遠處，懸浮泥砂濃度趨於恆定值，形成泥砂侵蝕及沉積流速閾值函數。因此，模擬中假設初始斷面中懸浮泥砂保持恆定，在泥砂濃度恆定情況下，地表沉積和水文週期形成正比。因此，在成熟發展的沼澤，沼澤增生率(accretion)下降，其高程會慢慢趨近於平均高潮值(MHWL)。以上研究皆表明，泥砂沉積捕獲率和懸浮泥砂濃度和植物莖數量成正比，其作用會減少湍流能量且捕獲泥砂顆粒，參考 Palmer et al.(2004)，可將泥砂沉積捕獲率 Q_{dt} 表示為：

$$Q_{dt} = C_b \bar{u}_v \eta d_s n_s h_s \quad \text{式 22}$$

$\bar{u}_v$ 為有植生下流速計算， η 為捕獲效率， d_s 為樹幹或樹莖直徑。 n_s 為單位面積樹幹或樹莖密度， h_s 為樹幹或樹莖平均高度。其中，捕獲效率參考以下式 18：



$$\eta = \alpha_{\eta} \left(\frac{\bar{u}_v d_s}{\nu} \right)^{\beta_{\eta}} \left(\frac{d_p}{d_s} \right)^{\gamma_{\eta}}$$

其中， d_p 是粒徑大小。 ν 是動量黏滯係數(kinematic viscosity)， α_{η} 、 β_{η} 、 γ_{η} 是經驗係數。最後，有機物有機物生產率 Q_{db} 可以根據 Randerson(1979) 式 19 所提出之公式估算：

$$Q_{db} = Q_{db0} \frac{b}{b_{max}} \quad \text{式 19}$$

其中， b_{max} 是生物量的最大值， Q_{db0} 是由現地調查所得到有機沉積物經驗係數。實際上，沼澤地中有機物生產沉積是非常複雜的過程，涉及根系生產有機物、微生物分解以及土壤因子(像是營養鹽、鹽度)，在簡化的方式會被省略。

泥砂侵蝕計算

泥砂底床在均質且固結(consolidated)的情況下，採用 Kandiah and Arulanandan(1974)，建立泥砂侵蝕公式關係：

$$Q_e = Q_{e0} \frac{\tau_0 - \tau_e}{\tau_e} H(\tau_0 - \tau_e) \quad \text{式 20}$$

其中， Q_{e0} 為侵蝕係數，取決泥砂性質、鹽度及生物擾動的經驗係數， τ_0 是底床剪力， τ_e 為臨界侵蝕剪應力。 H 為 Heavidsen 函數，當 $\tau_0 - \tau_e > 0$ 時， $H = 1$ ，剪應力大於臨界剪應力，代表有侵蝕發生。當 $\tau_0 - \tau_e < 0$ 時， $H = 0$ 。

泥砂邊界條件修正

由於潮溝、潮灘漲退潮方向不同，泥砂供給的來源也不同，假設在漲潮時段，泥砂濃度採用河流供給泥砂作為上游邊界，而退潮時，採用紅樹林潮水泥砂濃度作為邊界條件，泥砂濃度修正即如圖 3- 6、圖 3- 7、圖 3- 8，圖形取泥砂濃度較高的期間進行觀察，圖 3- 6-圖 3- 8 中，上圖為泥砂濃度修正前後比較，並比對下圖水位資料，可發現，在高水位狀態下，泥砂濃度會修正成較小的數值，以此避免高估的情形發生。

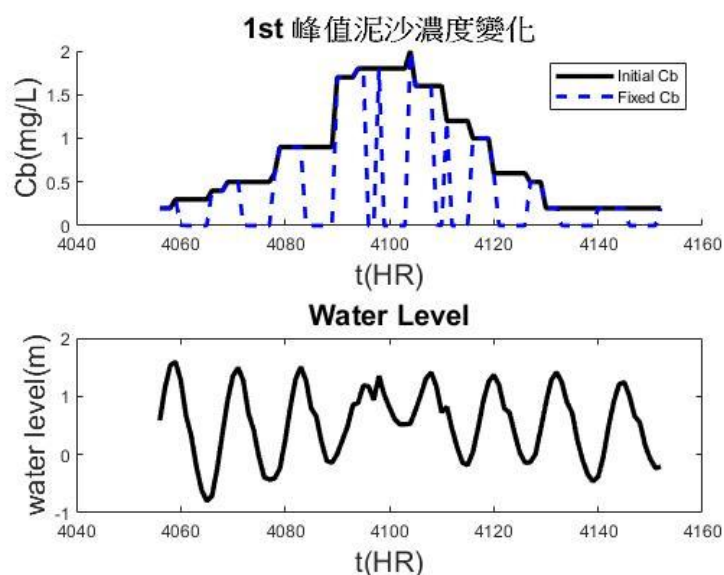


圖 3- 6 泥砂邊界條件修正-1st 峰值

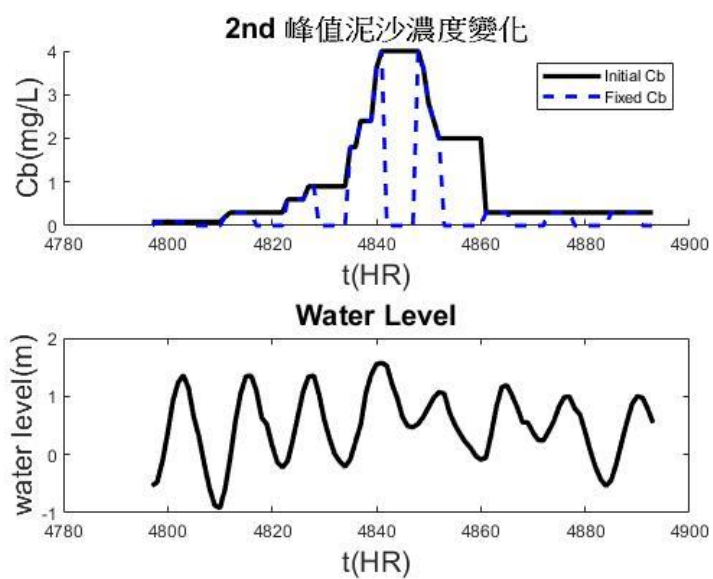


圖 3-7 泥砂邊界條件修正-2nd 峰值

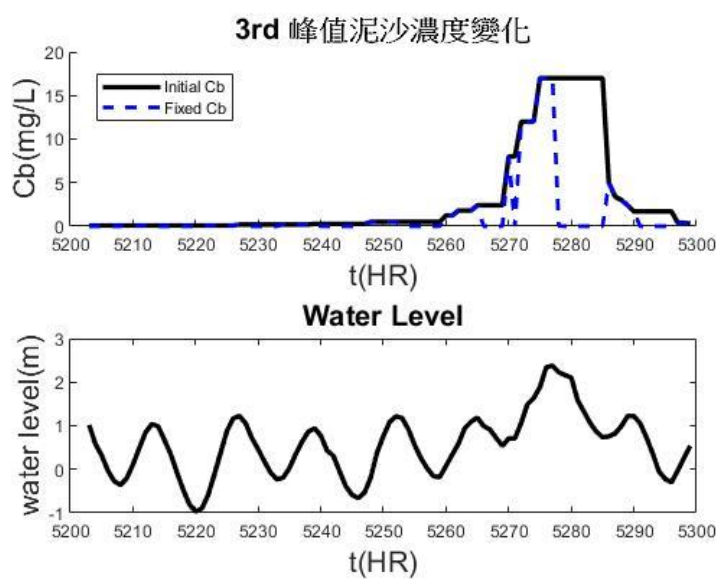


圖 3-8 泥砂邊界條件修正-3rd 峰值

3.2.3 紅樹林模式

根據 Shih et al.(2013)，植生物種水筆仔 (*Kandelia obovata*) 在不同濕地的海拔高度範圍如下：挖子尾 (Wazwei) 濕地為 0.8-1.64 公尺，竹圍 (Zhuwei) 濕地為 0.73-1.41 公尺，社子 (Shezi) 濕地為 0.41-1.2 公尺。而在關渡 (Guandu) 濕地，該物種的海拔範圍為 0.35-1.3 公尺。Shih(2020)中的生物調查顯示，紅樹林樹木的平均高度約為 5.23 ± 1.92 米，胸徑為 8.10 ± 3.87 米。

此外，Shih(2020)利用 HOBO 水位計記錄了淡水河的水位變化情況。該研究使用 Weibull 方法來紀錄不同水位的淹水頻率。根據水位記錄，高潮範圍在 0.45-2.21 米之間，平均高潮位約為海平面上方 1.4 米，平均低潮位約為-0.85 米。受到颱風的影響，潮位可達到 2.21 米，顯示颱風對高潮水位有顯著影響。

同樣根據 Shih et al.(2015)，在關渡地區對水筆仔 (*K. obovata*) 進行了生物量的量測，包括樹高、樹葉、樹莖和樹枝等參數。研究修正了水筆仔在關渡地區生物量的異速方程式的係數，以描述該地區紅樹林的生物量。

$$\text{Biomass(kg)} = 0.0483 * (D_{0.1}^2 * h_s)^2 + 0.5853 \quad \text{式 21}$$

在植被分佈的灘地和溝地之間存在差異，主要是由於是否有植被分布。在這兩種地區中，只有灘地位置才會出現生物量的計算，而生物量的計算也會影響流速的分佈差異。

為了確定生物量和紅樹林特徵之間的差異，Shih and Cheng(2022)使用資料建立了生物量和紅樹林特徵之間的迴歸關係，該研究根據所得的迴歸方程式將其應用於模型中計算生物量。在這項研究中，使用了 Lin and Shih(2015)在挖子尾濕地

所進行的水筆仔量測數據，並通過將平均高潮位減去地形高程來獲得水深。然後，他們利用樹高、樹徑等量測數據進行迴歸分析，進一步研究了生物量和水深、樹高以及樹徑之間的關係。該研究的結果如圖 3-9 所示，圖中的(a)-(d)分別顯示了紅樹林生物量與水深關係、扣除極端值後的紅樹林生物量與水深關係、紅樹林生物量與樹高關係以及紅樹林生物量與樹徑關係。

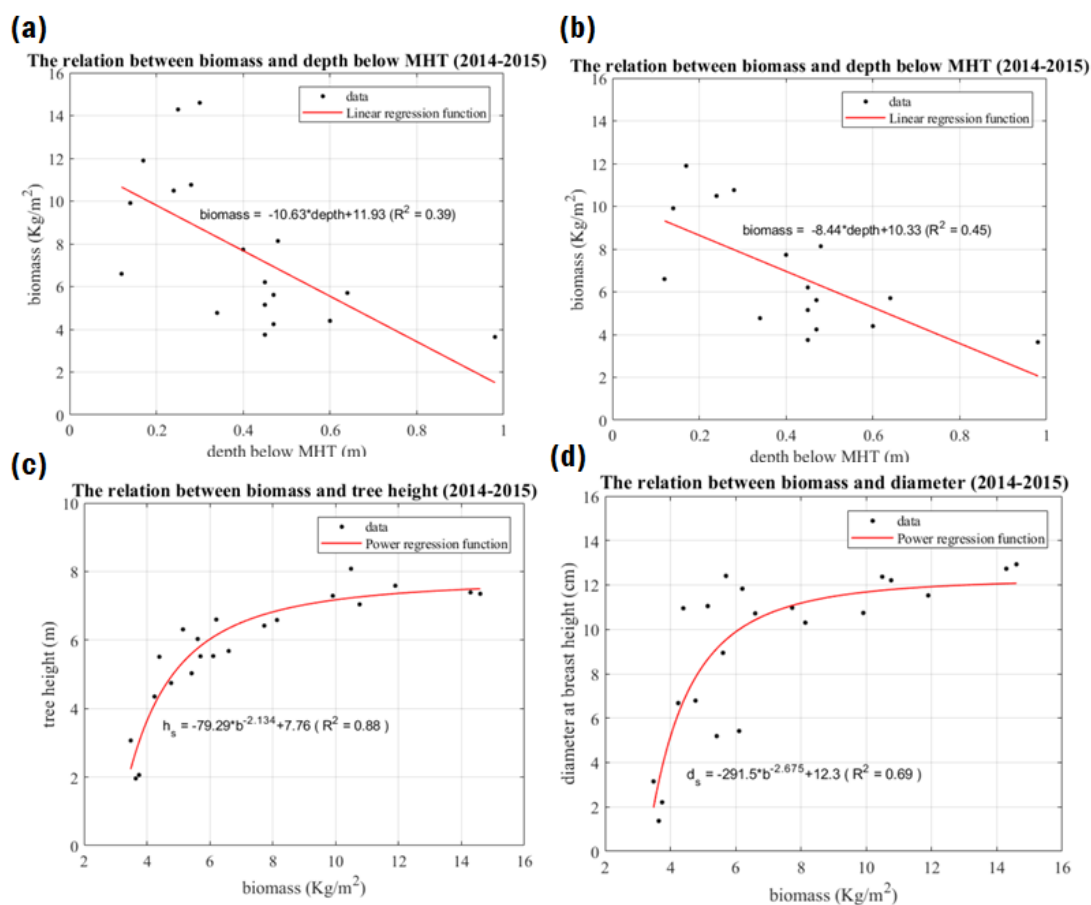


圖 3-9 紅樹林生物量特徵關係圖(Shih and Cheng, 2022)



3.3 數值方法

3.3.1 Thomas Algorithm

托馬斯演算法，也稱為 TDMA (Tridiagonal Matrix Algorithm)，是用於解決三對角矩陣的方法。在數值模擬中，為了求解剪力值，需要將相關參數進行離散化。本研究參考 Pizzuto(1990)提出的方法，首先使用中心差分法對剪力公式進行離散化，然後計算已知參數，並將其表示為三對角矩陣形式。最後，使用托馬斯演算法對反轉後的三對角矩陣進行求解。

另外，根據 Press et al.(2007)的介紹，托馬斯演算法通常用於求解帶狀對角矩陣的線性方程組。這種情況下，矩陣的主對角線上下幾條對角線上有非零元素（即上下對角線）。對於三對角線性方程組，使用 LU 分解、前向代替和後向代替的時間複雜度僅為 $O(N)$ 次運算。因此，求解過程非常簡潔，不需要保留完整的 $N \times N$ 矩陣儲存空間，只需要保留非零元素所在的三個向量即可。待解方程式可以表示為：

$$\begin{bmatrix} b_0 & c_0 & 0 & \dots & & \\ a_1 & b_1 & c_1 & \ddots & & \\ & \vdots & & \ddots & & \\ & & \dots & a_{N-2} & b_{N-2} & c_{N-2} \\ & & & 0 & a_{N-1} & b_{N-1} \end{bmatrix} * \begin{bmatrix} u_0 \\ u_1 \\ \vdots \\ u_{N-2} \\ u_{N-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r_0 \\ r_1 \\ \vdots \\ r_{N-2} \\ r_{N-1} \end{bmatrix} \quad \text{式 22}$$

在三對角方程中，常常會出現未定義的元素 a_0 和 c_{N-1} 。這是因為在求解過程中，這兩個位置的元素通常沒有實際意義，或者在計算中不需要使用到。因此，在實際應用中，只需關注有效範圍內的非零元素即可。

本研究針對 Tridag 函式的具體演算法，參考 Press et al.(2007)建議。該文獻提供了托馬斯演算法的虛擬碼，即 Tridag 函式，如下所示：



```
Void tridag(VecDoub_I &a, VecDoub_I &b, VecDoub_I &c, VecDoub_I &r, VecDoub_I &r)
{
    //求解向量 u[0...n-1]，即式 22 中給定三對角方程組， a[0...n-1]、b[0...n-1]、c[0...n-1]、
    r[0...n-1]作為輸入參數，為給定值不會被更動。

    Int j,n=a.size();

    Doub bet;

    VecDoub gam(n); // 定義一向量空間

    if (b[0]==0)
        throw("Error 1 in tridag");//若此情況發生，方程式應重寫為 N-1 階，並剔除 u1。

    u[0]=r[0]/(bet=b[0]);

    for (j=1;j<n;j++){
        //此處為矩陣分解及向前代換的過程，可逐步逆推求解

        gam[j]=c[j-1]/bet;

        bet=b[j]-a[j]*gam[j];

        if (bet == 0)
            throw("Error 1 in tridag");//算法中錯誤 2

        u[j] = ( r[j]-a[j]*u[j-1] ) / bet ;
    }

    //反向代換

    for (j = n-2 ; j>=0 ; j--)
        u[j] -= gam[j+1]*u[j+1];

}
```

利用上述虛擬碼，本研究可以使用程式語言編寫一個函式，將剪力公式化成三對角形式，然後將其傳入 Tridag 函式中以求解。需要注意的是，Tridag 函式不需要進行樞紐點(pivot)矩陣是非奇異的，也有可能無法正確運行。這是因為即使矩陣是非奇異的，仍可能遇到樞紐點為零的情況。然而，在實際應用中，這並不

是一個令人擔憂的問題，因為使用三對角線性方程組求解的問題通常具有額外的特性，可以保證 Tridag 演算法的成功運行。

這些觀點可以在文獻中找到支持。它們指出，即使在非奇異矩陣的情況下，Tridag 演算法可能需要注意樞紐點(pivot)而，由於三對角線性方程組通常具有特殊的結構，例如正定性或帶狀結構，這些特性能夠確保 Tridag 演算法的有效性。

3.3.2 Central Finite Difference

中央有限差分法(Central Finite Difference)是一種數值微分的方法，常用於估算函數在特定點的導數，原理是透過函數在左右兩點的函數值，用這些點來逼近該點導數值，在一維情況下，中央有限差分法可表示為：

$$f'(x) = (f(x + h) - f(x - h)) / (2h) \quad \text{式 28}$$

上式中， $f'(x)$ 表示 f 在 x 點處的導數值，而 h 則代表附近區間的微小值。在選擇 h 時，需要謹慎考慮，因為它會影響到計算的精度。根據 Press et al.(2007)的研究，式 中 存在兩種誤差，即來自於泰勒級數展開的高次方截斷誤差和進位誤差。

有關進位誤差。如果選擇過小的 h 值，該值將以浮點格式表示在計算機中。例如，考慮 $x=10.3$ 和 $x+h=10.30001$ 的情況，在計算機的二進制表示中，這些數字並不是精確的值，這將導致方程式計算的誤差。因此，在選擇 h 時，必須平衡效率和精度的需求，避免選擇過小的 h 值，從而造成過大的誤差。

對於泰勒級數展開的高次方截斷誤差，這是由於在計算導數時，只考慮了有限數目的項，如果 h 值太大或太小，這將影響到展開式中的截斷誤差。因此，需要選擇一個合適的 h 值，以最小化這種誤差。

第四章 結果與討論



4.1 潮溝及潮灘形貌演化

4.1.1 斷面模擬之初始條件

對稱斷面模擬

為了觀察潮溝在垂直二維模式下形成的過程，本節嘗試進行理想化對稱斷面的演化模擬分析。該模擬考慮了不同現象對沉積和侵蝕作用的影響，以及長時間尺度下潮溝和潮灘地的變化。在模擬中使用了以下參數設定，具體參數如表 4-1 所示。水位設定為變動值，初始地形高度低於平均低潮位。初始地形被設置為平坦且沒有潮溝作用的平地，但在中央位置有一個下切口（長度 1cm），以促使潮溝在此處形成。

另外，還需要建立灘地植生的地形，如圖 4-1 所示。本研究簡化紅樹林植生特徵為長方形柱狀物，旨在反映通洪斷面的降低、阻礙灘地水流的流動，從而對流速和剪力產生影響。具體的植生參數設定如

表 4-2。這樣的模擬設置可以更加貼近實際水理情況(Shih and Cheng(2022)，有助於模式反映潮汐地貌演化過程中潮溝和潮灘地的幾何及水理特徵差異。同時，透過模擬結果的分析和解釋，提供有力的論據，支持對潮汐地貌演化機制和相關現象的理解。

表 4-1 理想斷面初始條件參數

參數	值(m)
平均高潮位(MHWL)	2
平均潮位(MSL)	1
平均低潮位(MLWL)	0.1
流域寬度 B	200
流域長 L	1000
地形初始高度 z_{b0}	-1

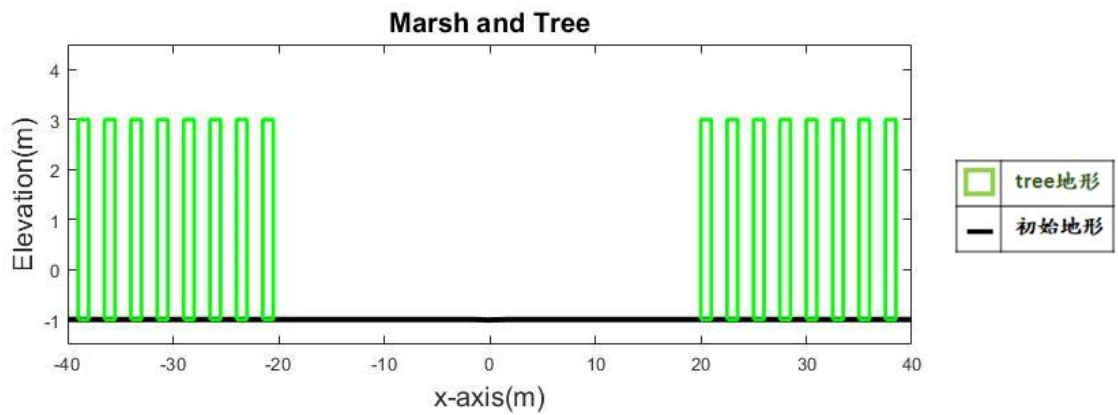


圖 4-1 對稱斷面模擬及植生地形配置

表 4-2 斷面植生地形參數

參數	值(m)
左側灘地邊界 a_0	-20
右側灘地邊界 a_n	20
樹寬(tree width)	1
樹高(tree height)	4
樹間距(interval)	1.5

4.1.2 模擬結果與分析

根據 Belliard et al.(2015)等人的研究，潮汐網路的發展和演化可以分為三個時期，每個時期都伴隨著特定的地貌特性。在初期的潮汐通道演化階段，侵蝕作用主導著地貌變化的過程。隨著時間的推移，潮溝逐漸形成，並進入中前期階段，此時潮溝的形貌趨於穩定，侵蝕作用和沉積作用相互作用，共同塑造著地形。

進入演化的後期，沉積作用成為主要的泥砂作用，大量的沉積物堆積使潮溝逐漸淤積，甚至可能導致潮溝的淺灘化或消失。這一觀點得到了本研究的模擬結果的支持(圖 4-2)，此模擬涵蓋了 80 年的長時間尺度，展示了從初始近乎平坦的地形到潮灘、潮灘初期、中期和末期演化階段的特徵。本研究透過對此三階段的模擬展示結果，藉以深度分析、理解及驗證潮汐地貌的演化機制與過程。

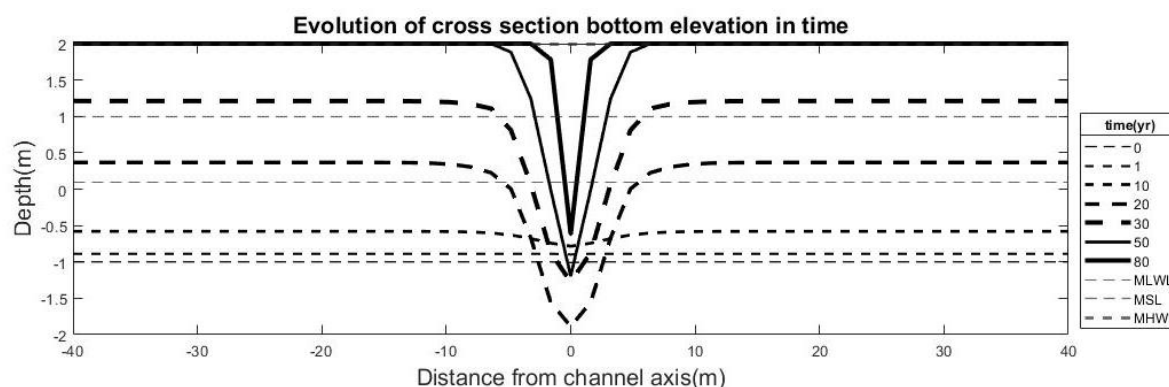


圖 4-2 對稱斷面潮溝、潮灘地形模擬

演化的初期階段（約 $t=30$ 年之前），可以觀察到以下現象(圖 4-3)。(1)河口地形演化的初始階段，兩側灘地和中央區域都同時發生侵蝕和沉積作用;(2)由於中央區域存在一個下切口（incision），流量在此處集中，使得中央區域的剪力值足夠大，能夠超越臨界剪力值，因此中央區域的侵蝕作用相對於兩側灘地更加明顯，從而形成了逐漸加深的潮溝。

根據 D'Alpaos et al.(1990)研究結果，可以觀察到在潮汐通道演化初期，一開始在下切口附近並未有任何節點剪力大於臨界值；然而，隨著地形沉積、高程逐漸增加，致使中央切口附近節點超越臨界剪力值，使得斷面下切、通道開始形成。

本研究根據式 7 剪力分布之求解，觀察到中央側剪力為最大值，兩側剪力值較小，由於流量集中在中央側，因初始下切口之給定，在地形上升過程中，中央側位置最先突破臨界剪力值從而發生侵蝕，並且在渠道中央開始下切後，流動從而集中於中央處，此結果也反映在剪力計算之動量分配，中央附近剪力值相較兩側來的大，進而使突破臨界剪力位置增加，從而形成向下沖刷之潮溝。

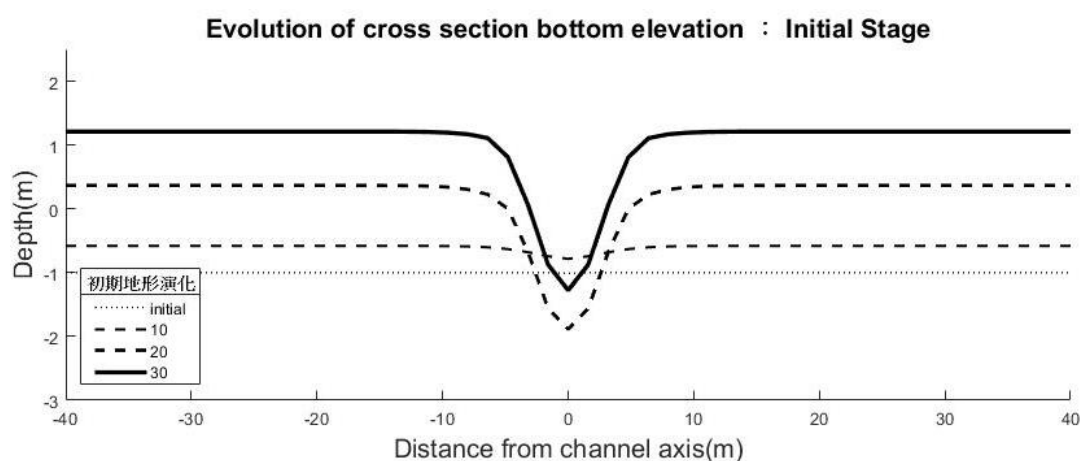


圖 4-3 演化初期斷面形貌時空間變化

河口地形演化的中期階段（約 $t=30-50$ 年），潮溝的形狀已逐漸趨於穩定，此階段的沉積作用開始出現大於侵蝕作用的情況。這個時期，潮溝主要維持穩定的樣貌，如圖 4-4 所示，斷面仍有沉積、侵蝕作用現象存在。

同時，在灘地上，流量尚未達到飽和狀態，即灘地的高程仍位於平均高潮位（MHWL）以下。在這個時期，植生開始進入潮灘平台，這對於浸淹頻率和生物量變化產生影響，同時也影響到水理和泥砂參數的計算。植生的存在會增加灘地的粗糙度，從而降低水流的速度，並且植生的存在還需要考慮紅樹林捕獲泥砂以及紅樹林有機物對灘地沉積速率的增加。因此，在這個時期，灘地的沉積作用變

得明顯。需要注意的是，潮灘沉積速率的增加會導致整體流量和通水面積的下降，這將減弱潮溝的侵蝕作用。雖然潮溝仍然存在一定程度的侵蝕作用，但由於流量的下降，潮溝底部的高程逐漸增加。

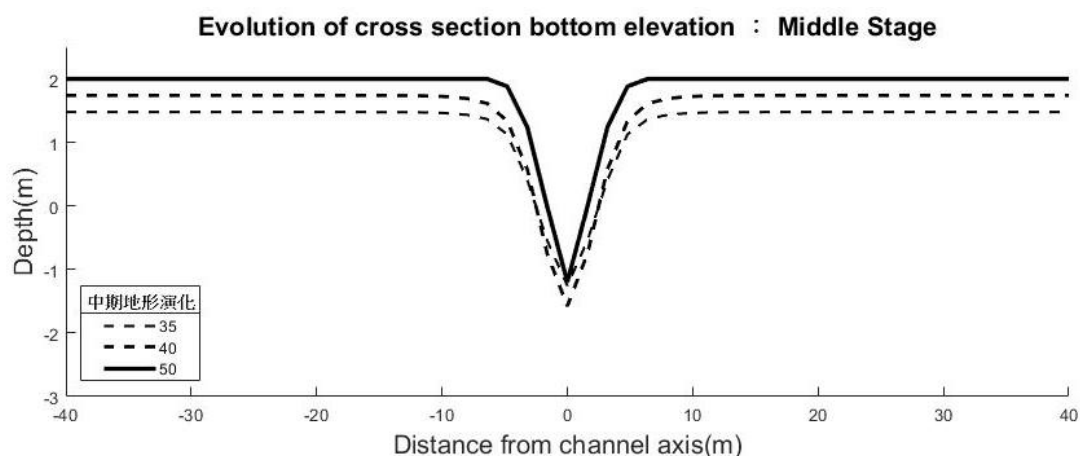


圖 4-4 演化中期斷面形貌時空間變化

根據圖 4-5 的結果，可觀察到在演化的後期階段（約 $t=50$ 年後），灘地已生長到平均高潮位的位置。由於灘地的生長，流量和通水斷面積開始下降，只有潮汐流量在潮溝內流動。此時，溝地內的流速已不足以突破臨界值，無法繼續進行下刷作用。潮溝的形貌也隨之變得較淺且窄，從更長的時間尺度來看，甚至可能出現淤平的現象。

此一結果表明，隨著時間的推移，斷面的生長限制了潮溝的流量和通水斷面積，並降低了溝地內的流速。這種情況下，潮溝無法繼續侵蝕並保持其原有的形貌。相反，由於潮汐流量的相對較小，溝地可能會逐漸填滿，形成淤積的現象。這些結果支持了灘地植生對河口地形演化的重要性。植生的存在限制了水流的能量和流速，導致灘地的生長並減緩了潮溝的侵蝕過程。這些結果在河口生態系統管理和海岸防護方面具有重要的保育及復育意涵。

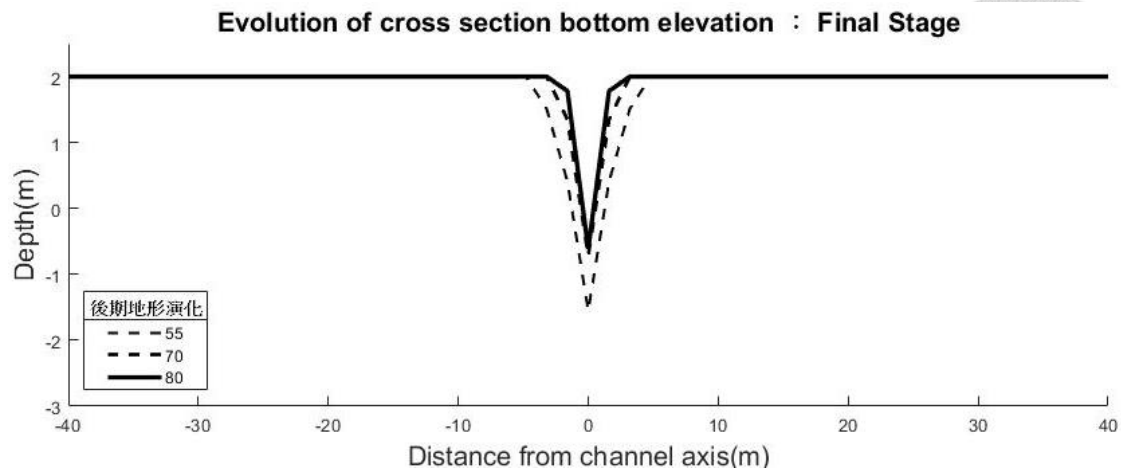


圖 4-5 演化後期形貌時空間斷面變化

圖 4-6 為水位設定下，所計算不同時期斷面總流量變化，可以看出初始流量約落在 20cms 大小，在演化初期變化不大；而在進入到演化中期，由於灘地沉積速率上升快速，導致通水斷面積、流量下降快速。進入演化後期階段，溝地變淺、變窄以及灘地上升高度達飽和，流量值接近零，也使得流速變小，斷面發展達飽和階段。

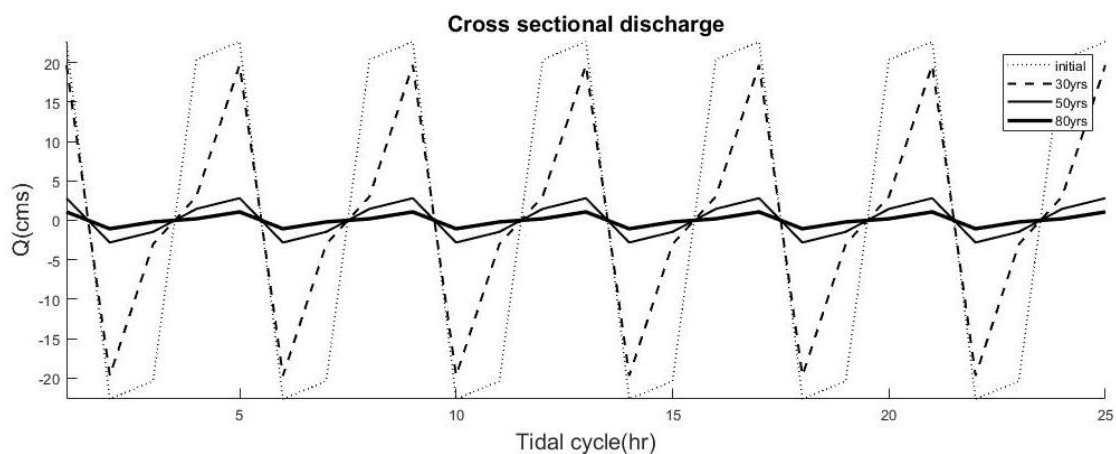


圖 4-6 不同演化時期流量變化

根據圖 4-7 中所選定的點位高程隨時間變化的觀察，我們可以得出以下結論。在演化的前 10 年內，灘地和溝地的高程變化相近。這是因為在此時期，溝

地的剪力值尚未超過臨界剪力值，因此沒有發生明顯的侵蝕現象。然而，一旦侵蝕開始發生，灘地和溝地的高低差就開始增加。潮溝的侵蝕效應使得溝底的高程下降。同時，由於灘地的快速上升，流量下降幅度明顯，使得侵蝕作用被抵銷，溝地底部的高程逐漸上升。

值得注意的是，在大約 $t=30$ 年時，我們觀察到潮溝再次出現侵蝕現象。這可能是由於潮溝逐漸變窄的過程。過窄的潮汐通道分配了差異不大的流量，進而使得渠底再次突破臨界剪應力，形成了短暫的下刷過程。而灘地則在約 $t=40$ 年時達到飽和狀態，此時只有潮汐流量在潮溝內流動，流速非常小。溝地逐漸飽和，其高程持續增加至接近飽和狀態。

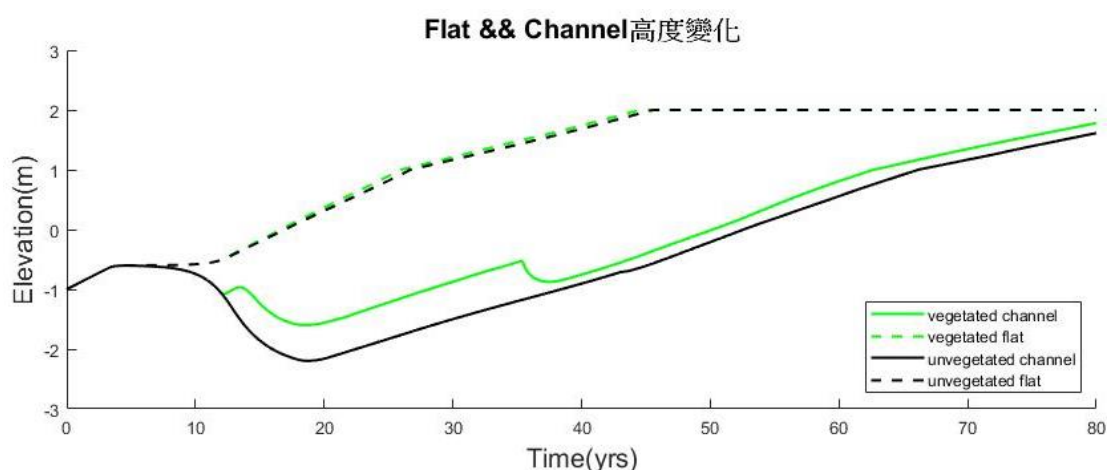


圖 4-7 底部高程隨時間變化圖

模式中，我們在灘地上建立了植生地形，其中植生阻礙物的存在導致了灘地流量的降低，進而影響整體斷面的流量值下降。同時，植生的存在也促使灘地的沉積量增加。透過比對灘地上是否存在植生阻礙物的情況，我們可以觀察到地形演化的差異。

在圖 4-8 和圖 4-9 中，我們探討了演化的初期階段（0~30 年）。在此階段，紅樹林的生長範圍被限制在特定的高程範圍內。在 10 年之前，尚未有任何植生存在的情況下，模擬條件參數都是相同的，因此地貌的演化並沒有出現差異。然

而，在 20 年的模擬中，我們可以觀察到以下情況：在有植生存在的情況下，灘地和溝地的沉積高度均高於無植生情況下的情形。由於存在植生，整體的流量值較小，因此潮溝較晚突破臨界剪應力值，在這個時期內，植生對於侵蝕現象的影響不如無植生情況下明顯。同時，有植生存在的情況下，我們也可以觀察到灘地的沉積速率較快。

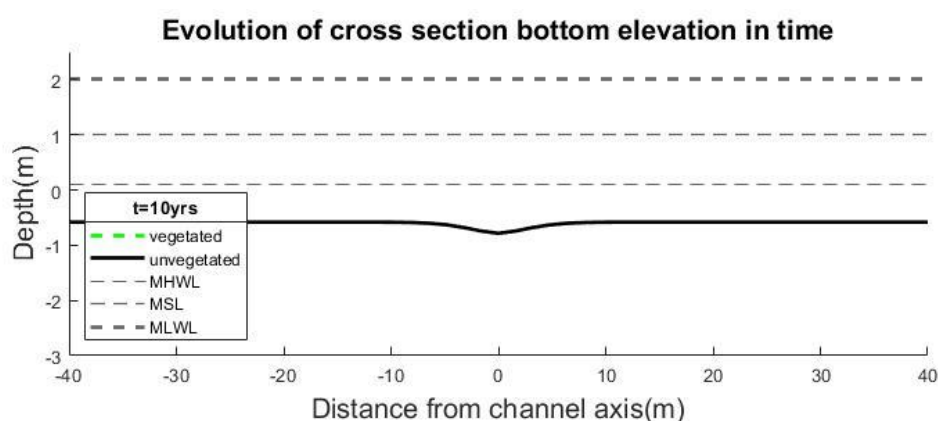


圖 4-8 有無斷面植生比較(t=10 年)

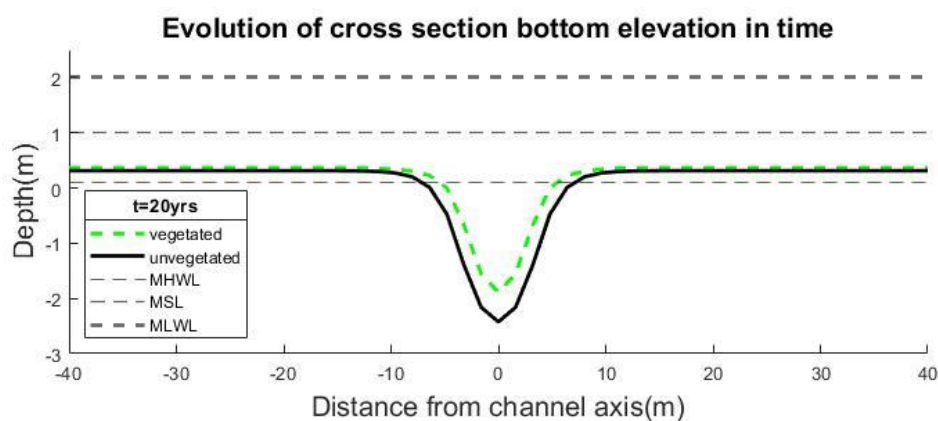


圖 4-9 有無斷面植生比較(t=20 年)

根據圖 4-10、圖 4-11 的演化中期階段 (30~40 年)，我們觀察到以下現象：灘地的沉積速率較高，且高程達到適合植生生長的臨界值。特別在 $t=40$ 年時，可以觀察到以下情況：在無植生的模擬中，溝地已經開始回淤；而有植生的模擬中，溝地仍然持續下刷，並且由於植生的存在，潮溝的形狀相對較窄。在有植生

的情況下，生物量計算結果不等於零。由於植生的存在對灘地的流速產生粗糙度影響，能量隨之下降。由於傳統的對數流速剖面不適用於此情況，因此我們採用植生常數流速估算方法，以反映灘地流速和流量的下降現象。

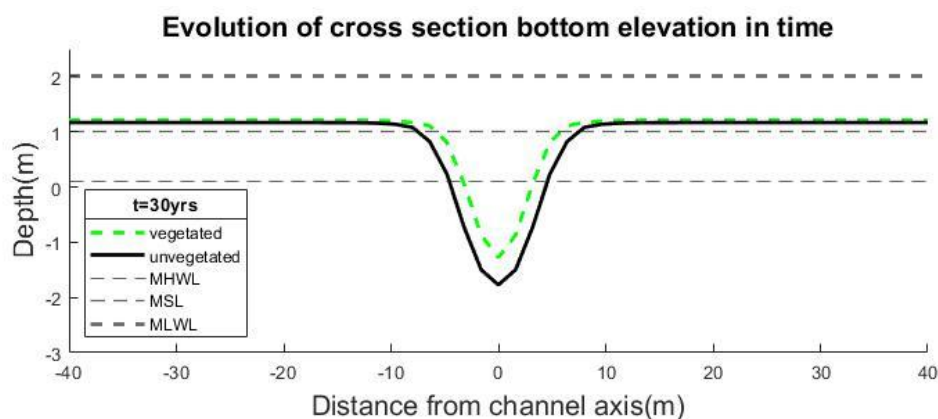


圖 4-10 有無斷面植生比較(t=30 年)

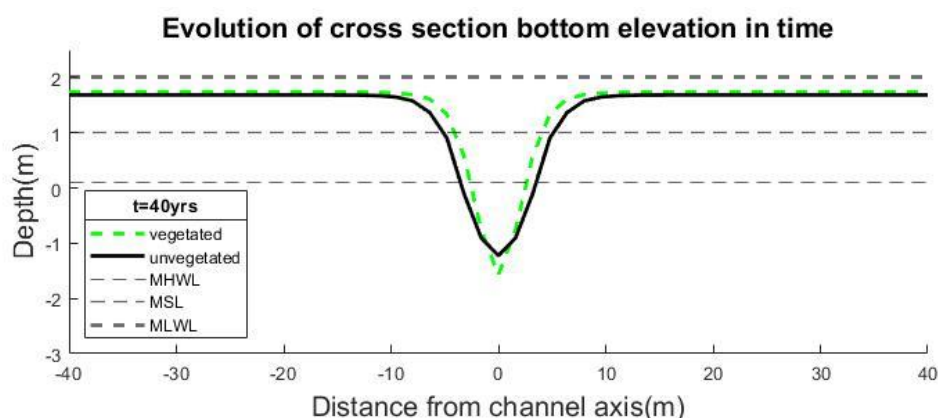


圖 4-11 有無斷面植生比較(t=40 年)

根據圖 4-12、圖 4-13、圖 4-14、圖 4-15 的結果，在模擬時間段為 50 年之後，我們觀察到以下現象：由於地形的演化已超過紅樹林的最大生長高度，而地形的生長趨勢逐漸接近平均高潮位高度，因此植生對地形造成的差異逐漸縮小，最終使得斷面之間的地形變得相似。

這種趨勢的分析是因為當潮溝趨近於飽和時，無論是否存在植生，斷面流速已經很小，不足以對潮溝進行侵蝕，主要呈現沉積作用。此外，流量呈現逐漸減

少的趨勢。對於原本存在植生的演化斷面來說，潮溝的流速相對於沒有植生的斷面更小，這導致沒有植生的斷面具有更多的沉積作用，並逐漸追趕上具有植生的斷面，從而使得兩者之間的差異逐漸縮小。

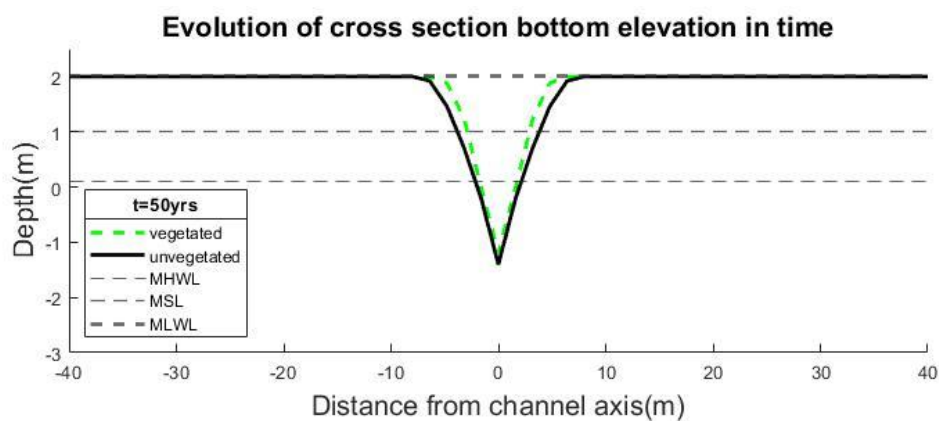


圖 4- 12 有無斷面植生比較(t=50 年)

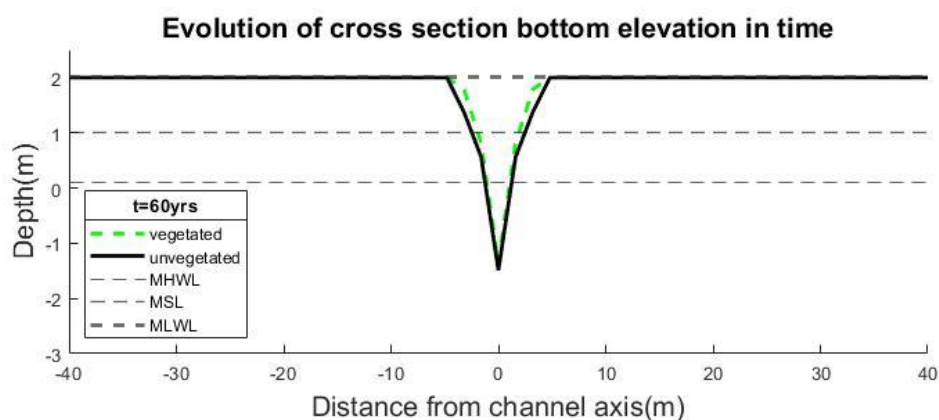


圖 4- 13 有無斷面植生比較(t=60 年)

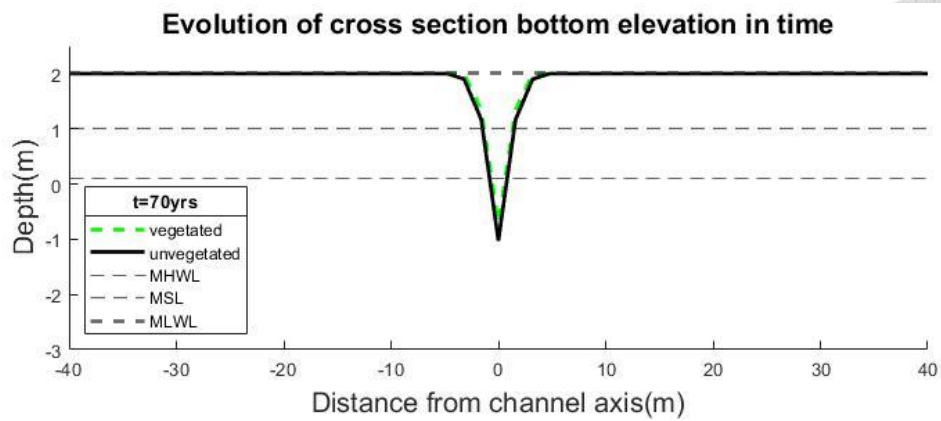


圖 4- 14 有無斷面植生比較(t=70 年)

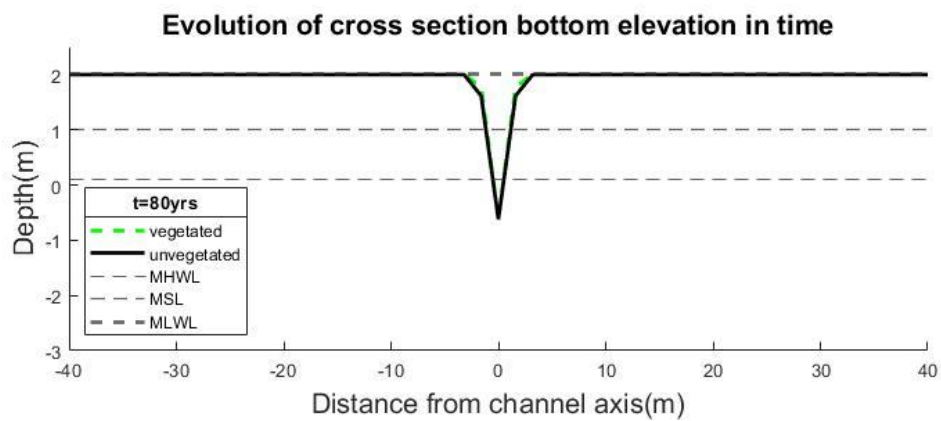


圖 4- 15 有無斷面植生比較(t=80 年)



4.2 模式驗證

4.2.1 Freeman 實驗驗證

初始條件

本研究收集 Freeman et al.(2000)植生水槽實驗的縱向剖面水槽實驗數據，進行了水動力模式的水位模擬驗證。該實驗在一個長 152.4 公尺(500 ft)、寬 2.44 公尺(8 ft)、高 1.82 公尺(6 ft)的水槽中進行，圖 4- 16 中呈現了實驗配置的示意圖。Freeman 對大約 20 種不同的植生類型進行了測試，評估了它們的不同密度、大小和形狀對水位的影響。

為了進行模式驗證，本研究參考陳柏智(2020)提出的植生面積估算方法，以將植生面積轉換為等值面積和等值高度的通洪阻礙物(OBS)，如圖 4- 17 所示。為了方便計算，我們將原本具有樹幹和方形樹叢形狀的植生轉換為矩形形狀。Freeman 實驗的植生數據請詳見表 4- 3。這些數據對於模擬植生阻力的效應非常重要。然而，由於缺乏具體的植生參數，我們需要借助植生面積的估算方法來進行模擬。這樣的方法可以提供植生阻力的等效值，以便在模式中使用。

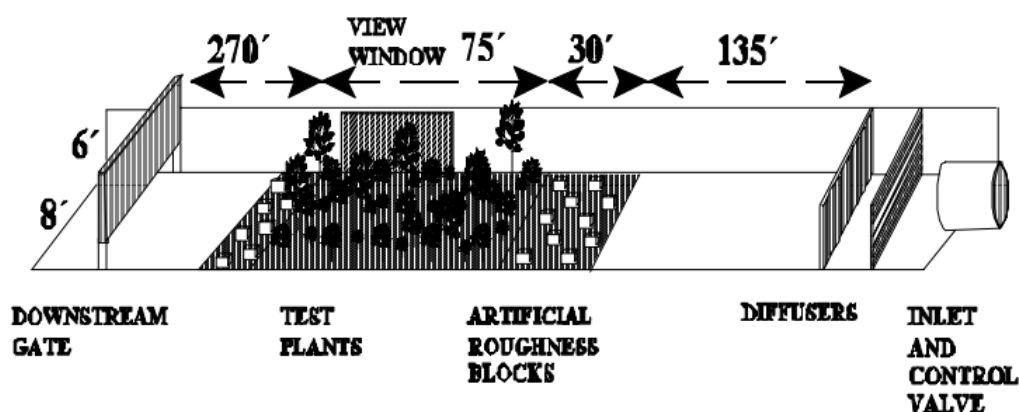


圖 4- 16 實驗水槽模型(Freeman et al., 2000)

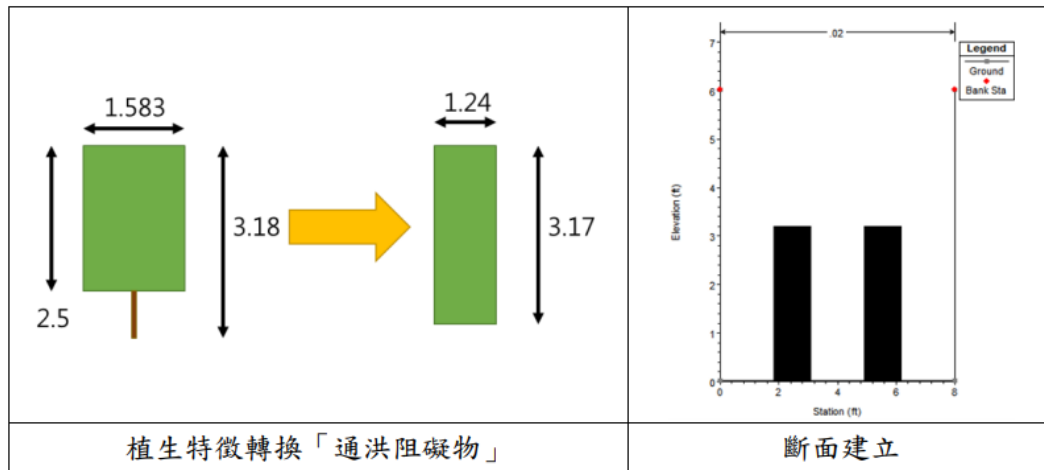


圖 4-17 植生阻礙物示意圖(陳柏智，2020)

表 4-3 實驗植生數據(Freeman et al., 2000)

植生名稱：Red Twig Dogwood(學名： <i>Cornus sericea</i>)	
植生高度(ft)	3.18
植生寬度(ft)	1.583
樹冠高(ft)	2.5
樹冠面積(ft ²)	3.958
莖直徑(ft)	0.0833
植生剛性模數 Es(lbf/ft ²)	21.308

圖 4-18 中至圖 4-21 中展示了在不同 OBS 設定下，通洪阻礙物在斷面上的配置情況。儘管植生面積保持不變，增加 OBS 設定數量會使斷面上的植生棵樹增加，然而單一植生阻礙物的寬度會減少。這樣的變化導致濕周發生變化，同時對水理條件下的水面線估算值產生影響。所使用的水理條件詳見表 4-4。

水動力模擬研究中，通洪阻礙物的配置對於水流行為和水力特性具有重要的影響。透過適當的 OBS 設定，我們可以模擬不同植生阻礙物對水體運動的影響，並對水面線進行估算。隨著 OBS 數量的增加，斷面上的植生棵樹增多，這可能

會改變水流的阻力特性和紊流結構，進而影響水位的分佈和流速的分布。這些模擬結果提供了關於植生阻力的定量信息，有助於更好地理解植生對水流動力學的影響。然而，需要注意的是，水理模型對於植生效應的模擬仍存在一定的誤差。實際植生參數的確定通常具有挑戰性，且模型的簡化假設和精確度限制也可能影響模擬結果的準確性。因此，在進行模擬和分析時，我們需要謹慎考慮這些因素，並利用不同 OBS 配置方式進行模型校驗和評估，以獲得更可靠的結果。

表 4- 4 水動力驗證水理條件設置(Freeman et al.,2000)

水理參數	
上游流量(ft^3)	68.202
通洪阻礙物面積(ft^2)	7.8616
坡度	0.001

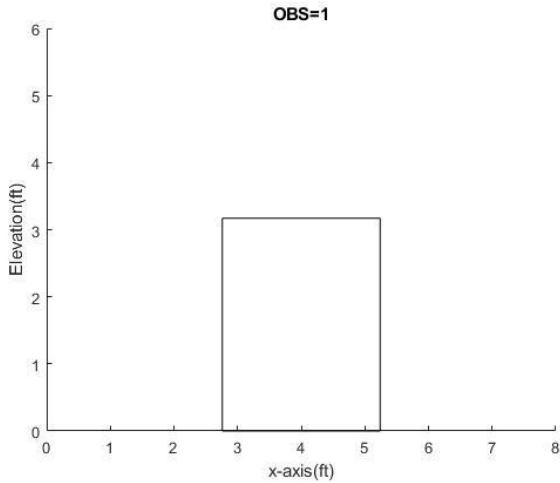


圖 4- 18 植生阻礙物 OBS=1

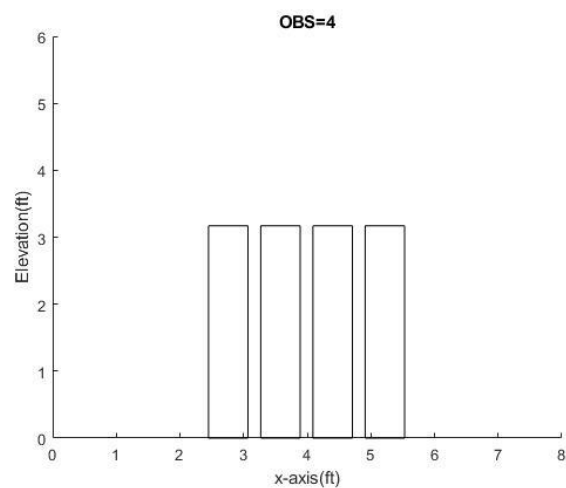


圖 4- 19 植生阻礙物 OBS=4

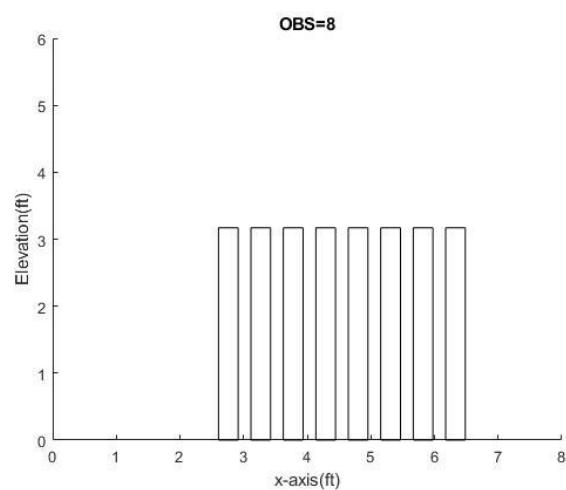


圖 4- 20 植生阻礙物 OBS=8

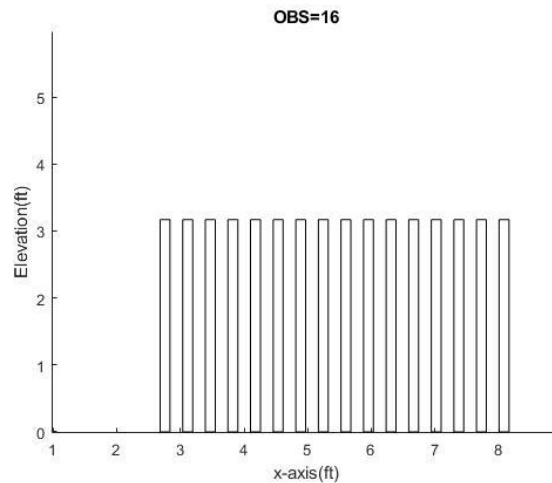


圖 4-21 植生阻礙物 OBS=16

驗證方法及結果

由於 Freeman 水槽實驗所使用的縱向剖面水位資料如表所示，而模式採用垂直二維斷面，因此在驗證方面使用斷面內插方法。這種方法可模擬水槽的水動力條件，並創建一個近似三維的模擬。透過模式，我們可以迭代計算能量坡度的值，並將其代入水動力模式的方程式 14 和方程式 15 中，以估算水面線的位置，並將其與表中的實際水位資料進行比對。

圖 4-22 中呈現了水面線驗證的流程圖。首先，我們利用模式模擬出能量坡度的初始值，並設定欲模擬的縱向剖面斷面數量、長度以及坡度值。然後，計算斷面的流速和福祿數值，並對斷面進行內插，以計算水位的變化。在這過程中，本研究參考了陳柏智(2020)的驗證結果，使用濕周等參數作為控制變量，並測試在模式中不同觀測點(OBS)數量下的驗證準確性，同時計算 R-square 值以進行評估。

結果如圖 4-23 至圖 4-26 所示，可以觀察到在 OBS=16 的配置下，水面線的模擬結果最為接近 Freeman et al.(2000)實驗的水位，能夠得到最佳的 R-square 值，如表 4-6 所示。增加 OBS 的個數會使濕周增大，進而提高能量坡度的值。這相當於增加了植生的粗糙度，從而導致水流速度減慢和能量降低。由此可見，

通過使用通洪阻礙物，本研究可以部分代替植生對粗糙度的影響。然而，由於模擬水位是線性的且仍與實驗水位存在差距，因此本研究通過調整植生阻礙物的幾何條件，即改變 OBS 的數量，來進行不同模擬，以補償無法確定植生參數的誤差，並對斷面進行校準。



表 4-5 實測水位資料(Freeman et al., 2000)

Freeman 實測水位資料	
具觀測端上游距離(ft)	實際水位(ft)
0	4.327
5	4.321
10	4.316
15	4.288
20	4.288
25	4.272
30	4.259
35	4.238
40	4.227
45	4.216
50	4.215

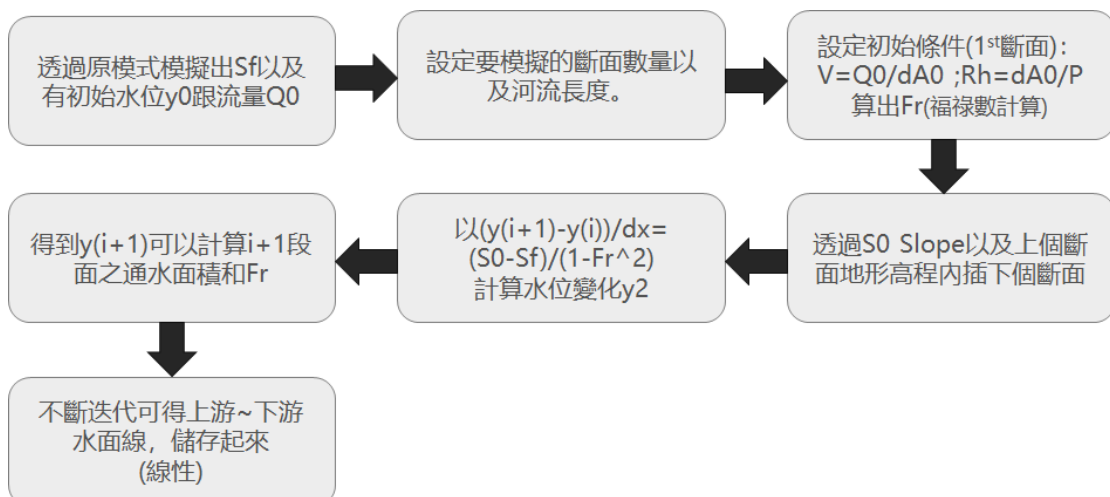


圖 4-22 Backwater curve 計算流程圖

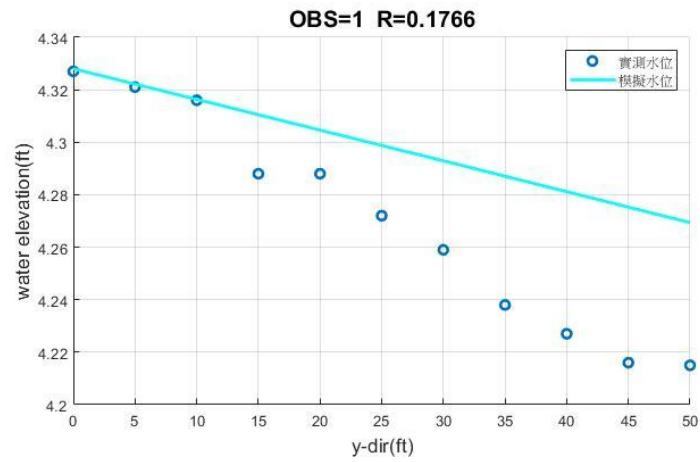


圖 4-23 水面線方程式計算結果(OBS=1)

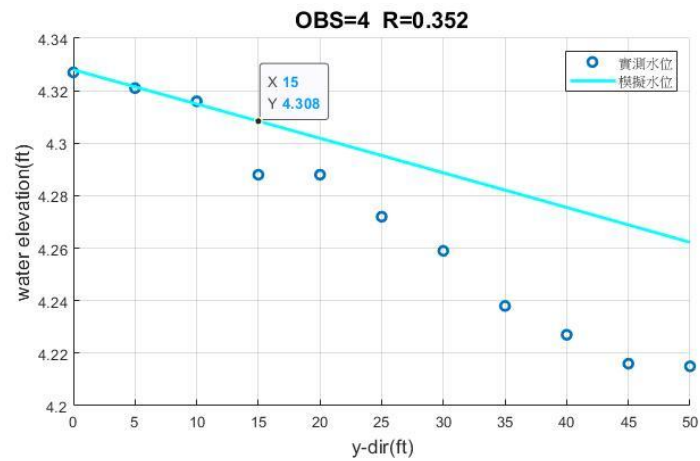


圖 4-24 水面線方程式計算結果(OBS=4)

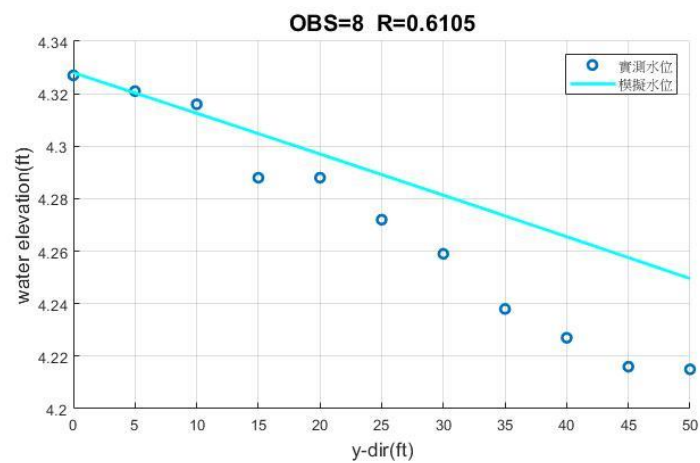


圖 4-25 水面線方程式計算結果(OBS=8)

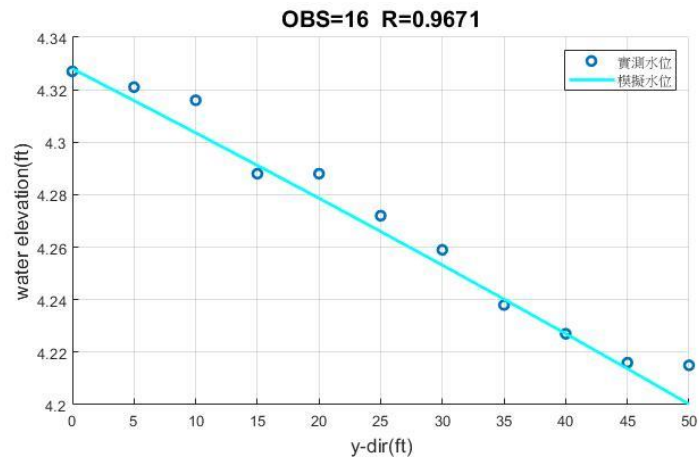


圖 4- 26 水面線方程式計算結果(OBS=16)

表 4- 6 水面線不同 OBS 配置下 R-square 值

OBS	R-square	OBS	R-square
1	0.1766	10	0.7433
2	0.2330	12	0.9309
4	0.3520	14	0.9576
6	0.4785	16	0.9671
8	0.6105	18	0.7790

4.2.2 實測地形驗證

初始地形

圖 4-27 到圖 4-30 中展示了社子島斷面在 2007 年的記錄資料，該斷面從上游到下游依序編號為 A 至 D。表 4-7、表 4-8 呈現了該斷面上的地形、灘地邊界條件以及植生參數的相關設定。關於斷面 A 的描述如下，整體而言，斷面 A 呈現較為寬廣的潮溝形狀，如圖 4-27，潮溝分布範圍大致在 21 公尺到 34 公尺之間，潮溝的寬度約為 13 公尺，深度則約為 1 公尺。植生分布主要集中於左側灘地的 20 公尺處以及右側灘地的 34 公尺之後。根據圖 4-28 中所示的斷面 B，整體潮溝形狀呈現較窄且較淺的特徵。潮溝分布範圍大致在約 25 公尺到 30 公尺之間，其寬度約為 5 公尺，深度則約為 0.7 公尺。植生分布主要集中於左側灘地的 23 公尺處以及右側灘地的 30 公尺之後。

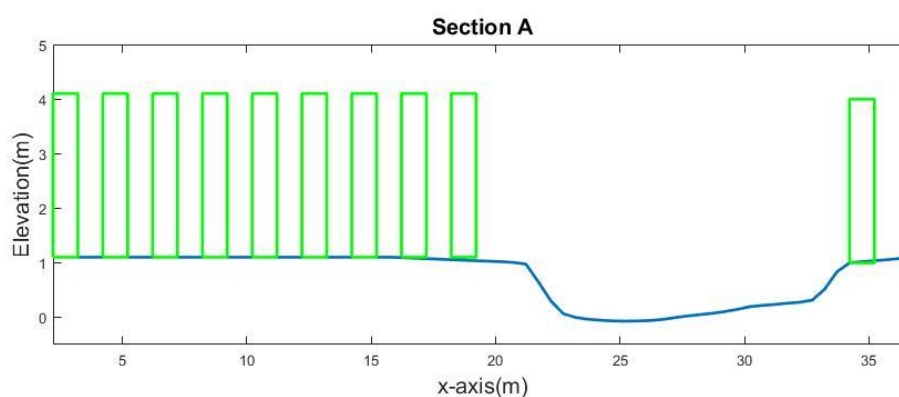


圖 4-27 社子島斷面 A 初始地形圖

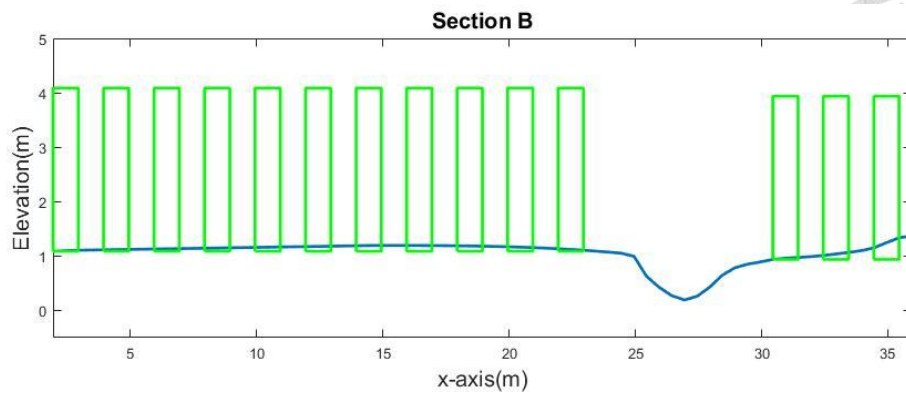


圖 4-28 社子島斷面 B 初始地形圖

根據圖 4-29 所示的斷面 C，整體潮溝形狀呈現較窄且較淺的特徵。潮溝分布範圍大致在約 28 公尺到 33 公尺之間，其寬度約為 5 公尺，深度則約為 0.6 公尺。植生分布主要集中於左側灘地的 27 公尺處以及右側灘地的 32 公尺之後。圖 4-30 所示的斷面 D，整體潮溝形狀呈現較窄且較淺的特徵。潮溝分布範圍大致在約 27 公尺到 32 公尺之間，其寬度約為 5 公尺，深度則約為 0.4 公尺。植生分布主要集中於左側灘地的 23 公尺處以及右側灘地的 34 公尺之後。

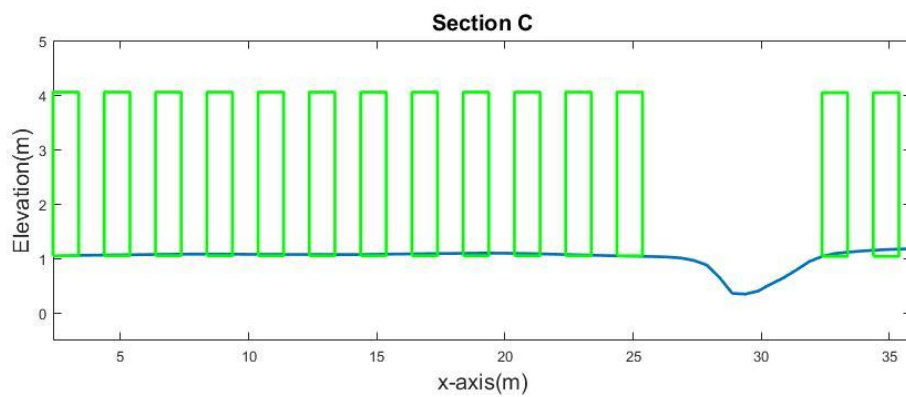


圖 4-29 社子島斷面 C 初始地形圖

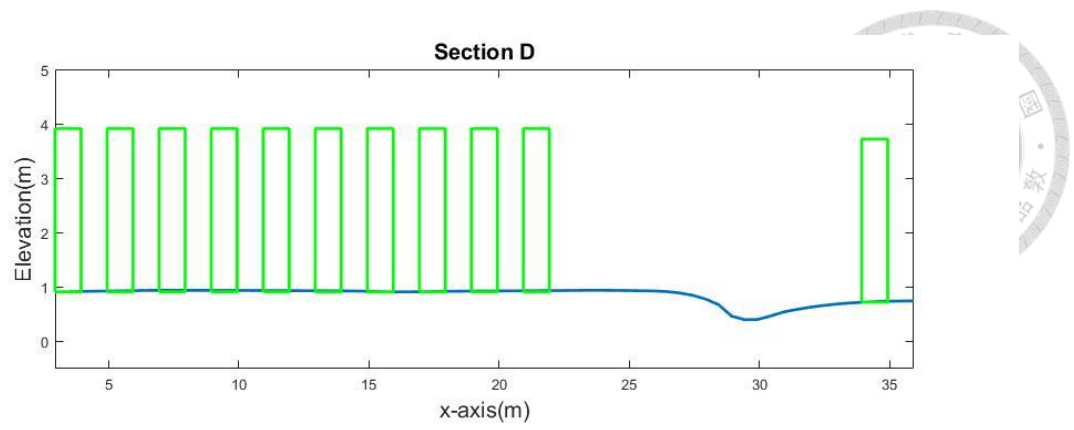


圖 4- 30 社子島斷面 D 初始地形圖

表 4-7 驗證模式參數設定

模式參數			
水密度 $\rho(\frac{\text{kg}}{\text{m}^3})$	1000	捕捉係數 β_η	0.728
動力黏滯係數 $\mu(\frac{\text{N} \cdot \text{s}}{\text{m}^2})$	$1.12 * 10^{-3}$	捕捉係數 γ_η	1.08
運動黏滯係數 $\rho(\frac{\text{m}^2}{\text{s}})$	$1.12 * 10^{-6}$	樹高係數 α_h	-79.29
重力加速度 $g(\frac{\text{m}}{\text{s}^2})$	9.81	樹高係數 β_h	-2.134
迴歸參數 α_{C_D}	0.224	樹高係數 γ_h	7.76
阻力係數 C_{D0}	0.718	樹徑係數 α_d	-291.5
孔隙率 λ	0.4	樹徑係數 β_d	-2.675
侵蝕臨界剪力 $\tau_e(\frac{\text{N}}{\text{m}^2})$	0.1	樹徑係數 γ_d	12.3
沉積臨界剪力 $\tau_d(\frac{\text{N}}{\text{m}^2})$	0.1	樹生密度參數 α_n	0.0192
侵蝕常數 $Q_{e0}(\frac{\text{kg}}{\text{m}^2 \text{s}})$	$3 * 10^{-6}$	樹生密度參數 β_n	0.1762
捕捉係數 α_η	0.224		

表 4-8 灘地邊界及植生地地形模式參數

參數	值(m)
A 斷面左側灘地邊界	20
A 斷面右側灘地邊界	34
B 斷面左側灘地邊界	23
B 斷面左側灘地邊界	30
C 斷面左側灘地邊界	27
C 斷面左側灘地邊界	32
D 斷面左側灘地邊界	23
D 斷面左側灘地邊界	34
樹寬(tree width)	1
樹高(tree height)	3
樹間距(interval)	1

模擬結果分析

本研究中，進行了四個斷面的地形模擬，記錄了從 2007 年 3 月 1 日到 10 月 8 日的地形高程數據。不同斷面的模型設定包括地形、灘地邊界、坡度和驗證地形等參數。水位資料和泥砂邊界等水文和泥砂參數保持相同。在模擬開始前先輸入斷面編號以進行斷面模擬，並輸出地形、剪力、流速、判定係數等參數。

Shih and Cheng(2022)的研究結果，顯示灘地高程的演化反應了過度淤積現象。由於紅樹林在灘地上具有阻礙水流的作用，當存在紅樹林時，整體斷面的通水面積會受到阻礙而下降。

因此，本研究中引入了兩種修正方法。首先是對初始地形的修正，由於現場量測可能存在誤差，或者灘地上可能有石頭或底棲生物挖坑，為了進行預測，本文使用內插地形的方法將灘地轉化為較平滑的擬合地形。對於溝地，由於量測點較少，因此使用多次內插的方式以擴增溝地點位，目的是使溝地形貌較為平滑，以避免因內插點位過少而導致模擬結果失真的情況。其次是建立灘地植生地形，修正過度預測的流量值，並設定灘地和溝地之間的邊界條件，以區分有無植生下水理模式的差異，同時考慮灘地和溝地的泥砂沉積條件，以處理灘地過度預測的問題。

斷面模擬 5306 小時，約 221 天的短時間尺度情境，並帶入現地量測的泥砂初始條件、水位資料及地形驗證資料。根據斷面模擬結果圖 4-31 到圖 4-34，觀察在引入植生地形和斷面初始條件修正後，可觀察到灘地過度淤積的預測情況得到明顯的改善，且對於溝地模擬的準確性影響不大。在適當的泥砂邊界條件設置下，能夠反映溝地在該期間的斷面高程變化。需要注意的是，模型對於側向斷面形狀的反應程度有限，儘管能夠反映現場高程變化，但由於現場量測和模型剪力計算的限制，對於側向泥砂沉積和侵蝕狀況無法完全預測。

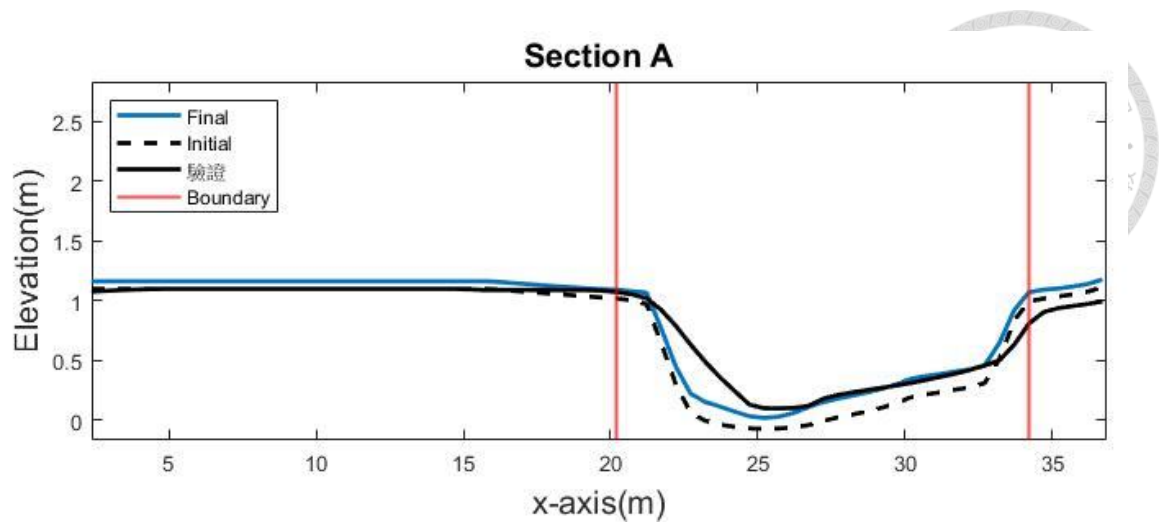


圖 4-31 斷面 A 模擬結果圖

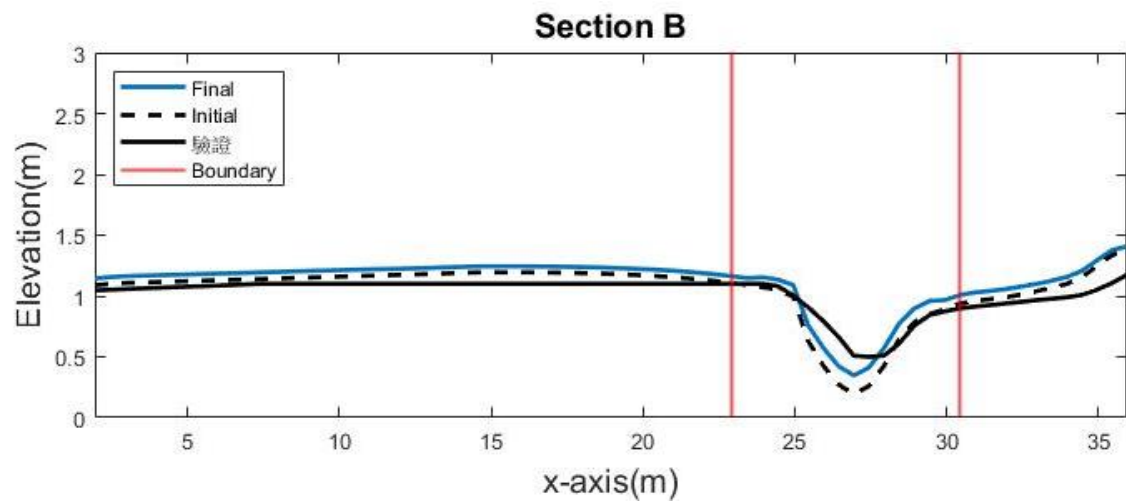


圖 4-32 斷面 B 模擬結果圖

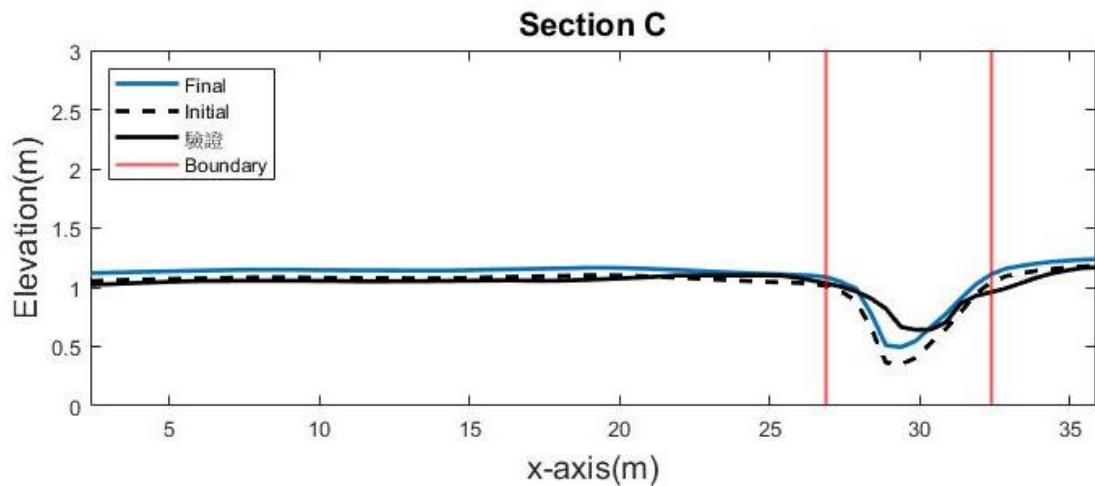


圖 4- 33 斷面 C 模擬結果圖

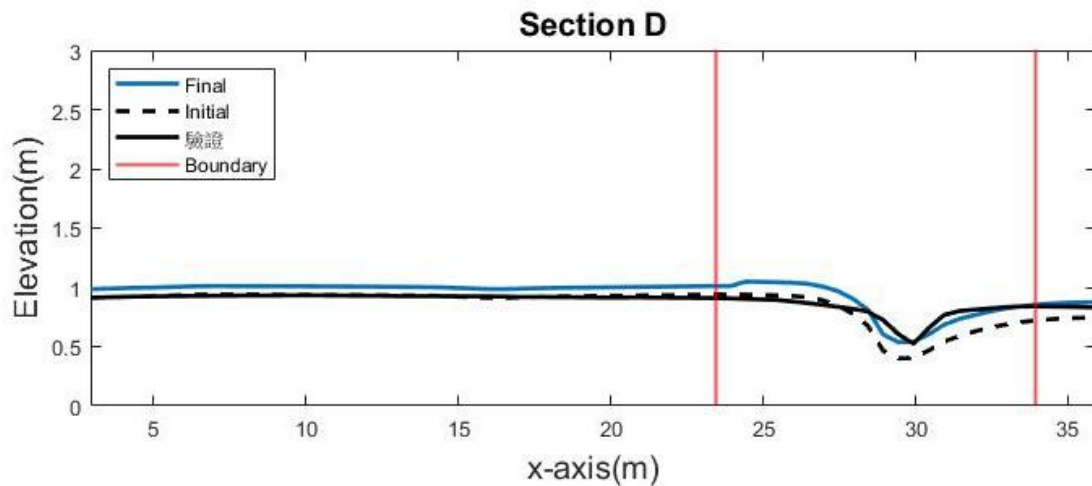


圖 4- 34 斷面 D 模擬結果圖

根據斷面模擬的高程結果，可進一步計算每個斷面的平均每小時沉積和侵蝕高程。在圖 4-35 中的 A 斷面平均沉積和侵蝕高度示意圖中，可以觀察到在 A 斷面的溝地區域約在距離 25 公尺處發生了侵蝕現象，而灘地區域則幾乎沒有發生侵蝕。相比於其他斷面的結果，圖 4-36、圖 4-37、圖 4-38，B 至 D 斷面的溝地幾乎沒有發生侵蝕的現象。這可以推測是因為 A 斷面相對於其他斷面來說更寬且更深，整體通水斷面積也更大。在相同的植被、泥砂和水位條件下，A 斷面的剪力值更大，足以超過臨界剪力值，從而引發侵蝕。此外，A 斷面位於上游位置，

承受著更強的水流衝擊，因此泥砂淤積較少且侵蝕較多，這也可以解釋 A 斷面較寬且較深的現象。

此外，圖 4-38 中的 D 斷面平均沉積和侵蝕高度示意圖，顯示由於初始地形在灘地和溝地之間的高差不明顯，D 斷面右側的灘地和溝地的沉積高度相差不大。可以預測 D 斷面將是最早淤平的斷面，也就是潮溝消失的位置。表 4-9 為斷面時測高程資料和模擬資料所比對下的 R-square 值，在 A 斷面的模擬值達到最高值，而 C 斷面模擬偏差較多，主要是對於溝渠側向形貌，無法有效預測反應側邊侵蝕現象。

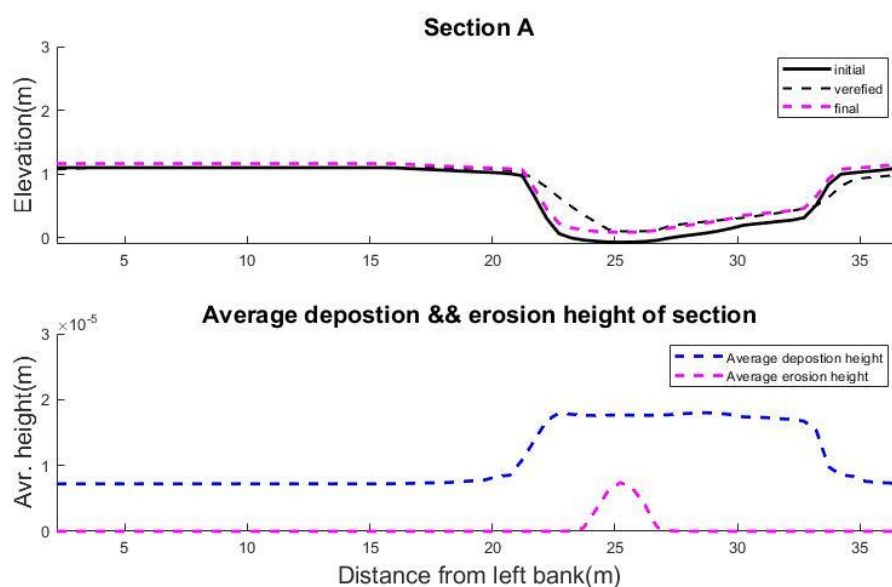


圖 4-35 模擬平均沉積&侵蝕高度-斷面 A

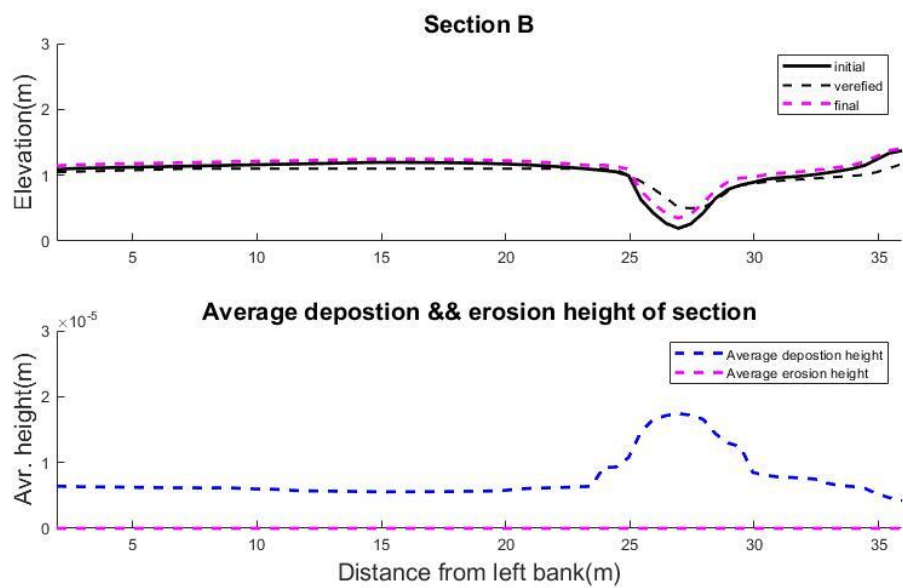


圖 4- 36 模擬平均沉積&侵蝕高度-斷面 B

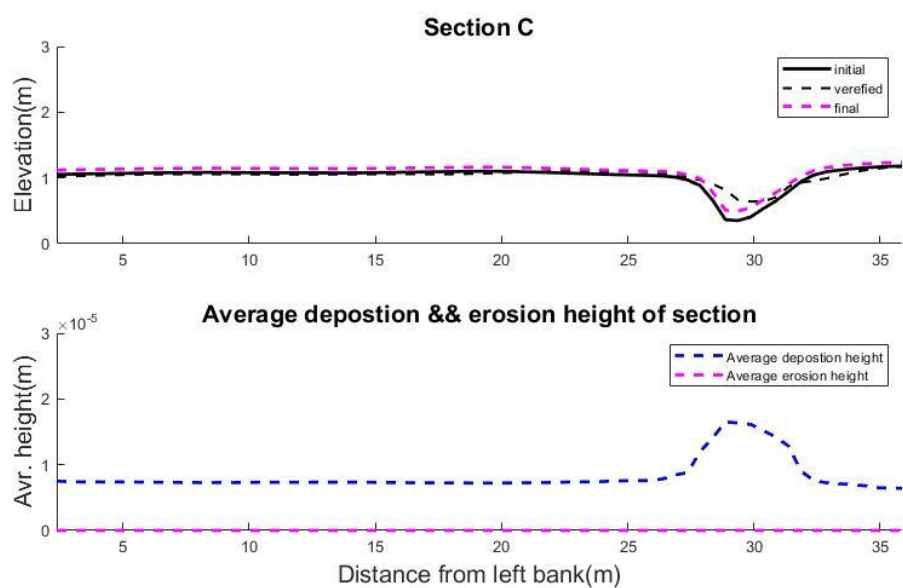


圖 4- 37 模擬平均沉積&侵蝕高度-斷面 C

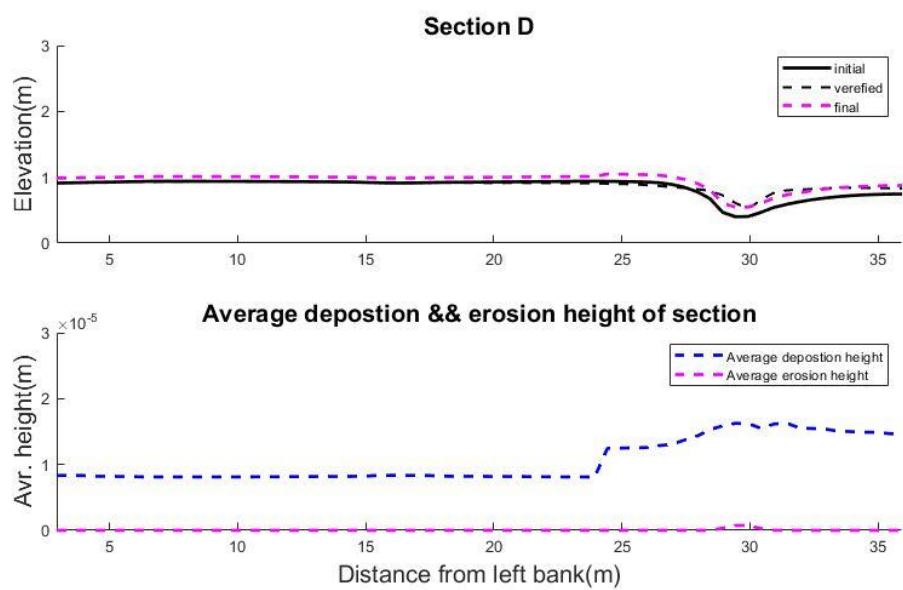


圖 4- 38 模擬平均沉積&侵蝕高度-斷面 D

表 4- 9 地表高程模擬及驗證資料 R-square 值

	A	B	C	D
R-square	0.9486	0.9158	0.8724	0.9353

4.3 敏感度分析

溝形貌陡峭度分析

在 4.2.2 小節中提到，在存在植生條件下，潮溝形貌發生變化，其中植生存在的案例中潮溝呈現較窄的形狀。故本文選定了圖 4-39 中左側邊界到中央最深處的範圍，以測試橫截面的側向斜率變化。由於理想的演化橫截面呈對稱形態，因此僅需針對一半的橫截面進行測試即可。在圖 4-40，使用條形圖(bar chart)繪製了在 $t=0$ 至 70 年期間，有植生與無植生情況下斜率值的變化。觀察到在 $t=0$ 至 20 年期間，潮灘平台上尚未出現植生，且演化處於初始階段，沒有明顯的溝地侵蝕現象，因此斜率值分布非常小，接近於零。然而，在中期和後期演化階段，可以觀察到有植生情況下，潮溝邊界附近的斜率比無植生情況下更加陡峭，因此點之間的斜率值也呈現更大的負值趨勢。

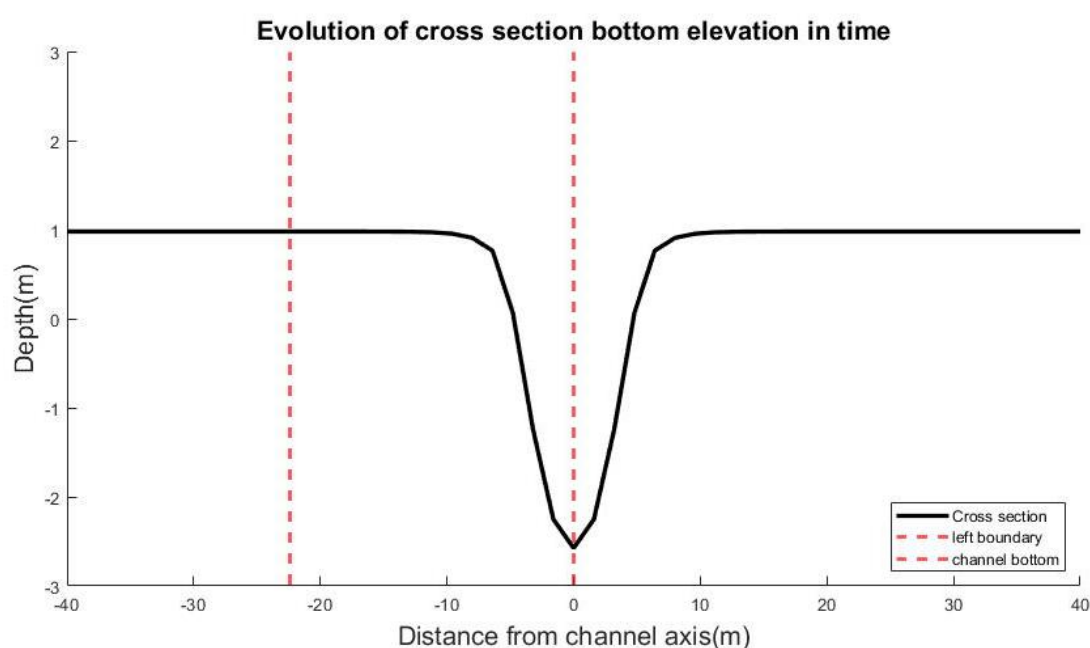


圖 4-39 灘地、溝地選定點示意圖

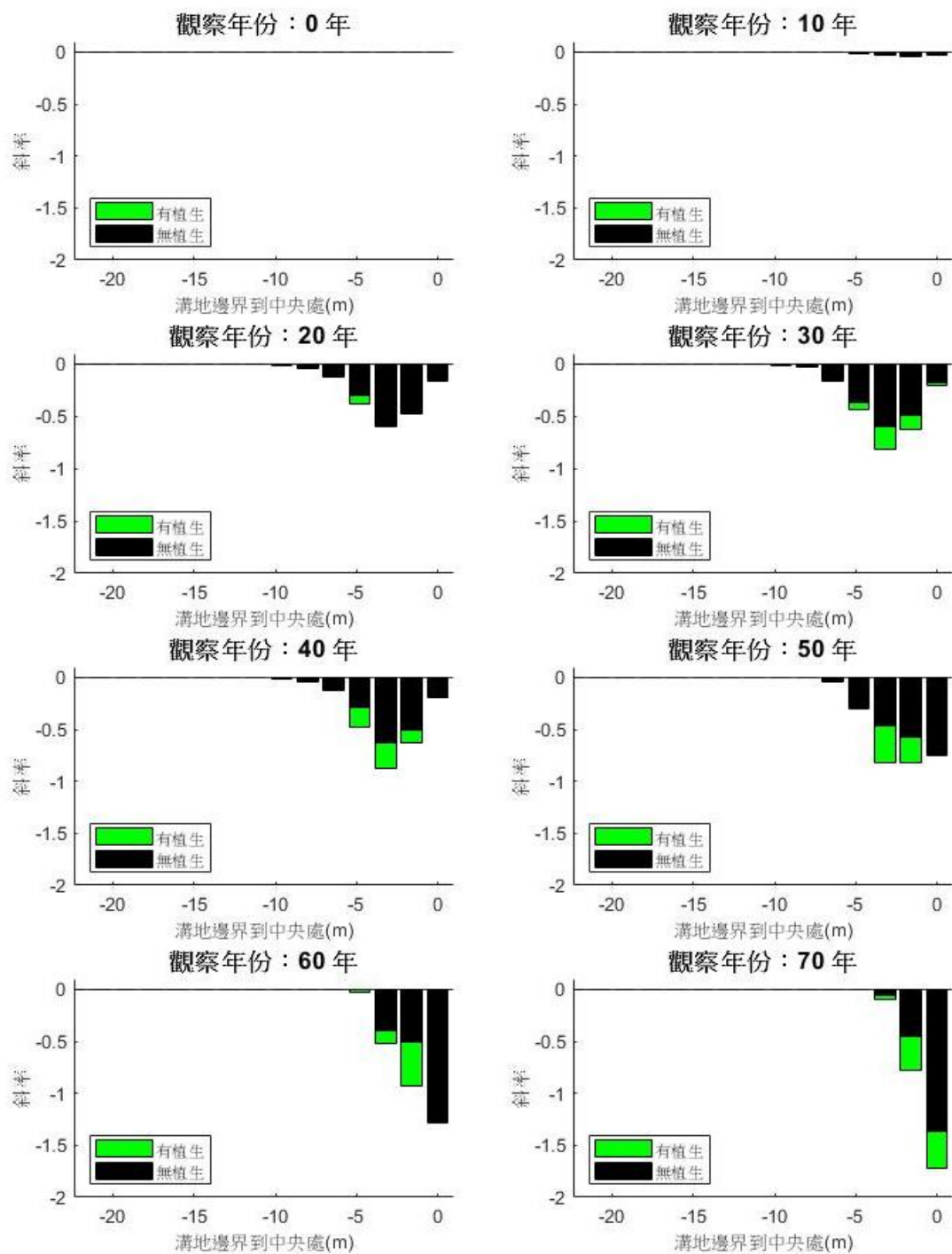


圖 4-40 有植生與無植生情況下斜率值的變化

灘地、溝地平均流速比較

在 3.2.1 水動力模式中，針對灘地和溝地的流速進行了計算，並根據生物量的存在與否，制定了不同的方程式。目的是為了反映灘地中植生存在時的能量減少現象，以及水流匯集至潮溝的情況。選擇了圖 4-39 中的相同潮灘和潮溝位置，分析了隨著時間的變化，溝地和灘地流速的差異，如圖 4-41 所示。其中，可以觀察到自從潮溝開始沖刷，逐漸形成完整的溝渠後，灘地和溝地的流速差異變得越來越明顯，而溝地的流速優於灘地的趨勢也逐漸增強，這是由於灘地的沉積速率較快，且受到植生的影響，使得灘地的流速變得緩慢，進而導致水流量向溝地匯集，從而增加了溝地的流速。

此外，在後期演化階段相對於中期可觀察到溝地的流速變得較慢。圖 4-42 顯示了整個斷面在不同年份下平均流速的變化值。在 3.2.1 小節中，本文根據植生浸淹頻率的現地數據，計算出紅樹林植生適合生長的高度範圍，並將其應用於理想模式中進行模擬，以試圖重現斷面演化過程中植生的出現和消失。因此，在起始時間 ($t=0\sim 20$ 年) 的流速變化中，可發現整個斷面的平均流速都較高，這是由於植生尚未在潮灘上出現，因此沒有生物量差異對流速造成影響的邊界存在。

從圖中可以觀察到流速在中期之後呈現遞減趨勢，這反映了溝地的流速下降和泥砂的沉降效應，從而使潮溝開始回淤。而後期的流速則呈現上升的趨勢，但在溝地最中央處，兩側的流速都減小至極小的值。這可能是因為流量值接近飽和，且受影響的點位很少，導致流量分配到很少的點位，使得能量坡度的迭代過程需要增加其值。雖然後期的變化對溝地形貌的沉積和侵蝕影響很小，但仍然導致流速和剪力的略微高估，以及沉積量的低估情況。

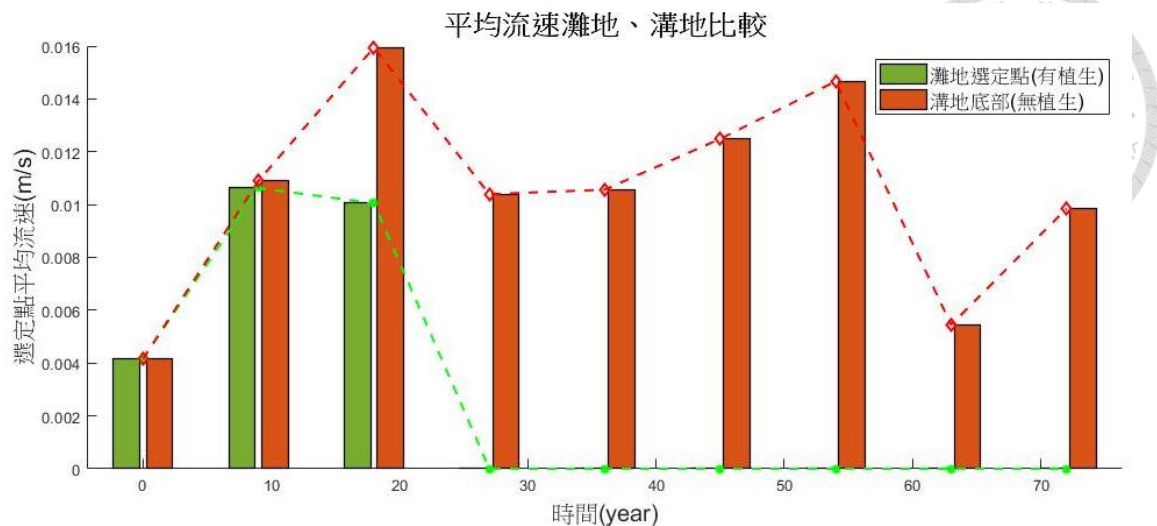


圖 4- 41 溝地和灘地流速隨時間差異比較

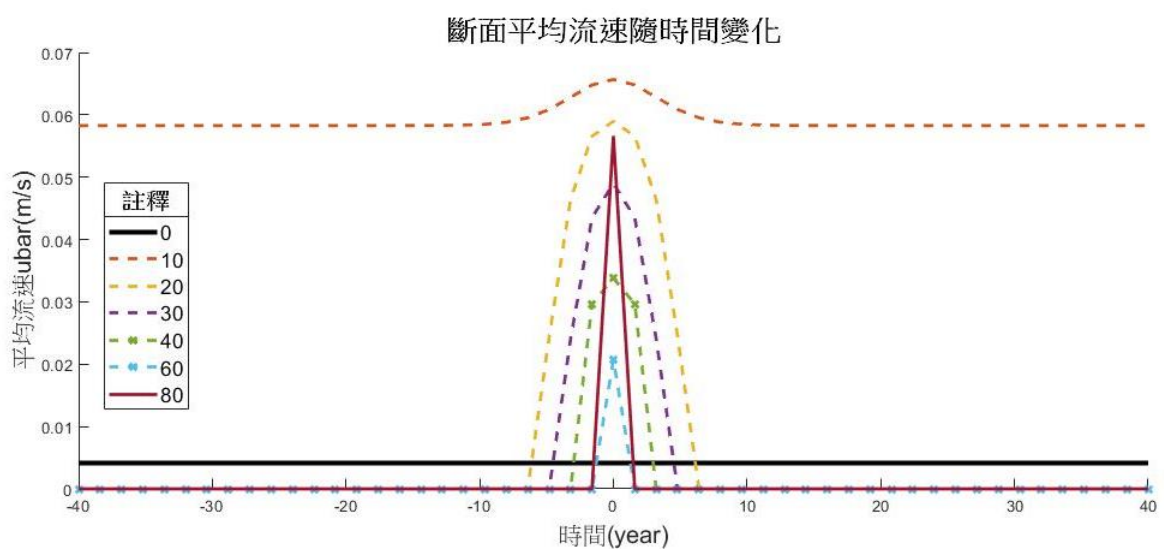


圖 4- 42 溝地和灘地流速的空間差異比較

潮溝深度、寬度分析

根據以 10 年為單位觀察潮溝深度和寬度變化的結果，圖 4-43 和圖 4-44 分別展示了有植生情況和無植生情況下深度和寬度的變化，其中深度和寬度以綠色長條表示有植生情況，橘色長條表示無植生情況。觀察到在有植生和無植生的條件下，潮溝深度和寬度變化的趨勢相似。然而，在有植生的情況下，潮溝深度的演化速度更快，並且差異隨著時間的推移逐漸增大，直到接近飽和後才趨於緩慢。

相比之下，無植生情況下的潮溝寬度相對較寬，這與之前提到的植生存在於潮灘平台上時潮溝形態演化趨向變窄的觀察結果相符合。根據 D'Alpaos et al.(1990)的研究，植生的存在會增加潮灘的沉積速率，並增加平台的粗糙度，使水流集中於潮溝中，從而導致潮溝相對於無植生情況下的演化速度更快。此模式的結果與該觀點一致，不違背其理論基礎。

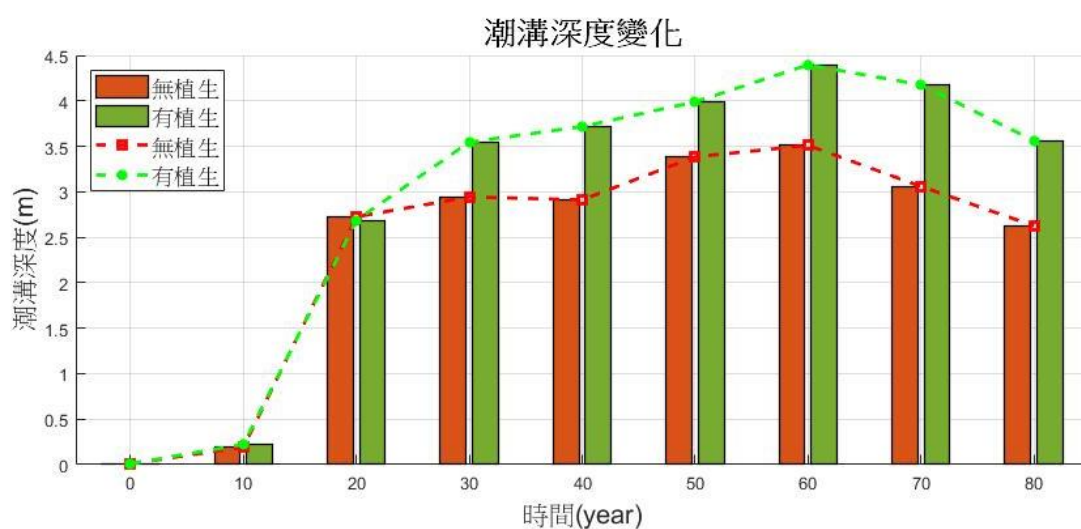


圖 4-43 斷面深度變化圖

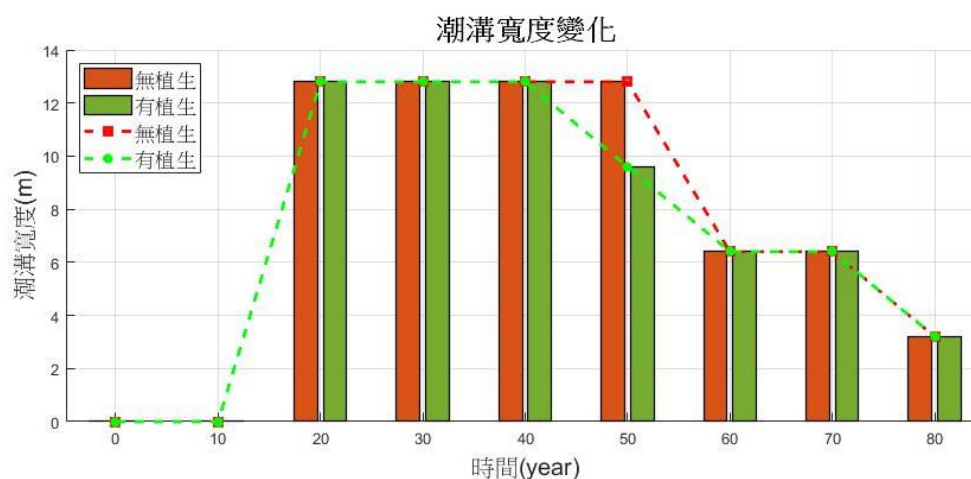


圖 4-44 斷面寬度變化圖

圖 4-45 將所計算得到潮溝長寬值和過去文獻現地資料做比對，參考 Garofalo (1980)互花米草(*spartina*)沼澤地位於新澤西(New Jersey)及 Leopold et al. (1993)舊

金山灣在地物種，計算得到的結果顯示，隨著河道兩側植生覆蓋後，河道寬度及深度不斷減小，根據 Marani et al., (2002)，在河流或潮汐環境當中，河道長度和河道寬度比例大約保持恆定，且河道的寬度深度比值對產生和發展彎曲的侵蝕機制有重要影響；透過計算結果表示一種演化趨勢，如圖 4- 46 所示，於河道發展的初期階段，整體斷面流量值仍處在流量值的高峰期，即灘地還沒有植生存在情況，水流能通過的斷面積仍很大。

在演化初期時，在潮溝尚未發展，因此所計算出的寬度-長度比值仍然為零，是由於潮溝沒有寬度，而潮溝拓寬機制先於潮溝下刷發生，因此造成 $t=10$ 年時寬度、長度比變大的情況，然而在此之後；而在在由侵蝕作用所主導的過程可以發現，潮溝下刷速度快速，平衡寬度使比值下降，且隨時間變化，流量值呈現急速下降狀態，是由於紅樹林在灘地上造成的影響，到後期潮溝寬度、長度比值也呈現穩定的狀態，此時可觀察到，流量值很小，不會出現太大的變動。

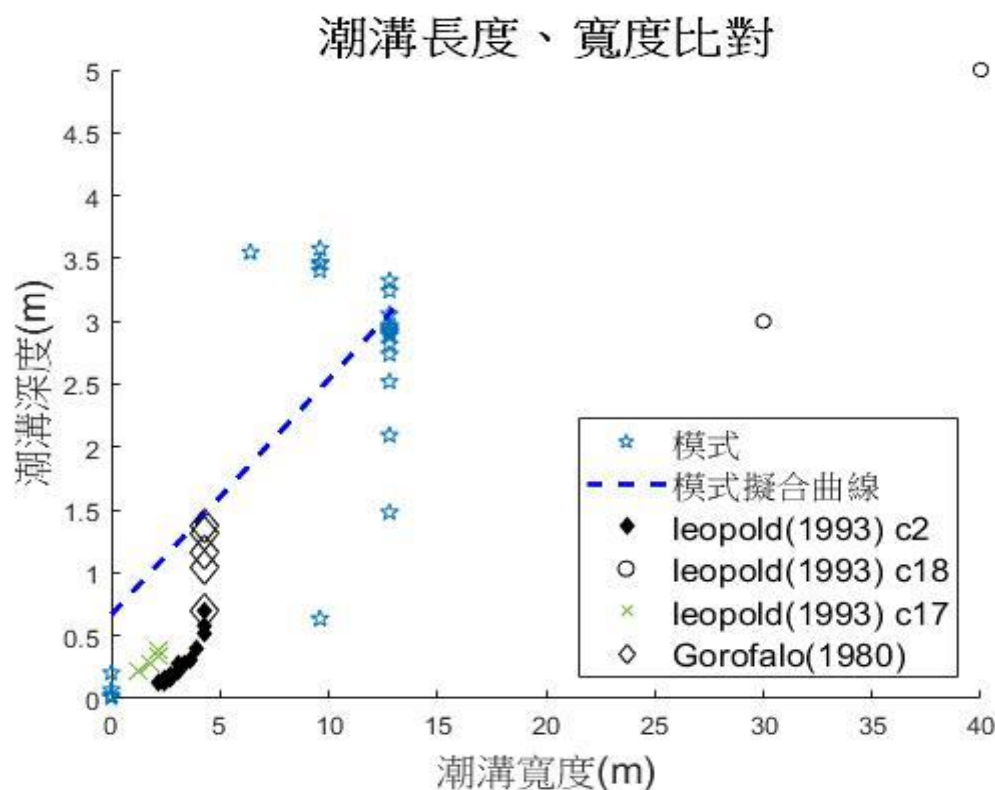


圖 4- 45 潮溝長、寬模擬與文獻比對結果(Garofalo, 1980; Leopold et al., 1993)

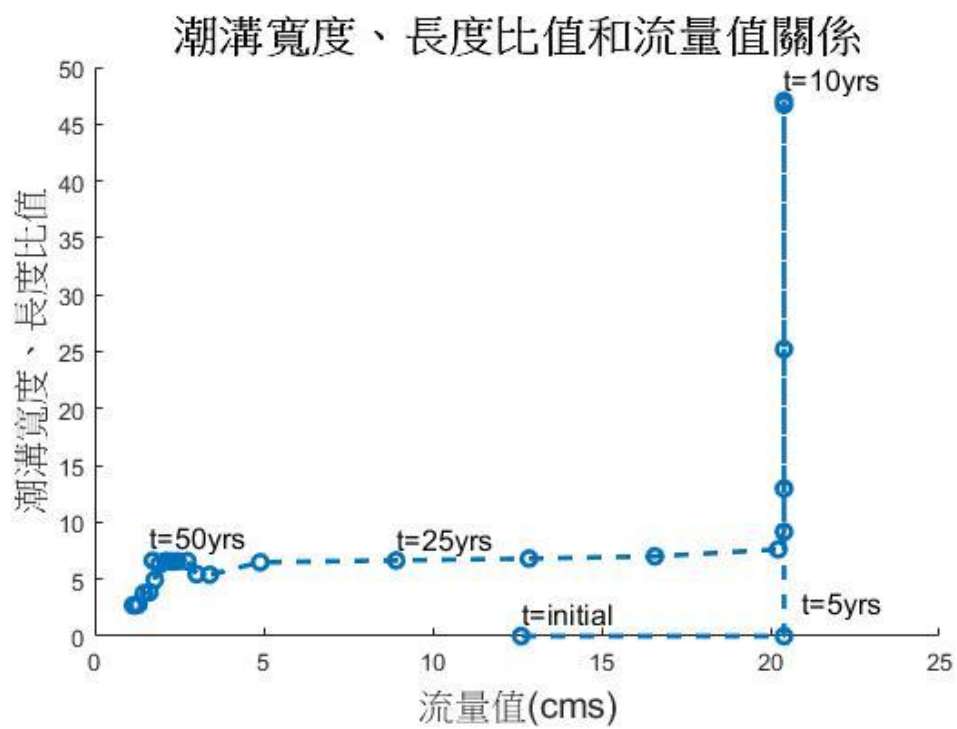


圖 4- 46 潮溝寬-深比河流量變化關係

第五章 結論與建議



本研究開發一套垂直二維潮灘潮溝形貌模式，旨在研究長時間尺度下，紅樹林潮灘地與潮溝交互作用下地貌演化過程，有別於 Shih and Cheng(2022)、Diplas(1990)所開發之模式，本文建立灘地植生、修正底床剪力、泥砂濃度邊界條件、生物量邊界等參數，使泥砂濃度之評估更貼近實際情況。

模擬及分析結果顯示，模式有能力反應長期潮汐網路中潮溝發育不同階段特徵，初期階段下切口因突破臨界剪應力而開始下刷；進入中期階段潮溝下刷、拓寬機制削弱，此時期主要維持穩定的潮溝形狀；到末期時潮溝回淤作用明顯，並觀察到束縮現象，是由於灘地、溝地在趨於飽和之流量狀態所致，此結果表明模式能夠反應潮溝演化過程之水理特徵及植生所造成之泥砂通量變化。

本研究分析有無植生情況下，潮溝及潮灘高程變化之差異性，觀察到灘地植生在高程變化的兩種矛盾現象，其一為植生阻礙灘地流動，造成斷面總流量值下降，因此剪力、流速下降，造成沉積作用減少；再來是植生捕獲泥砂及有機物之能力，造成灘地沉積速率增加，透過觀察不同時期底部高程變化，可瞭解不同時期灘地高程變化情形，初期植生尚未出現，因此灘地、溝地高程變化並無差異，中期由於植生出現，造成灘地沉積速率大幅增加，使整體流量、流速值下降，而末期灘地已高程已達最大值，斷面流速值趨近零，溝地也逐漸慢慢回淤，最終近乎飽和。

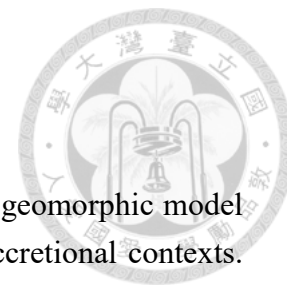
此外，本研究進行兩種驗證方式，首先對 Freeman et al.(2000)植生數據進行水面線驗證，並於斷面上建立等效之植生阻礙物，以擬似三維模式模擬植生能量坡度變化之差異，在植生面積固定情況下，設定 $OBS=16$ 能夠得到模擬水面線最佳 R-square 值，藉以驗證模式於水動力模式下準確性；再來，是對社子島 4 個斷面(A-D)於 2007 年紀錄之高程變化進行驗證，結果顯示在泥砂、生物量邊界的界定下，灘地過度淤積情況得到良好改善，並在通水面積較大的 A 斷面觀察到侵蝕現象，此結果符合模式先前觀察到，流量大之情況使得剪力值得以突破臨界剪

力，進而造成侵蝕現象。本文最後討論於潮溝、潮灘形貌演變過程中，有無植生下潮溝形貌變化之差異，結果顯示，在有植生情況下，潮溝深度更深且潮溝寬度更窄。再進一步分析灘地和溝地流速變化差異，發現灘地流速比潮溝更緩慢，是由於植生阻力影響造成。

本文分析植生存在與否對於紅樹林生態域中潮溝、潮灘形貌變化之差異，再次證明植生是主要濕地水理、泥砂特徵時空間變異的主要變因之一。而近年來由於紅樹林過度擴張，使得灘地過度淤積，影響通洪面積，進而造成底棲生物、候鳥覓食、生存環境改變，希望能透過適度疏伐，改善紅樹林之淤積情形。其中，可透過本研究控制植生變因，模擬不同植生數量、沿岸植生疏伐或是植生密度變化的情況，透過結果觀察不論是疏伐或者是復育紅樹林所造成的潮溝、潮灘沖淤情形，有助於改善紅樹林濕地對植生管理決策之幫助。

本研究水動力模式，透過連續方程式及動量方程式得到能量坡度之粗估值，並未考慮側向水流所造成之側向侵蝕、淤積作用，因此在短時間尺度下，斷面之側向侵蝕形貌改變無法完全反應，建議後續研究可納入此側向效應，較能完整評估潮流變化造成之流速、侵蝕、沉積變化。另外，針對模式在長時間尺度下模擬，後期階段時，會因為水位下內插點位過少，而造成能量分配過大情況，因此無法重現淤積至完全平地的情況，因此日後研究可針對能量坡度過大情況進行改善，使得模式能正確反應後期流速、流量、剪力近乎零且地形飽和之情況。再者，模式可針對現地紅樹林疏伐之案例，透過模式中灘地植生之建置，導入紅樹林棵樹、密度變化，並觀察和現地資料差異，或是模擬現地疏伐後未來可能發生泥砂淤積、沖刷情況。

參考文獻



Belliard J. P.;Toffolon M.;Carniello L.;D'Alpaos A. (2015). An ecogeomorphic model of tidal channel initiation and elaboration in progressive marsh accretional contexts. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 120(6), 1040-1064.

Boon J. D. (1975). Tidal Discharge Asymmetry in a Salt Marsh Drainage System. *Limnology and Oceanography*, 20(1), 71-80.

D'Alpaos A.;Lanzoni S.;Mudd S. M.;Fagherazzi S. (1990). Modeling the influence of hydroperiod and vegetation on the cross-sectional formation of tidal channels. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 69(3-4), 311-324.

Diplas P. (1990). Characteristics of Self-Formed Straight Channels. *Journal of Hydraulic Engineering*, 116(5), 707-728.

Einstein H. A.;Krone R. B. (1962). Experiments to determine modes of cohesive sediment transport in salt water. *Journal of Geophysical Research*, 67(4), 1451-1461.

Engelund F. (1966). Hydraulic resistance of alluvial streams. *Journal of the Hydraulics Division*, 92(2), 315-326.

Fagherazzi S.;Furbish D. J. (2001). On the shape and widening of salt marsh creeks. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C1), 991-1003.

Faunce C. H.;Serafy J. E. (2006). Mangroves as fish habitat: 50 years of field studies. *Marine Ecology Progress Series*, 318, 1-18.

Freeman G. E.;Rahmeyer W. H.;Copeland R. R. (2000). *Determination of Resistance Due to Shrubs and Woody Vegetation*: US Army Corps of Engineers

French J. R.;Clifford N. J.;Spencer T. (1993). *High frequency flow and suspended sediment measurements in a tidal wetland channel*: Wiley

Garofalo D. (1980). The influence of wetland vegetation on tidal stream channel migration and morphology. *Estuaries*, 3(4), 258-270.

Kandiah A.;Arulanandan K. (1974). *Hydraulic erosion of cohesive soils*: University of California,Davis.60-68

Lanzoni S.;Seminara G. (1998). On tide propagation in convergent estuaries. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C13), 30793-30812.

Leopold L. B.;Collins J. N.;Collins L. M. (1993). Hydrology of some tidal channels in estuarine marshland near San Francisco. *CATENA*, 20(5), 469-493.

Lin H. J.;Shih S. S. (2015). Impacts and mitigation on the downstream ecosystems by the operation of flood control and sediment effluent of the Shimen Reservoir. *Water Resources Agency press, Taipei City, Taiwan*.

Lundgren H.;Jonsson I. G. (1964). Shear and Velocity Distribution in Shallow Channels. *Journal of the Hydraulics Division*, 90(1). 1-21.

Mudd S. M.;Fagherazzi S.;Morris J. T.;Furbish D. J. (2004). Flow, Sedimentation, and Biomass Production on a Vegetated Salt Marsh in South Carolina: Toward a Predictive Model of Marsh Morphologic and Ecologic Evolution. *The Ecogeomorphology of Tidal Marshes*, 59. 165-188.

Mynett A.;Baptist M.;Babovic V.;Keijzer M. (2007). On inducing equations for vegetation resistance. *Journal of Hydraulic Research*, 45, 435-450.

Nagelkerken I.;Blaber S. J. M.;Bouillon S.;Green P.;Haywood M.;Kirton L. G.;Meynecke J. O.;Pawlik J.;Penrose H. M.;Sasekumar A.;Somerfield P. J. (2008). The habitat function of mangroves for terrestrial and marine fauna: A review. *Aquatic Botany*, 89(2), 155-185.

Nepf H. M. (1999). Drag, turbulence, and diffusion in flow through emergent vegetation. *Water Resources Research*, 35, 479-489.

Palmer M. R.;Nepf H. M.;Pettersson T. J. R.;Ackerman J. D. (2004). Observations of particle capture on a cylindrical collector: Implications for particle accumulation and removal in aquatic systems. *Limnology and Oceanography*, 49(1), 76-85.

Pizzuto J. E. (1990). Numerical simulation of gravel river widening. *Water Resources Research*, 26(9), 1971-1980.

Press W. H.;Teukolsky S. A.;Vetterling W. T.;Flannery B. P. (2007). *Numerical Recipes: The Art of Scientific Computing* (3rd ed. Vol. 2.4): Cambridge University Press

Pritchard D.;Hogg A. J. (2003). Cross-shore sediment transport and the equilibrium morphology of mudflats under tidal currents. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C10). 11-1-1-15.

Randerson P. F. (1979). *A simulation model of salt-marsh development and plant ecology*. Saxon House.48-67

Shih S. S. (2020). Spatial Habitat Suitability Models of Mangroves with *Kandelia obovata*. *forest*, 11(4). 477.

Shih S. S.;Cheng T. Y. (2022). Geomorphological dynamics of tidal channels and flats in mangrove swamps. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 265. 107704.

Shih S. S.;Hwang G. W.;Hsieh H. L.;Chen C. P.;Chen Y. C. (2015). Geomorphologic dynamics and maintenance following mudflat, creek and pond formation in an estuarine mangrove wetland. *Ecological Engineering*, 82, 590-595.

Shih S. S.;Yang S. C.;Hwang G. W.;Adams J. B.;Lee H. Y.;Chen C. P. (2013). The salinity gradient influences on the inundation tolerance thresholds of mangrove forests. *Ecological Engineering*, 51, 59-65.

Temmerman S.;Bouma T. J.;Koppel J. V. d.;Wal D. V. d.;Vries M. B. D.;Herman P. M. J. (2007). Vegetation causes channel erosion in a tidal landscape. 35(7). 631-634.

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. (碩士論文—土木工程學類). 國立臺灣大學, 台北市.