

國立臺灣大學工學院應用力學研究所



碩士論文

Institute of Applied Mechanics

College of Engineering

National Taiwan University

Master Thesis

淡水河河口波浪潮汐所引起之漂沙三維數值模擬

Three-dimensional simulation of wave-tide sediment transport
in Danshui River

呂岱華

Dai-Hua Lu

指導教授：周逸儒 博士

Advisor: Yi-Ju Chou, Ph.D.

中華民國 106 年 07 月

July 2017

致謝




碩士班兩年時間一眨眼就過去了，也許人生最後的求學生涯就這樣畫下了句點。很感謝應力所在這段時間帶給我的一切，相較於兩年前剛踏入系所門口的茫然，現在所有的一切都變得這麼熟悉。

兩年來非常感謝我的指導教授 周逸儒老師，雖然每次跟老師討論完都超級崩潰，不過就是因為老師的嚴厲，才能鞭策我們在這麼短的時間裡有這麼大的成長，謝謝老師教導我們如何找出問題、正視問題與解決問題，並且教導我們思考所有問題背後所代表的意義。也非常感謝我的口試委員 戴璽恆教授與 江允智教授，針對我的論文提出很多寶貴的意見。非常感謝我的啟蒙老師 劉一中老師，非常謝謝老師的教導與啟發，讓我有機會進入應力所就讀。

謝謝研究室同學晏誠跟桓偉，那些在研究室一起崩潰與歇斯底里的日子，我們終於一起走過來了。也非常感謝研究室的學長鈐雍、毅豪跟晨晏，謝謝你們的幫忙，在我卡關的時候提供給我很棒的建議，使我的研究能夠順利進行。還要謝謝應力所 102、323、328、428 的同學們，謝謝你們平常的陪伴以及打打鬧鬧，讓我有個宣洩的窗口。

最後我最感謝我的父母以及我所有的家人，因為有你們的支持與鼓勵，讓我得以順利的完成學業。不久後，我們將離開應力所，踏入社會。希望能帶著過去所學，在未來繼續成長。

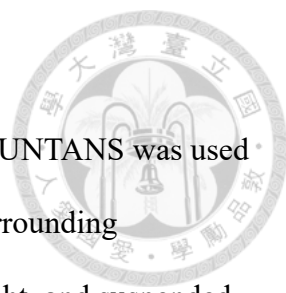
中文摘要



本研究是使用三維海洋模式 SUNTANS 結合非結構性網格來模擬淡水河下游河口及其鄰近海岸的輸砂特性。首先，將對模式進行自由液面、鹽度變化、波高變化與懸浮泥沙濃度進行驗證，再利用驗證完成之模式觀察河川中懸浮泥沙在水體之運動，並探討淡水河口及其鄰近海岸之懸浮泥沙受潮汐、波浪的影響。結果顯示，在相同潮汐與入流條件下，有考慮風浪將增加懸浮泥沙的濃度，其原因是由於在有考慮風浪的情況下，風與波浪皆會影響底床淘刷，使得較大量的底泥被懸浮至水體中。接著，在考慮三種不同風向的情況下，我們發現北風會在台北港北防波堤處有最大的懸浮泥沙量，其原因是因為波浪正交於海岸線，使的底泥有最大的懸浮量值，且由結果顯示，波浪輻射應力為使淡水河口及其沿岸產生高濃度漂沙的主要原因。

關鍵字：淡水河、SUNTANS、輸砂、潮汐、風浪、台北港

ABSTRACT



In this study, a three-dimensional unstructured-grid numerical SUNTANS was used to simulate the sediment transport at the Danshui river mouth and surrounding coastlines. To validate the model, the free surface, salinity, wave height, and suspended sediment concentration (SSC) were tested against the field data. The effects of tides and waves on sediment transport at the river mouth and surrounding coastlines were discussed using the validated model. Results showed that under the same condition of tides and inflow, SSC increases in the presence of waves. The main reason of this phenomenon were winds and radiation stresses. After considering three different wind directions, we found that north wind result in the highest SSC occurring at north jetty of the Taipei port, where the wave direction is perpendicular to the coastline, and the radiation stresses are responsible of high SSC at the river mouth and surrounding coastlines.

Keywords: Danshui River, SUNTANS, Sediment transport, Tide, Wave

目錄



| | |
|--|-----------|
| 口試委員會審定書 | # |
| 致謝 | i |
| 中文摘要 | ii |
| ABSTRACT | iii |
| 目錄 | iv |
| 圖目錄 | vi |
| 表目錄 | viii |
| Chapter 1 緒論 | 1 |
| 1.1 前言 | 1 |
| 1.2 文獻回顧 | 2 |
| 1.3 研究動機 | 5 |
| 1.4 研究方法 | 6 |
| 1.4.1 水動力模擬 | 6 |
| 1.4.2 泥沙再懸浮模擬 | 6 |
| 1.4.3 波浪模擬 | 7 |
| Chapter 2 理論與方法 | 10 |
| 2.1 水動力方程式 | 10 |
| 2.2 波浪傳輸方程式 | 11 |
| 2.3 鹽度與泥沙傳輸方程式 | 12 |
| 2.4 計算方法 | 13 |
| Chapter 3 淡水河系地形資料處理及網格生成 | 15 |
| 3.1 前言 | 15 |
| 3.2 資料處理 | 15 |
| 3.3 網格生成 | 16 |
| 3.4 參數與邊界設定 | 20 |
| Chapter 4 模式驗證與模擬結果 | 22 |

| | |
|--------------------------------|-----------|
| 4.1 自由液面驗證 | 22 |
| 4.2 鹽度驗證 | 25 |
| 4.3 波高驗證 | 27 |
| 4.4 懸浮泥沙濃度驗證 | 29 |
| Chapter 5 結果與討論 | 36 |
| 5.1 現地資料之模擬結果 | 36 |
| 5.2 不同風向之模擬結果 | 42 |
| 5.3 強烈北風之模擬結果 | 50 |
| Chapter 6 結論與未來工作 | 55 |
| 6.1 結論 | 55 |
| 6.2 未來工作 | 56 |
| REFERENCE | 1 |



圖目錄



| | |
|---|----|
| 圖 1-1 泥沙傳輸模式概要圖 | 3 |
| 圖 3-1 淡水河流域 | 15 |
| 圖 3-2 本研究所使用之整合海域地形資料點與河川大斷面資料點 | 16 |
| 圖 3-3 研究中使用的 SMS 所生成之網格 | 17 |
| 圖 3-4 研究中所使用的河道網格 | 18 |
| 圖 3-5 河口南岸港口網格 | 19 |
| 圖 3-6 本研究使用 SMS 生成之網格地形圖 | 19 |
| 圖 3-7 淡水河油車口潮汐測站位置 | 21 |
| 圖 4-1 自由液面之資料比較位置圖 | 23 |
| 圖 4-2 2010 年 7 月 1 日至 7 月 31 日的入流流量 | 23 |
| 圖 4-3 模式之計算之結果與量測資料在台北港位置比較圖 | 24 |
| 圖 4-4 模式之計算之結果與量測資料在河口位置比較圖 | 24 |
| 圖 4-5 模式之計算之結果與量測資料在土地公鼻位置比較圖 | 24 |
| 圖 4-6 鹽度入侵之資料比較位置圖 | 26 |
| 圖 4-7 竹圍紅樹林觀測站之流量 | 26 |
| 圖 4-8 模式計算之結果與量測資料在竹圍紅樹林位置的比較圖 | 27 |
| 圖 4-9 波高驗證之資料比較位置圖與風力測站位置圖 | 28 |
| 圖 4-10 波高驗證所使用的風速資料(部分) | 28 |
| 圖 4-11 波高驗證所使用的風向資料(部分) | 29 |
| 圖 4-12 模式計算之結果與量測資料台北港外的比較圖 | 29 |
| 圖 4-13 許明熙教授 於 2006 量測懸浮泥沙之位置點 | 30 |
| 圖 4-14 2003 年 06 月 25 號 低平潮與高平潮懸浮泥沙粒徑分布 | 31 |
| 圖 4-15 模擬結果河道取段示意圖 | 32 |
| 圖 4-16 6 月 25 號低平潮懸浮泥沙濃度 | 33 |
| 圖 4-17 6 月 25 號高平潮懸浮泥沙濃度 | 34 |
| 圖 4-18 2014 年 4 月 13 日至 4 月 20 日之量測資料 | 35 |

| | |
|---|----|
| 圖 4-19 模式計算之結果與量測資料比較圖 | 35 |
| 圖 5-1 河口地區懸浮泥沙濃度分析位置 | 37 |
| 圖 5-2 模式計算之有無波浪結果比較圖 | 37 |
| 圖 5-3 有無風浪的情況在河口及其鄰近海岸之懸浮泥沙模擬 | 39 |
| 圖 5-3 (續) 有無風浪的情況在河口及其鄰近海岸之懸浮泥沙模擬 | 40 |
| 圖 5-4 北風條件下懸浮泥沙濃度及分布與相對應時間點之波高情形 | 42 |
| 圖 5-5 東北風條件下懸浮泥沙濃度及分布與相對應時間點之波高情形 | 44 |
| 圖 5-6 西南風條件下懸浮泥沙濃度及分布與相對應時間點之波高情形 | 45 |
| 圖 5-7 不同風向懸浮泥沙濃度變化所選取的控制體積 | 46 |
| 圖 5-8 不同風向懸浮泥沙於控制體積內的量值 | 47 |
| 圖 5-9 不同條件下之速度與懸浮泥沙濃度及其分佈之模擬結果 | 49 |
| 圖 5-10 北風條件下的模擬結果 | 50 |
| 圖 5-10 (續) 北風條件下的模擬結果 | 51 |
| 圖 5-10 (續) 北風條件下的模擬結果 | 52 |

表目錄

| | |
|---|----|
| 表 1-1 台灣北部 15 個河川主要營力類型比較(林雪美, 1996)..... | 1 |
| 表 3-1 網格參數表..... | 20 |
| 表 4-1 自由液面在三個位置之技巧評分..... | 25 |
| 表 4-2 模式中所使用的懸浮泥沙底床沖刷參數..... | 32 |
| 表 4-3 模式中所使用的懸浮泥沙參數..... | 31 |
| 表 6-1 淡水河車油口潮汐統計年報..... | 57 |
| 表 6-2 台北港第三港埠的潮汐統計年報..... | 57 |



Chapter 1 緒論



1.1 前言

淡水河是由大漢溪、新店溪與基隆河所匯聚而成的台灣第三大河，僅次於高屏溪與濁水溪，其主河道長 158.7 公里，流域面積 2726 平方公里，是為北部第一大河亦是最長的感潮河川。淡水河源自雪霸國家公園，向北流至淡水油車口進入台灣海峽，其穩定的流速與廣大的河面與台北盆地的人口成長、社會變遷和經濟發展有著密不可分的關係。河口是河川與海洋的交會點，其上下承接兩種不同性質的環境。河口之流況極為複雜，須同時考量上游之河川流量，下游的潮汐、波浪、風場、漂砂等，根據林美雪 (1996) 所分析台灣北部 15 個河口主要營力類型比較 (表 1-1)，可知淡水河屬於中混合型河川，即在探討淡水河口之水理機制時需同時考慮風浪、河川流量及潮汐之影響。

| 主要營力 | | 依平均河海能量分類 | 依最大河海能量分類 |
|-------|-------|---------------------|---------------------------------|
| 風浪營力型 | | - | 南澳溪、新城溪、蘭陽溪、得子口溪、雙溪、淡水河、南崁溪、老街溪 |
| 逕流營力型 | | 新城溪、蘭陽溪、得子口溪、雙溪 | - |
| 潮汐營力型 | | 鳳山溪、頭前溪、中港溪、後龍溪、西湖溪 | 社子溪、鳳山溪、頭前溪、中港溪、後龍溪、大安溪 |
| 混合營力型 | 中混合型 | 淡水河 | - |
| | 低混合型 | 南澳溪 | - |
| | 風浪+逕流 | 南崁溪、老街溪 | - |
| | 風浪+潮汐 | 社子溪、大安溪 | - |
| | 逕流+潮汐 | - | 西湖溪 |

表 1-1 台灣北部 15 個河川主要營力類型比較(林雪美，1996)

台灣北部的海岸地質以淡水河為分界點，淡水河以南為砂質地形，以北為峽灣地形。淡水河南北兩岸長期受到波浪、潮汐、季風及沿岸漂沙的影響，其中漂

沙是改變海岸地形，造成河口、海岸侵蝕與淤積的最主要原因。人工建構物會影響其下游河口或其周圍環境，特別是對砂質地形。石門水庫興建前，淡水河充分輸砂，河口地區海岸線呈現沖淤平衡的狀態，海岸地貌無太大改變。至民國 53 年與民國 75 年，石門水庫與翡翠水庫陸續完工後，河川上游的水庫阻攔大量泥沙，造成泥沙供需失衡，淡水河南岸海岸線向後退縮，八里地區海岸線平均退縮近 300 公尺。民國 87 年台北港陸續完工後，台北港北防波堤的淤沙提供了沙源，台灣冬季強烈的東北季風將泥沙帶至河口淤積，淡水河南岸逐漸由侵蝕轉為淤積。

本研究根據既有的地形資料與實際量測到的流量、潮汐、風場資料做結合，探討淡水河在台北港興建後，波浪與潮汐所引起之漂沙對淡水河口沖淤情形的影響。

1.2 文獻回顧

河口地區位於河流與海洋的交界處，其水動力行為同時受到上游河川逕流、潮汐、風場與波浪共同影響，導致河口的水動力行為非常複雜。對於河口的研究，起先，Pritchard (1952,1956) 在維吉尼亞 (Virginia) 的詹姆士河 (James River) 及舊金山灣 (Chesapeake Bay) 進行河口環流 (Estuarine Circulation) 的研究。之後，Haas (1977) 也對河口鹽度的部分進行研究，並描述大、小潮的變化對鹽度垂直分布的影響。近年來，河口研究發展快速，計算上更加入懸浮物在河口中的傳輸行為。Odd and Owen (1972) 首先發展出一維二層模式，用以模擬懸浮泥沙的傳輸行為，其模式忽略了傳輸方程式中的散度項 (dispersive term)，並使用 Parthenaides (1965) 與 Krone (1962) 所建立的侵蝕率 (erosion rate) 與沉積率 (deposition rate) 公式；O'Connor (1971) 首先結合二維垂直模式 (2-D Vertical Integrated Model) 與傳輸模式，目的是為了能夠更準確的描述流體中懸浮物的傳輸現象；Mulder and Udink (1991) 使用二維水平模式 (2-D Horizontal model) 模擬荷蘭 (The Nederland) 斯凱爾特河西部河口 (Western Scheldt estuary) 時，使用深度平均的方式並結合潮汐與波浪模式，結果指出不同侵蝕、沉積性質的底床與淺水波都會對懸浮泥沙的分佈有顯著的影響；Kuo et al. (1978) 發展出側向平均的二維垂直模式，並研究在舊金山灣 (Chesapeake Bay) 發現的最大混濁帶 (Turbidity maximum)，結果指出，鹽分入侵前端 (Head of salt intrusion) 的殘餘流 (Residual flow) 可能是產生最大混濁帶

的原因。現今，許多三維數值模擬都結合了懸浮泥沙、波浪與潮汐進行模擬。在三維輸砂模式發展上，Sheng (1986) 對三維輸砂數值模擬的問題進行了詳盡的探討 (圖 1-1)；O'Connor and Nicholson (1988) 提出全三維泥沙傳輸模式 (Fully-3D mud transport model)，模式中包含了絮凝 (Flocculation)、沉積、侵蝕、密實 (Consolidation) 等效應；現今，許多三維輸砂模式陸續被開發出來。

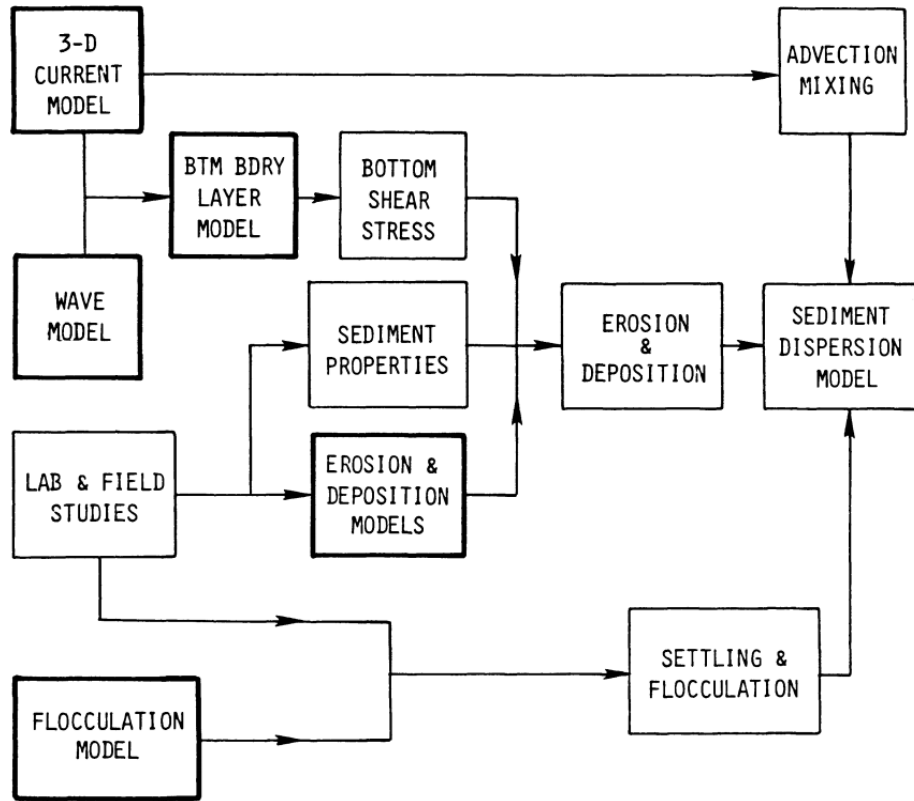


圖 1-1 泥沙傳輸模式概要圖

其他，還有許多常用於近岸河口的三維模式，例如 UnTRIM (Unstructured Tidal, Residual, Intertidal & Mudflat Model)、SELFE (Semi-implicit Euler-Lagrangian Finite Element model)、POM (Princeton Ocean Model)、ELCIRC (Eulerian-Lagrangian CIRCulation model) 等。

國內，對於淡水河的數值模擬主要在 1990 年之後，許明熙 (M.H. Hsu)、郭義雄 (Y.S. Gou) (1995,1996) 模擬河口鹽分分層及環流現象，許銘熙 (1999) 使用垂直二模式模擬淡水河的水理狀況、鹽分、河口環流及泥沙分布，文章中，使用潮汐、鹽度的量測資料與模擬使用公式中的經驗參數進行校準與比較，驗證此模式可有效的模擬淡水河的鹽度與自由液面。柳文成 (W.C. Liu) 在 2002 年使用經過

校準與驗證後的垂直二維模式，進行淡水河的懸浮泥沙模擬，並指出在潮汐平均的情況下，懸浮泥沙的分布與鹽度有關，且懸浮泥沙的最大濃度會被侷限於鹽度入侵的前端。許明熙於 2006 年發表了他們在淡水河探勘的結果，發現中興橋的懸浮泥沙濃度大多高於其他位置，且越接近河口，懸浮泥沙濃度越低，故推斷泥沙來自河道上游，而使用二維垂直模式模擬的結果，顯示最大懸浮泥沙濃度會出現在關渡的位置。柳文成 (2008) 使用三維非結構性網格數值模式 UnTRIM 對淡水河口進行模擬，UnTRIM 是由 Casulli and Zanolli (2002) 所發表出的一套三維數值模式，其以三維的納維爾史托克方程式 (Navier-Stokes equation) 為基礎，並結合溫度、鹽度的傳輸方程式，UnTRIM 在水平上使用非結構性的三角網格，在垂直方向使用長方形網格，而在紊流的處理上，使用 RANS (Reynold-Averaged Navier-Stokes equation)，波浪上使用 SWAN (Simulating WAVes Nearshore) 波浪模式，泥沙則使用 SediMorph 泥沙傳輸模式，UnTRIM 在近岸的模擬上有很好的表現，Bever and MacWilliams (2013) 使用 UnTRIM 模擬聖巴勃羅灣 (San Pablo Bay) 地區的泥沙傳輸。在柳文成 (2008) 文中先對潮汐與鹽度進行驗證，並探討風對淡水河口的影響，模擬結果可看出，鹽度分布與風向有關，在有風的情況下，鹽度分布會往風的走向移動。陳偉柏 (2010) 使用三維 SELFE model 結合非結構性網格，模擬淡水河及其鄰近海岸受風與潮汐下，河道中懸浮污染物於汙染源自河口地區的傳輸情形。首先，也是對模式進行鹽度、水位的驗證，其模式設置是將汙染源於新海橋注入大漢溪中，因為調查資料顯示，新海橋附近為汙染最為嚴重的地方。再分別比較高、低流量與風的影響，並發現當上游流量為低流量時，需要較長的時間來讓河道中的懸浮汙染物排出河口。在不考慮風的情況下，懸浮汙染物會隨著超潮汐的趨勢而變動，但若將風納入近來考量，則懸浮汙染物的走向會由潮汐與風的方向決定。

接著，是國內針對淡水河所做的調查研究，淡水河是台灣北部的第一大河，主導著大台北地區的經濟、社會發展，有鑑於其重要性，經濟部水利署早於民國 54 年於淡水河河道沿線設立觀測站，對淡水河進行長時間的水理資料觀測，包含流速、水位等等，並在每年對淡水河河道斷面進行量測。在懸浮汙染物與鹽度方面，自民國 58 年起，台北市政府工務局衛生下水道工程處開始對淡水河系的河川進行長期的水質觀測，以觀察淡水河系河川中的各汙染物分布與汙染物濃度變化情形。張瑞津、石再添 (1989) 對淡水河之感潮河段做了一系列的觀測與分析，其

內容為描述潮汐之演進與鹽度分布狀況，是國內針對淡水河口與其感潮河段較有系統性分析的研究。台北港興建後，自民國 89 年起，交通部運輸研究所港灣技術研究中心開始對台北港興建後的台北港海域海岸的地形變遷與研究進行一系列調查。

綜觀上述對淡水河的研究，我們可以知道，淡水河的水理情形主要受到河川逕流、潮汐、風浪與海岸建構物的影響，數值模擬方面，在 2008 年之前的研究所使用的都是二維垂直平均的數值模式，三維的數值模擬較少，但是，深度平均後之數值模式無法準確的模擬懸浮泥沙在垂直斷面上的分布情形，而且由於上述文章主要關注區域為河道段，所以沒有將波浪造成的影響考慮進去。波浪是河口地區重要的影響因子，且其在台北港興建後，對河口地區的輸沙貢獻更是不可忽略的，目前對於台北港興建後，考慮河口地區的輸沙受台北港、潮汐與波浪共同影響的數值模擬較少，且大部分皆使用特定月份的平均波高、波向為輸入資料，探討風浪、水流交互作用下的漂砂及海岸變化情形，為使研究更貼近實際情況，本研究以實際逐時量測的風場與潮汐資料作為背景，將模式進行校準、驗證後，再考慮風浪、水流、潮汐的相互作用下，探討漂沙傳遞的情形與分佈變化。

1.3 研究動機

淡水河口的地形不停地在改變，民國 48 年石門水庫興建前，因上游帶來大量泥沙，使得河口沿岸向外擴張，民國 53 年石門水庫完工後，上游輸砂減少，河口南岸海岸線後退，至民國 75 年翡翠水庫完工後，侵蝕情形越加嚴重，直至台北港興建，河口南岸海岸線才又開始向外擴張。台北港興建後的 18 年間（民國 82 年-民國 100 年），因為南岸的北防波堤造成的淤砂提供砂源，向岸風浪引起之漂砂使得河口南岸淤積，並逐漸往河道中心延伸，若河岸延伸使得通水面積較年平均值小 7% 以上，則需進行疏濬作業。河口之地形受水動力行為影響甚鉅，其水動力行為為受波浪、潮汐、河流三種營力同時主導，況且目前有關此流域的三維輸砂模擬極少，此地區各資料充足，因此我們選在感受河海動力最明顯的河口地區進行相關的研究。利用 SMS 並結合淡水河沿岸海域資料與河道大斷面資料生成網格，後利用 SUNTANS 模式模擬懸浮泥沙在淡水河口的運動，以了解隨著不同流量、潮汐、鹽度、波浪對懸浮泥沙運動造成的影響。



1.4 研究方法

1.4.1 水動力模擬

本研究使用沿岸海洋模式 SUNTANS (Fringer et al., 2006) 進行模擬，並針對 2010 年 7 月之自由液面、2000 年 11 月之鹽度資料、2015 年 11 月之波高資料以及 2003 年懸浮泥沙濃度與模擬資料進行比對與驗證，利用比對驗證後之模式在淡水河流域及河口地區進行輸砂研究。根據周 (2014) 的調查研究報告中指出，冬季為淡水河口海岸地形變化最為嚴重的季節，且 11 月為此地區淤積最強烈的月份，所以我們選定 11 月份進行為期 14 天的模擬，並使用 2015 年 11 月之潮位、風場等相關資料作為輸入條件，觀察風浪、潮汐在淡水河及其出海口地區懸浮泥沙之侵淤關係。

1.4.2 泥沙再懸浮模擬

為了能夠模擬出懸浮泥沙在真實情況下的運動，我們必須先理解河口及河川泥沙的基本特性，例如：沉積、沖刷與再懸浮等。目前已經有需多研究對於泥沙的特性做分析與討論，但由於想要現場觀測泥沙、水體與底床之真實互動情形是相當困難的，所以大多數研究都是使用水槽實驗來模擬並觀察水體與底床泥沙之間的互動關係。根據 Metha et al. (1982)，由於河口底床大部分為具有凝聚性的土壤，所以為了能使實驗更接近真實底床，他們使用高嶺土 (kaolinite) 作為底床泥沙，並設置了垂直結構不同的分層底床與均勻底床，兩種不同的底床分別進行沖刷試驗。他們以沉降後靜置的方式來設置分層底床，首先，先使用相對較大的剪應力在含有泥沙的量場中進行沖刷，再慢慢調降剪應力的數值，以至於較大的懸浮物 (floc) 會優先沉積，越小的懸浮物 (floc) 越後面才沉積，進而形成分層底床。靜置兩周後，將底床置入環狀水槽中進行實驗。實驗中他們以固定底床剪應力分別對兩種底床進行沖刷，並量測槽體中懸浮濃度隨時間變化。實驗結果顯示，當底床為分層底床時，槽體懸浮物濃度會隨著時間變化最終趨近於 0，即所謂的軟侵蝕 (Soft erosion)，而若底床為均勻底床時，槽體中懸浮濃度隨時間呈線性增加，即濃度隨時間變化為一定值，是為硬侵蝕 (Hard erosion)。自然界中，分層底床的臨界剪應力會隨沖刷深度而改變。在此實驗中，槽體中懸浮物質的濃度會隨著沖刷

時間到達穩態，意即實驗中所給定的剪應力將與臨界剪應力達到平衡並相互抵消，形成給定剪應力因與臨界剪應力平衡而無沖刷產生，且水流強度夠大以保持著槽體中懸浮物持續懸浮不產生沉積的狀態。由其實驗結果可知，當底床產生沖刷時，水流強度必須大到足以維持泥沙在水槽中懸浮，而當流場紊流強度下降後，水流無法維持泥沙持續懸浮，槽體中開始沉積，因此，沉積與沖刷是不會同時發生的。由附錄中的表格可以看出，過去大多數學者是使用 Krone(1962)提出的經驗公式並導入發生沉積時的臨界剪應力，即當底床剪應力小於臨界剪應力時，泥沙方開始沉積，但是原先 SUNTANS 模式對於泥沙傳輸是採取只要槽體底部有泥沙懸浮，即開始發生沉積，而不去考慮流場的紊流強度，但根據 Metha et al. (1982) 於實驗中得到的結果，我們亦將模式內計算底床的部分，修正為沉積與沖刷不同時發生。

1.4.3 波浪模擬

根據許泰文 (2003) 指出，一般而言，大多使用波譜法 (wave spectrum method) 與示性波法 (significant wave method) 進行波浪推算。示性波法是分析實際量測的風場與實測的示性波高並將其進行統計回歸以得到關係式，此種方法對海面波浪的運算較為方便簡單，只要將風場參數代入經驗關係式就可以得到示性波的行為。但是，由於示性波法是一風與波浪間之經驗關係式，無法得知波浪傳遞所歷經的物理行為，例如波與波之間的相對行為、碎波效應等等。波譜法則是將海面起伏視為由多個波所疊合而成的，以頻率、方向與角度來表示波的能量分布，也就是將波浪以能譜 (energy spectrum) 的形式來表示。波譜法的計算較與繁瑣耗時，但是由於波譜法的概念較符合真實海域的波浪行為，因此，波譜法較能真實的模擬實際波浪的狀況。

本研究使用波譜法進行波浪模擬，依據 Komen (1994) 整理的波浪研究發展歷程可以知道，自 1955 年 Pierson 引進波浪頻譜的概念後，便加速了波浪數值模式的發展。之後，Gelci 於 1956 年引入了波譜傳輸方程 (spectral transport equation)，但由於當時對於波浪物理機制的研究並不成熟，所以 Gelci 使用經驗公式描述波譜發展的源函數；隔年，Phillips 的共振機制 (resonance mechanism)、Miles 的剪力流假說 (Shear flow hypothesis) 與 1962 年 Klaus Hasselmann 的非線性轉換函數相繼提出之後，現在波浪模式所使用的源函數才開始逐漸確立，其中，Phillips 所提出的共振機制是將海面產生的波浪視為當風吹過海面時，其紊流特性使得海面受壓

不均勻，導致海面產生波動，但此理論僅能描述波浪的產生，卻不能解釋波浪產生後，海面的氣流與壓力場受波浪影響改變後的情形；隨後 Miles 提出的剪力流假說，正好彌補了共振機制中缺少的，波浪生成後的發展問題，Miles 假設海面上的風速以對數形式分布，當海面產生波浪後，原本在海面上的平行氣流將受到影響，並產生相對的雷諾應力 (Raynold Stress)，雷諾應力向下傳遞會造成風能的損失，而波浪亦隨時間成長。其後，共振機制結合剪力流假說成為我們現在常用風浪成長的主要理論。而此時的源函數僅包含了風應力所帶來的能量增加、白沫 (whitecapping dissipation) 效應帶來的能量消散與非線性轉換所帶來的能量消散等三種波浪物理機制。到 1973 年 JONSWAP (JOint North Sea Wave Project) 觀測計畫後發現，波與波之間的交互作用亦為波譜演變重要的一環，爾後，惠於電腦設備的進步，加速波浪模擬的發展。1985 年，SWAMP (Sea WAVE Model intercomparison Project) 計畫對各波浪數值模式，依波浪模式源函數的不同將當時波浪數值模式進行區分，定義出一、二代數值模式。第一代數值模式所使用的源函數結合風浪與白沫消散現象，但沒有考慮非線性消散的問題；第二代波浪模是則是有引入非線性作用，但卻只以簡單參數式表示。SWAMP 並針對當時各波浪模式結果進行分析探討，指出參數化波譜會限制模擬出來的波浪發展。故爾後的第三代數值模式除了可以完整描述二維波浪的物理行為，且對於頻譜發展不能夠加以限制。常見的第三代模式，如 Booij 等人發展以波浪作用力平衡方程式(Spectral wave action balance equation)為基礎的 SWAN 模式(Simulating WAVes Nearshore)跟由 WAModel development group 所主導開發以波能傳遞方程式(Spectral wave energy transport equation)為基礎的 WAM 模式(WAVE Model)。

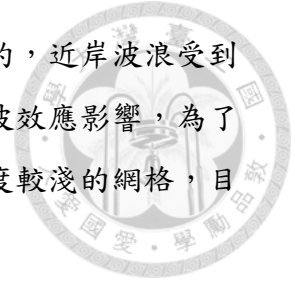
Battjes 依照波浪的各種演變機制對不同情形下的影響程度，將海域簡單區分為四種類型，分別為：

- 深水海域 (Deep Oceans)：底床效應不影響波浪行為的區域。
- 陸棚海域 (Shelf Sea)：介於深水海域與淺灘區域之間的區域。
- 淺灘區域 (Shoaling Zone)：淺化作用會影響波浪行為的區域。
- 港口區域 (Harbors)：波浪受結構物影響之區域，如港口、島嶼或礁岩。

深海波浪主要演變機制的源函數為：風應力效應、四個波波非線性消散作用、白沫消散等；而近海地區，由於波浪會感受到深度變淺與底床效應影響，使得能量消散的機制變得相當重要，故此地區的主要源函數為：底床摩擦消散、淺化作

用消散、三個波波非線性消散作用與碎波效應。

我們的研究主要關注的地方為沿岸地區，如上面所說的，近岸波浪受到底床摩擦消散、淺化作用消散、三個波波非線性消散作用與碎波效應影響，為了能增加模式中波浪對河口造成的影響，我們會多往內陸增加深度較淺的網格，目的是加強淺化作用與碎波的效應。



Chapter 2 理論與方法



2.1 水動力方程式

此研究為大陸棚地區的大尺度海洋模擬，其水平方向尺度與垂直方向尺度之級數相差大，因此我們會使用包氏近似 (Boussinesq approximation) 與靜水壓近似 (Hydrostatic approximation) 來簡化原本的水動力方程式，並結合相平均 (phase-average) 波浪的原始方程式，

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{u}\mathbf{u}) - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + R_x + \nabla_H \cdot (v_H \nabla_H u) + \frac{\partial}{\partial z} \left(v_v \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{u}\mathbf{v}) + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + R_y + \nabla_H \cdot (v_H \nabla_H v) + \frac{\partial}{\partial z} \left(v_v \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (2.2)$$

$$0 = -\frac{\partial p}{\partial z} - g(\rho_0 + \rho) \quad (2.3)$$

其中 \mathbf{u} 為水平速度向量，包含了 u 與 v ，分別為卡式座標中 x 、 y 方向的速度， p 為靜水壓 (Hydrostatic pressure)，其包括正壓 (barotropic pressure) 以及斜壓 (baroclinic pressure)， ν 為紊流黏滯係數 (eddy viscosity)，下標 H 與 V 表示水平與垂直方向， R_x 與 R_y 分別代表輻射應力 (radiation stress) 在 x 、 y 方向的散度， $f = 2\Omega \sin \phi$ 、 $b = 2\Omega \cos \phi$ ， Ω 為地球自轉之角速度， ϕ 為緯度， f 及 b 分別為柯氏力在水平以及垂直方向上的影響， g 為重力加速度， ∇_H 為水平面的梯度運算子

$$\nabla_H = \mathbf{e}_x \frac{\partial}{\partial x} + \mathbf{e}_y \frac{\partial}{\partial y} \quad (2.4)$$

假設流體為不可壓縮流，則垂直速度 w 經由連續方程式 (2.4 式) 計算而得

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = 0 \quad (2.5)$$

靜水壓可以表示為

$$p = h + r \quad (2.6)$$

其中 h 為自由液面高， r 為斜壓頭 (baroclinic pressure head)

$$r = \frac{1}{\rho_0} \int_z^h \rho \, dz \quad (2.7)$$

由密度分層所造成， ρ_0 為參考點密度， ρ 為密度之變動量， $\rho + \rho_0$ 為總密度；接著，對連續方程式(2.5)由水深 $z = -d(x, y)$ 積分至自由液面 $z = h(x, y, t)$ 可得到自由液面深度 h

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\int_{-d}^h u \, dz \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\int_{-d}^h v \, dz \right) = 0 \quad (2.8)$$

2.2 波浪傳輸方程式

在波浪頻譜法的模式中，有兩種較常使用的控制方程式，分別是波能傳輸方程式 (spectral wave energy transport equation) 與波浪作用力平衡方程式 (spectral wave action balance equation)，此兩種控制方程式的差異在於，波浪作用力平衡方程式較適合解有流場存在時的波浪場。而近岸海域流場變化較劇烈，所以波浪作用力平衡方程式較適合用於近岸海域波浪的推算上，故本研究使用波浪作用力平衡方程式，

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \nabla_H \cdot [(\mathbf{c}_g + \mathbf{u})N] + \frac{\partial c_\sigma N}{\partial \sigma} + \frac{\partial c_\theta N}{\partial \theta} = \frac{S_{tot}}{\sigma} \quad (2.9)$$

來求解波浪頻譜的問題。其中， $N(\sigma, \theta) = \frac{E(\sigma, \theta)}{\sigma}$ ，代表波浪行為密度譜 (action density spectrum)， $E(\sigma, \theta)$ 為波能密度譜 (energy density spectrum)， \mathbf{c}_g 為地理座標上的波傳速度 (propagation speed in geographic space)， \mathbf{u} 為流速 (current

velocity) , c_σ 、 c_θ 為頻率上的傳播速度 (propagation speed in frequency space) 與角度上的傳播速度 (propagation speed in theta-space)。波浪作用力平衡方程式是用來描述波浪的波譜在時間與空間傳遞時的物理機制，其中，等號左手邊依序分別代表波浪密度行為的時變項、在地理空間中的傳導項、頻率變化項與角度改變項，等號右手邊的 S_{tot} 則是在描述波浪的物理機制，其中包含波浪受風成長、碎波現象、波與波之間的交互作用、底床摩擦、白沫現象、淺化現象等等。

2.3 鹽度與泥沙傳輸方程式

泥沙的傳輸方程式為：

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{u}C) - W_s \frac{\partial C}{\partial z} = \kappa_c \nabla^2 C + \nabla_H (\kappa_H \nabla_H C) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\kappa_v \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad (2.10)$$

其中 C 為懸浮泥沙的濃度， W_s 為泥沙的沉降速度， κ_c 為泥沙的分子擴散係數， κ_H 及 κ_v 分別為水平與垂直的紊流擴散係數(turbulence diffusivity)。模式中，我們使用底床剪應力的大小作為底床沖刷機制的判斷， τ_b 為底床剪應力，底床剪應力是由波浪產生的剪應力 τ_w 與水流產生的剪應力 τ_c 結合而成的

$$\tau_b = \sqrt{\tau_c^2 + \tau_w^2 - 2\tau_c\tau_w \cos \theta_{cw}} \quad (2.11)$$

$$\tau_c = \rho_w C_D U_c^2 \quad (2.12)$$

$$\tau_w = \frac{1}{2} \rho_w f_w U_{orb}^2 \quad (2.13)$$

其中 θ_{cw} 為波浪與水流之間的夾角， C_D 為阻力係數， f_w 為波浪摩擦因子， U_c 為底床之水平速度， U_{orb} 為波浪軌跡速度， ρ_w 為水的密度。

$$C_D = \left[\frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z_1}{z_0} \right) \right]^{-2} \quad (2.14)$$

其中 κ 為馮卡曼常數(Von Karman constant)，值為 $\kappa=0.41$ ， z_0 為底床糙度， z_1 為

最底層網格之一半厚度。

$$\theta_w = \frac{1}{E_{tot}} \iint \theta E(\omega, \theta) d\omega d\theta \quad (2.15)$$

$$U_{orb}^2 = 2 \iint \frac{\omega^2}{g^2 \sinh^2 kD} E(\omega, \theta) d\omega d\theta \quad (2.16)$$



θ_w 是波傳角度與波浪能譜平均後的值，其中 ω 是波浪頻率， $E(\omega, \theta)$ 是波浪能譜， E_{tot} 是波浪總能， k 是波數， D 是水深。

另外 f_w 為近底床波浪途徑 (near-bottom wave excursion) A_b 與底床粗糙度 k_s 的關係式 (Warner et al., 2008b)

$$f_w = \begin{cases} 0.3 & \frac{A_b}{k_s} \leq 0.2 \\ \exp\left[-8.82 + 7.02\left(\frac{A_b}{k_s}\right)^{-0.078}\right] & 0.2 < \frac{A_b}{k_s} \leq 100 \\ \exp\left[-7.30 + 5.61\left(\frac{A_b}{k_s}\right)^{-0.109}\right] & 100 < \frac{A_b}{k_s} \end{cases} \quad (2.17)$$

鹽度的傳輸方程式為：

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{u}S) = \kappa_s \nabla^2 S + \nabla_H (\kappa_H \nabla_H S) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\kappa_v \frac{\partial S}{\partial z} \right) \quad (2.18)$$

其中 S 為鹽度，模式中，我們將外海域的鹽度設為 35 ppt， κ_s 為鹽的擴散係數。並假設鹽度對密度的影響為

$$\rho_{total} = \rho_w (1 + \beta S) \quad (2.19)$$

其中， β 的值設定為 $7.5 \times 10^{-4} \text{ ppt}^{-1}$ 。

2.4 計算方法

本研究使用三維非結構性網格近岸海洋模式 SUNTANS (Fringier et al., 2006) 來進行模擬，是一個可同時處理漂沙、鹽度、溫度變化並可進行平行化運算的一

個模式。SUNTNAS 包含水動力模式 (Hydrodynamics model)、漂砂模式 (Sediment Suspension model) 與 Chen et al. (2015, 2017 under reiver) 開發的波浪模式 (Wave model) 三種模式，其於水平上使用三角形的非結構性網格 (unstructured grid)，垂直上則是使用四邊形網格。使用三角網格的好處是，可模擬河道與海岸多變的地形，並可降低計算量。模式中，可同時處理乾溼網格的問題，使用 point-wise 法並設定界定參數 $h_{dry} = 10^{-3}$ 。數值模式上，在垂直擴散項、自由液面重力波與深度平均的連續方程式皆是採用 theta-method (Casulli and Zanolli, 2002)，並設 $\theta = 0.55$ ，正壓項 (barotropic term) 使用 Crank-Nicolson method 離散，而非線性項 (non-linear term)、平流項 (advection term)、擴散項 (diffusion term)、斜壓項 (baroclinic term) 與柯氏力則使用二階 Adams-Bashforth method 進行離散。

Chapter 3 淡水河系地形資料處理及網格生成

3.1 前言

淡水河為北台灣最大水系（圖 3-1），並主導著大台北地區經濟、人文社會發展，其源於品田山高度約 3100 公尺處，河系流域面積 2726 平方公里，流域平均坡度為 $\frac{1}{122}$ ，主河道長度約 159 公里，河系河道總長約 327 公里，是僅次於濁水溪、高屏溪的台灣第三大河川。淡水河是由大漢溪、新店溪與基隆河匯聚而成的，大漢溪與新店溪於江子翠匯流後，構成淡水河的本流，並至關渡與基隆河匯流，最後從淡水油車口注入台灣海峽。淡水河接近出海口處，河流沖積與週期性的漲退潮作用，為河口沿岸地區帶來豐富有機質，營造出了特殊的生態環境，並孕育了多個自然保護區。本研究主要研究範圍，為本流與基隆河匯集處，至台北港的區域，並以淡水河口及其鄰近區域為我們主要的研究地區。

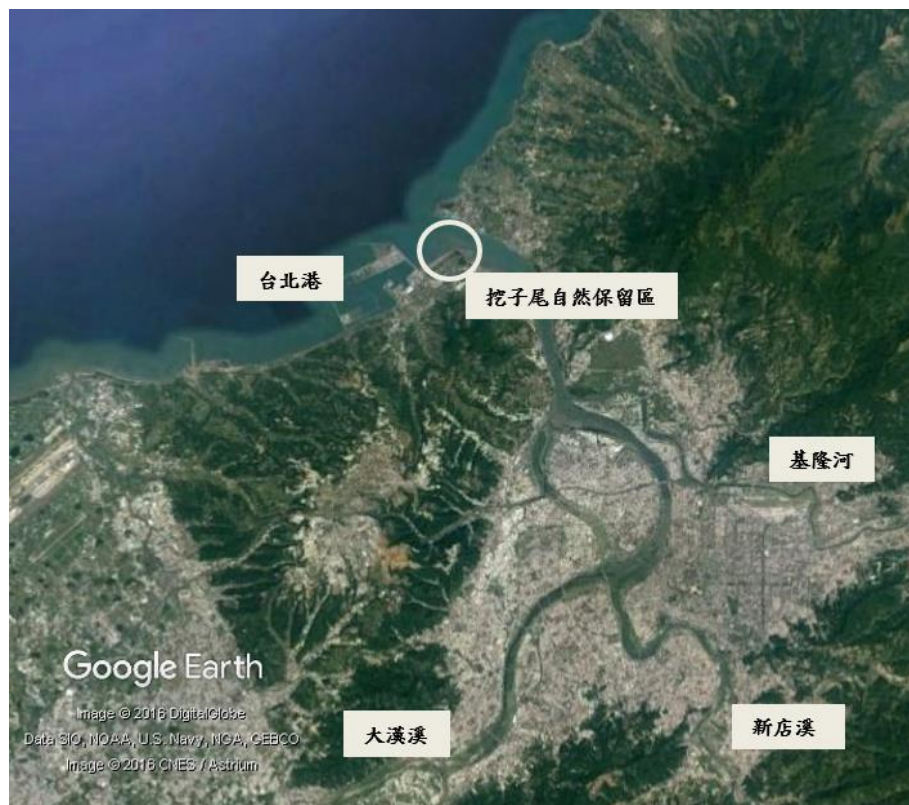


圖 3-1 淡水河流域

3.2 資料處理

研究所使用的地形資料點為 Shen 2016 所整合的淡水河河道及其鄰近海域資

料點，如圖 3-2 所示，其淡水河道大斷面資料與樁點資料由第十河川局提供，量測時間為民國 103 年 11 月的點資料，而外海域的地形資料則是由海洋學門資料庫提供，資料時間也為 103 年所量測的資料，研究中所使用的座標為 97 大地座標 (TWD97)，97 大地座標是依據 1980 年之國際地球原子參數 (Geodetic Reference System 1980, GRS80) 而定，國內以埔里虎子山為量測原點，並於西元 1997 年啟用，故稱作 TWD97。



圖 3-2 本研究所使用之整合海域地形資料點與河川大斷面資料點

3.3 網格生成

我們使用整合後的地形資料，結合 SMS 生成網格 (如圖 3-3)，在主河道的部分，由於淡水河主河道的各個斷面資料寬度不同，所以我們會將原始河道變化較劇烈的線段做平滑處理，使網格盡量能維持正三角形，並且讓網格間的變形不會太大，又可使大部分的河岸線與實際地貌吻合。河道中，斷面與斷面間的資料是

由原先從第十河川局得到的斷面資料內差而得。原始地形資料中，我們僅有本流與大漢溪的資料，但是若僅將新店溪、基隆河與淡水河本流交界處設為入流邊界，則流量值會受潮汐影響，因此我們依據兩支流的感潮長度（基隆河約 31 公里，新店溪約 11 公里）向上游延伸超過其感潮河段，以設定入流邊界，降低入流邊界受到潮汐的影響，並使用兩條深度皆為 1.5 公尺的長渠道取代之，但由於基隆河與新店溪兩個假想河道的目的在於讓潮汐水量可以排出，故為了減少計算資源，我們使用較低的解析度生成這部分的網格(如圖 3-4)。

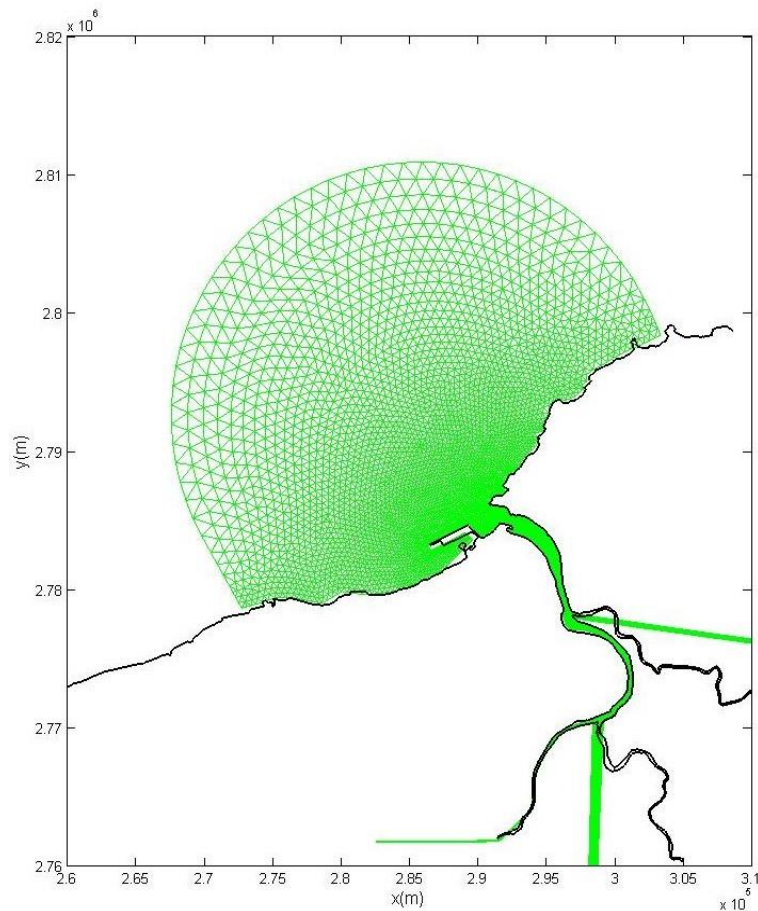


圖 3-3 研究中使用的 SMS 所生成之網格

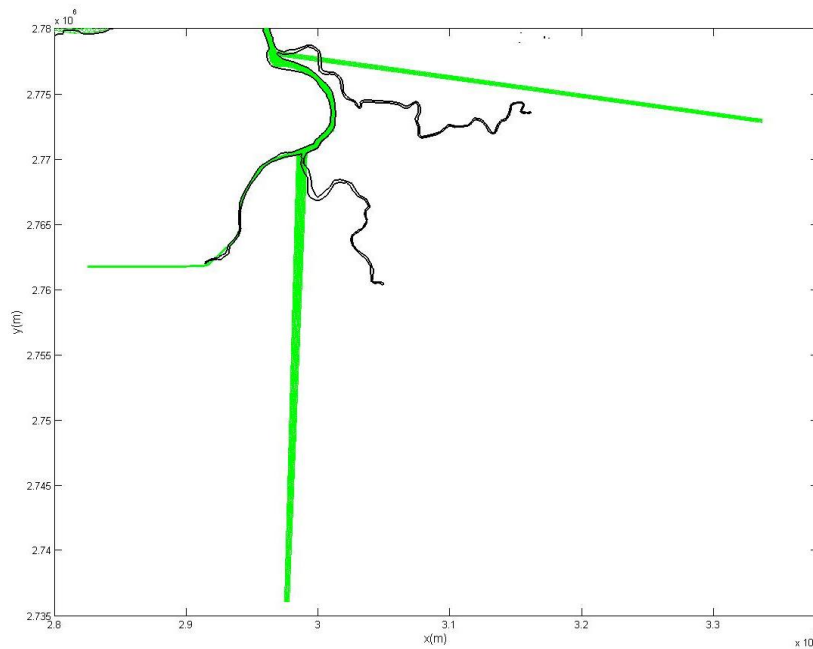


圖 3-4 研究中所使用的河道網格

接著是河口與沿岸的部份，首先，我們根據台北港的位置與形狀在河口南岸設置一港口 (如圖 3-5 所示)，並且我們在河口與沿岸的位置使用較高的解析度生成網格，其原因在於河口為我們主要關注的地方，而沿岸則是波浪發生劇烈變化的地方。另外在沿岸的部分，由於在模擬中我們希望增強波浪受到淺化作用的影響，所以在盡量不影響到海底地形與沿海地形的情況下，往內陸增加一些地勢較淺的網格。其他海域的部份，除了沿岸以外的海域，我們一樣使用較低的解析度以降低計算資源，另外，值得注意的是，由於波浪需要較大的空間進行發展，所以我們必須將外海區域擴大，大到近乎不影響波浪發展結果的大小。

我們將河岸與海岸設為閉鎖性邊界 (Close boundary)，閉鎖邊界即沒有流體進出邊界，而外海與三支流的入口處則設為開放性邊界 (Open boundary)。如上述所說，在我們關注的河口、主河道、沿岸地區與台北港周邊的解析度較高，約為 40 公尺至 80 公尺，而外海區域的解析度則為 1000 公尺至 1400 公尺。在解析度的變化上，從沿岸往外海逐漸變大，但是須注意網格大小變化不能太過劇烈，否則形成的網格品質會不佳。

網格生成後，在將 SMS 產生的檔案 (.grd) 使用馬剛風教授所提供的程式轉換為 SUNTANS 可讀取的資料檔: point.dat、edges.dat、cells.dat、depth.dat，而 SUNTANS

可藉由這四個檔案生成網格，並計算每個網格的深度 (如圖 3-6 所示)，我們經由轉換後所使用的網格參數如表 3-1 所示。

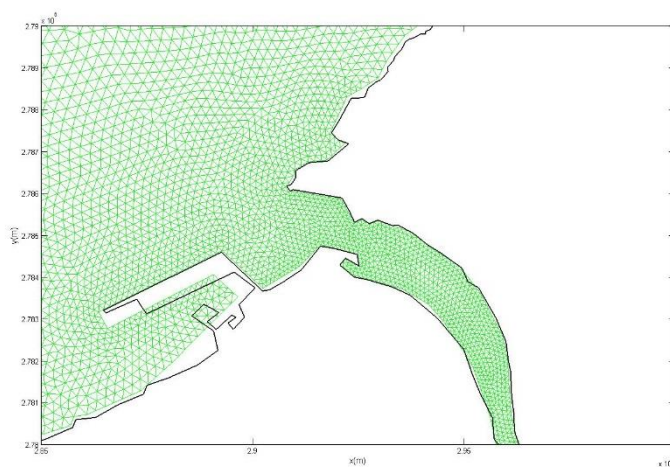


圖 3-5 河口南岸港口網格

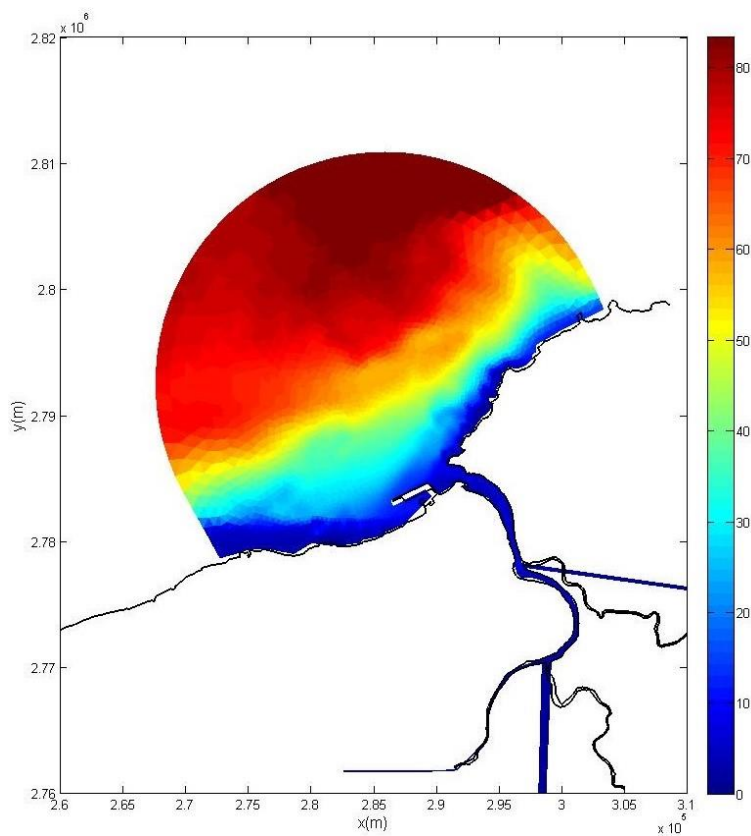


圖 3-6 本研究使用 SMS 生成之網格地形圖

| | |
|----------|-------------|
| 水平網格數 | 16,465 |
| 總網格數 | 460,879 |
| 垂直層數 | 50 |
| Rstretch | 1.07 |
| 水平解析度 | 最大 1,401 公尺 |
| | 最小 40 公尺 |
| 垂直解析度 | 最大 5.64 公尺 |
| | 最小 0.21 公尺 |



表 3-1 網格參數表

3.4 參數與邊界設定

我們將圖 3-3 的圓弧部分 (外海邊界) 設為開放性邊界，並設為隨時間改變水位變化。原先我們使用調和分析法，從海洋大學海洋環境資訊系海岸模式應用研究室的網站提供的 M_2 、 S_2 、 N_2 、 K_1 及 O_1 五個台灣主要的調和常數做為外海邊界，並給入 SUNTANS 做計算，但由於使用調和分析法所計算出之自由液面在相位的驗證上並不是這麼準確，所以我們改為直接輸入水位高度在外海邊界，並以基隆港平均海平面為基準。

由於在外海邊界的地方，實測水位資料取得不易，所以我們使用如圖 3-7 所量測到淡水河油車口潮汐測站所量測到的水位資料，依照驗證比對的結果進行參數調整，並給入外海邊界。

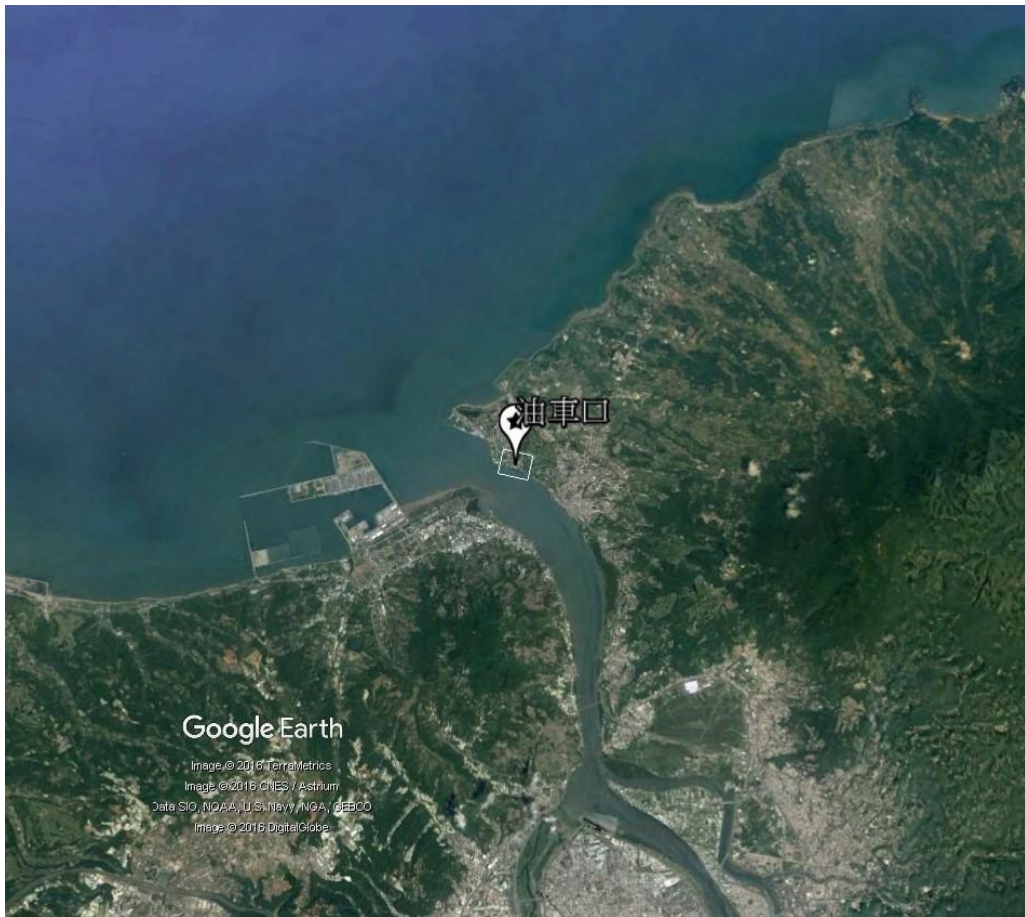


圖 3-7 淡水河油車口潮汐測站位置

Chapter 4 模式驗證與模擬結果

本研究關注的河口地區是同時感受河流營力與海洋動力行為最明顯的地方，又淡水河本身屬於中混合型河川，所以在對此處區域進行模擬時，必須要同時考量河流流量、潮汐、波浪所造成的影響。而海水本身為高鹽度的流體，當海水與淡水交會時，會在交互處形成一密度流，所以鹽度亦是影響河口行為的一個重大因素。

為了確定本模式在實際應用上的準確性，本章節會先個別對自由液面、鹽度入侵、波高與懸浮泥沙濃度進行驗證。引入 Murph (1981) 所提出的技巧評分 (Skill score) 將模式的誤差進行量化分析，技巧評分的定義為

$$SS = 1 - \frac{\sum |X_{\text{model}} - X_{\text{obs}}|^2}{\sum \left(|X_{\text{model}} - \bar{X}_{\text{obs}}|^2 + |X_{\text{obs}} - \bar{X}_{\text{obs}}|^2 \right)}$$

其中 X_{model} 為模式計算結果； X_{obs} 為實際量測值； \bar{X}_{obs} 為實際量測值的平均值。由技巧評分之定義，當 SS 的值愈趨近 1 時，代表模式所計算出來的結果與實際量測到的資料愈近似，模擬結果愈近似量測結果，又根據 Allen et al. (2007)，技巧評分如果大於 0.65，就算是一個好的預測結果。

4.1 自由液面驗證

我們使用在 3.1 節中所述之方法，將資料點給入模式的外海邊界，並將大漢溪、新店溪與基隆河三支流的流量資料從個別支流上游開放性邊界給入，我們將對 2010 年 7 月 10 日至 2010 年 7 月 21 日的台北港外、淡水河口與土地公鼻三個位置 (圖 4-1) 進行自由液面的驗證，其中，大漢溪上游的流量資料是使用三峽站與橫溪站兩測站的流量和，新店溪上游資料則是使用秀朗站與寶橋站兩測站的流量和，而基隆河上游資料則是使用五堵測站所量測到的流量為模式輸入值，其結果如圖 4-2 所示。

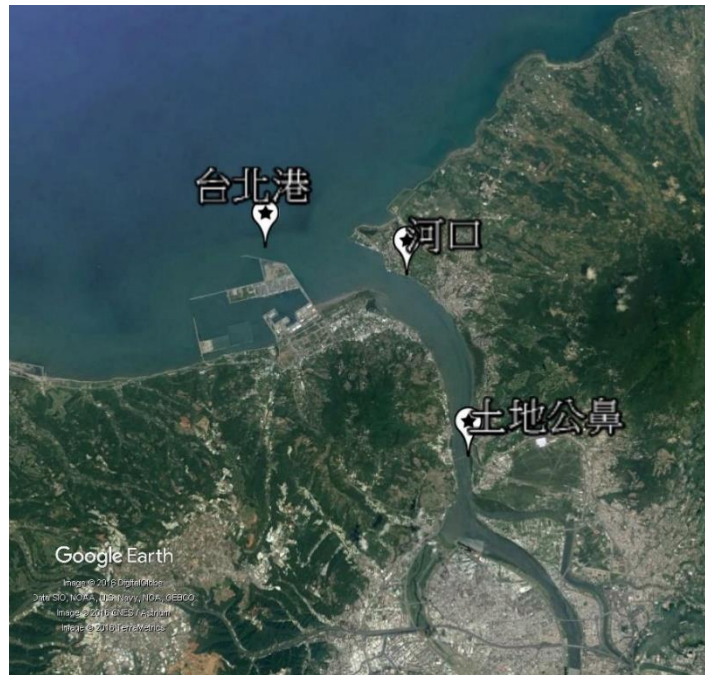


圖 4-1 自由液面之資料比較位置圖

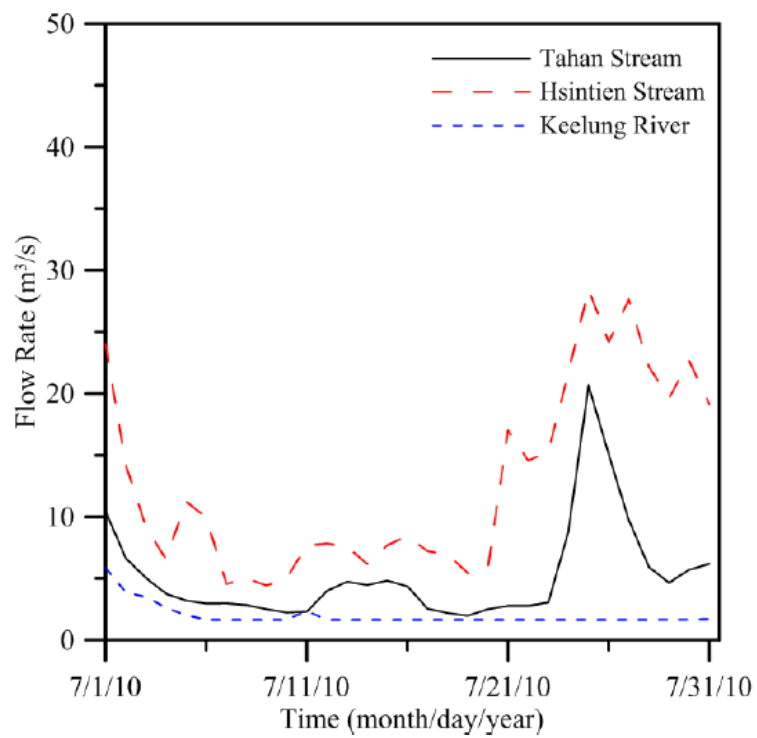


圖 4-2 2010 年 7 月 1 日至 7 月 31 日的入流流量(詹文婷, 2013)

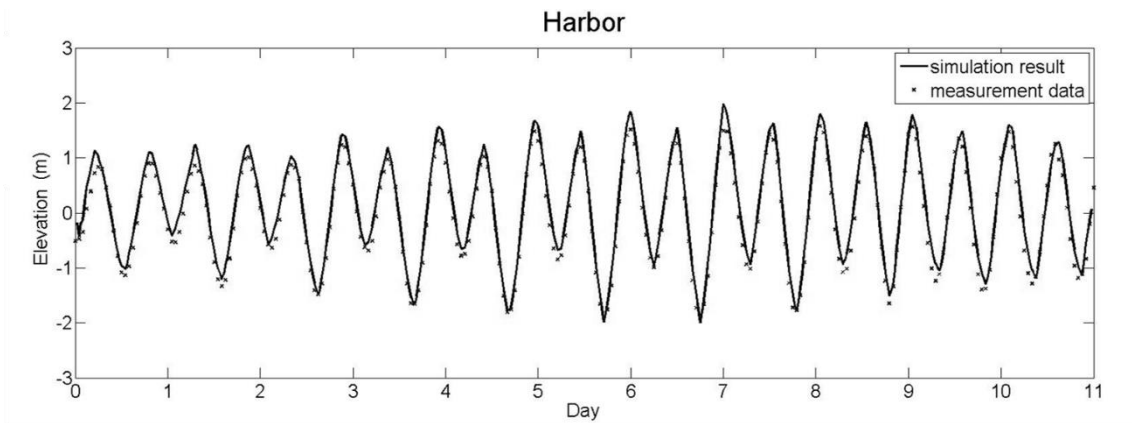


圖 4-3 模式之計算之結果與量測資料在台北港位置比較圖

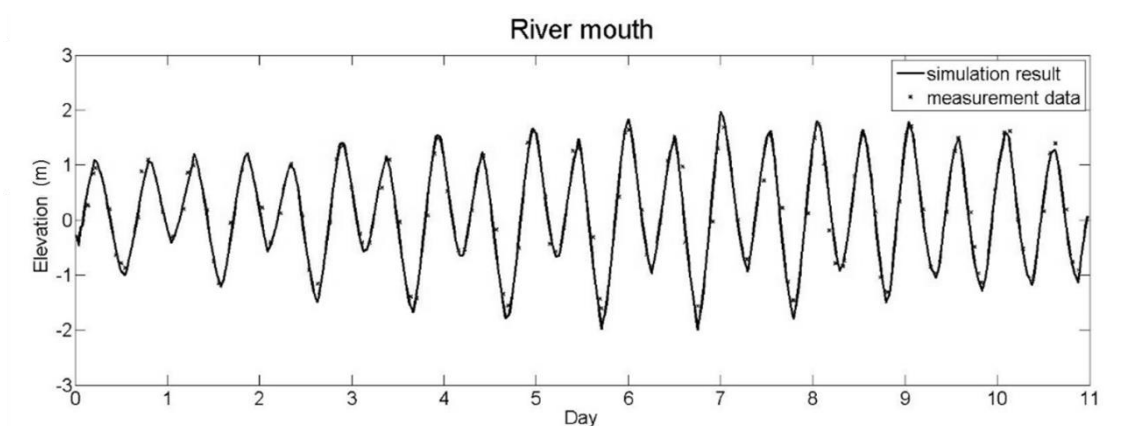


圖 4-4 模式之計算之結果與量測資料在河口位置比較圖

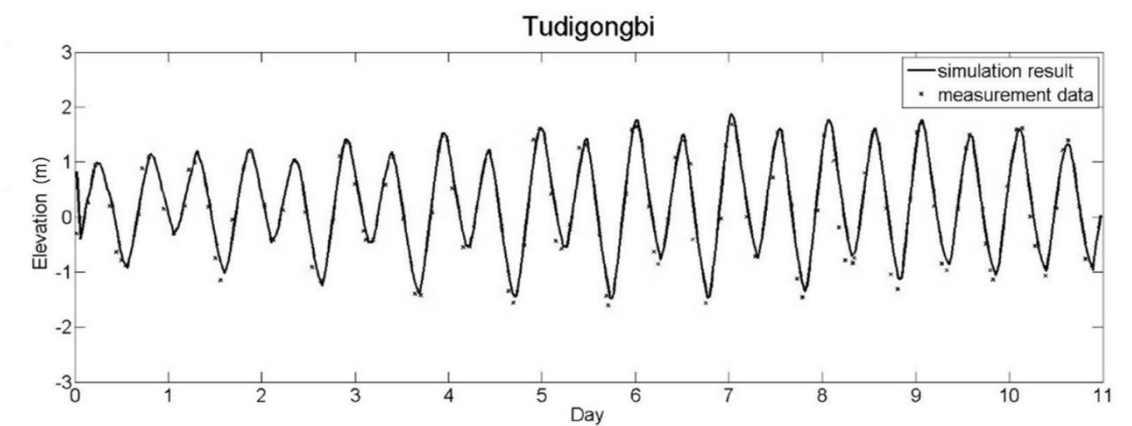


圖 4-5 模式之計算之結果與量測資料在土地公鼻位置比較圖

圖 4-3、圖 4-4、圖 4-5 為我們的模擬結果，其中，黑色叉叉為實際量測值，黑色線為模擬結果。三個模擬位置的技巧評分如表 4-1 所示，

| 位置 | Skill Score |
|-------------------|-------------|
| 港口 (harbor) | 0.99 |
| 河口 (river mouth) | 0.99 |
| 土地公鼻 (tudigongbi) | 0.97 |



表 4-1 自由液面在三個位置之技巧評分

從表中我們可以看出，三個位置的模擬結果皆在 0.95 以上，雖然在高低潮上存在誤差，不過模擬結果與量測資料在相位上算非常準確的。

4.2 鹽度驗證

在河口地區，海洋夾帶大量鹽份的海水形成密度較大的異重流，在河流底層往河道上游入侵，而河流上游低密度的河水則在上層流入海洋形成密度流，鹽度入侵與密度流都會對懸浮泥沙濃度造成影響，因此，在進行懸浮濃度的模擬上，我們亦需要對鹽度進行驗證。

本節中，我們將對 2000 年 11 月 15 日至 11 月 22 日在竹圍紅樹林(圖 4-6)地區進行鹽度驗證，並使用 Liu et al. (2007) 文中的流量資料 (圖 4-7) 作為依據。圖中流量的量測點在竹圍紅樹林的地方，並不是三個支流各別的流量，所以我們根據三支流的年平均流量，依照各河川流量所佔的比例給入三個河川上游處(大漢溪為 38.8%、新店溪為 45%、基隆河為 16.2%)。模式中，我們設定外海區域的鹽度為 35 ppt，河道的鹽度為 0 ppt。在驗證開始前，我們會先讓流場預先發展 7 天 (spin-up)，此時上游邊界為平均流量，預先發展後我們才將我們處理後的流量依時間給入上游邊界。進行鹽度模擬時，需讓流場預先發展，才能較接近真實情況。



圖 4-6 鹽度入侵之資料比較位置圖

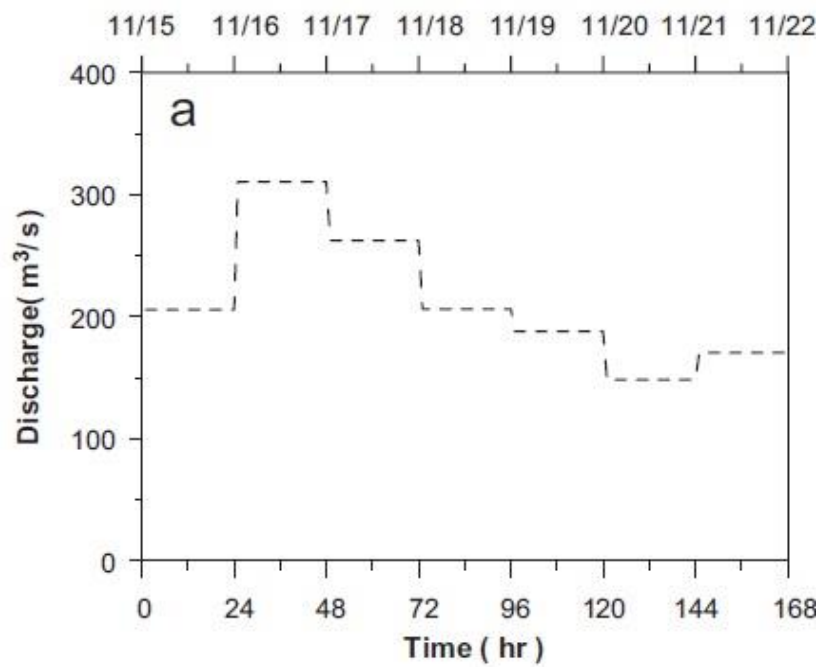


圖 4-7 竹圍紅樹林觀測站於2000年11月15日至11月22日之流量(Liu et al., 2007)

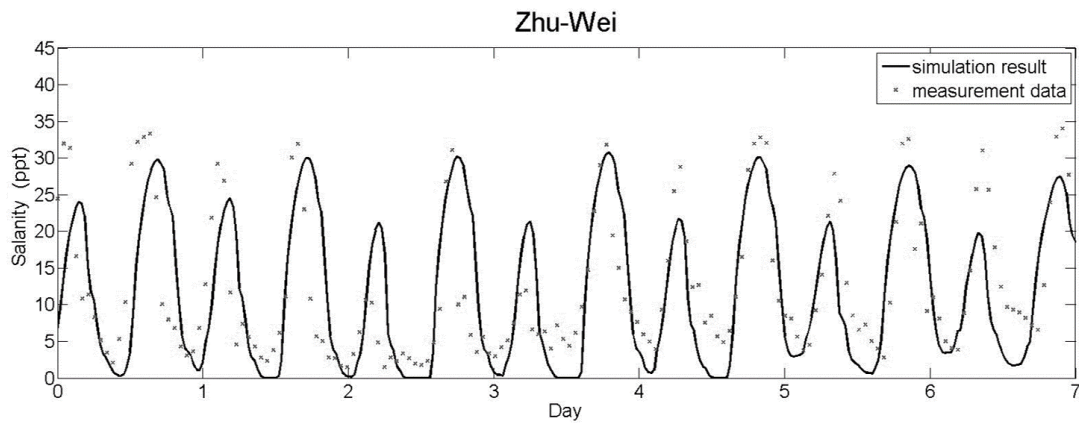


圖 4-8 模式計算之結果與量測資料在竹圍紅樹林位置的比較圖

圖 4-8 為我們模擬的結果，量測資料的位置大約在水面下 1.5 公尺處，其中，黑色叉叉為實際量測值，黑色線為模擬結果。為了量化模擬的誤差，對圖 4-8 鹽度入侵的模擬結果進行技巧評分，值為 0.84。技巧評分下降的原因可能有兩個，第一是我們給入的上游邊界，由於我們的上游邊界是依據各支流流量所占比例乘上竹圍紅樹林地區量測到的總流量作為各支流流量，作為河川入流條件，所以與實際流量不盡相同，可能造成結果上的誤差。第二個可能的原因是，由於 SUNTANS 在紊流處理上是使用 RANS model (i.e. MY25)，在實際量測當下，每個時間點的量測值皆會受環境因素等等影響到所量測出的瞬時結果，而我們使用的模式所得出的結果則是一個時間平均後的數值，所以模式的使用上可能會對我們模擬的結果與實際量測的結果有一點落差，但由結果可以看出，在模擬與實際量測資料上的趨勢是吻合的。

4.3 波高驗證

波浪是影響輸沙的一個重要因子，波浪在接近海岸時，由於地形改變及水深變化，使波浪發生變形或形成碎波，並引起底層泥沙大量懸浮。尤其是在冬季的時候，風力最強，波能也相對較大，此時海中懸浮泥沙濃度增加，波浪垂直海岸線入射，改變海岸地形，因此，進行懸浮泥沙的模擬上，我們亦必須對波浪進行驗證。

我們將對 2016 年 11 月 7 日至 11 月 20 日在台北港外 (圖 4-9) 地區進行波高的驗證，我們使用海氣地象中心所提供的風速、風向資料 (如圖 4-10、4-11，僅擷取部分資料)，中央氣象局於該段時間所量測到的河口潮汐資料做過參數調整後的

值，做為自由液面資料給入外海邊界，並使用由第十河川局取得 2016 年 11 月 7 日至 11 月 20 日的流量資料給入上游的邊界。在風速與風向的量測資料上，海氣地象中心是使用海洋型風速風向計 (Young 05106) 進行量測，而波高量測則是使用聲波式剖面波浪流速儀 (Nortek Awac) 進行量測。

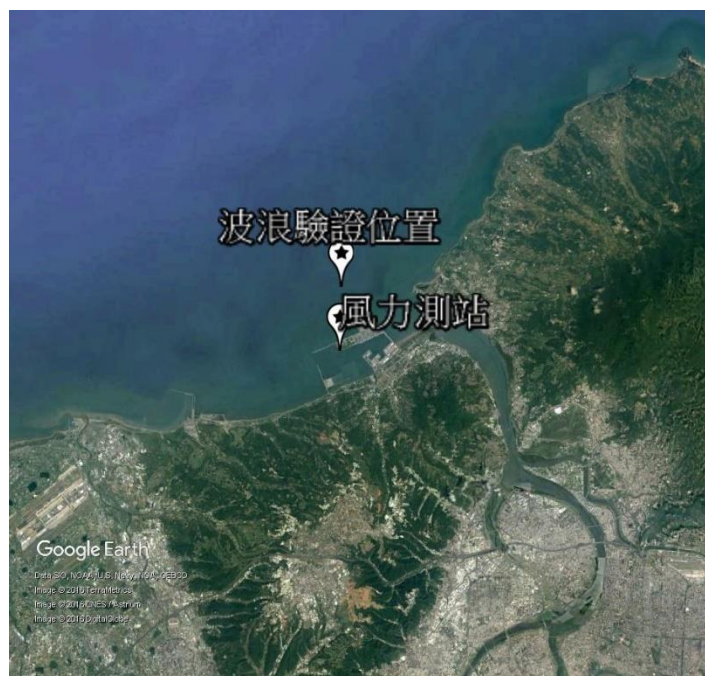


圖 4-9 波高驗證之資料比較位置圖與風力測站位置圖

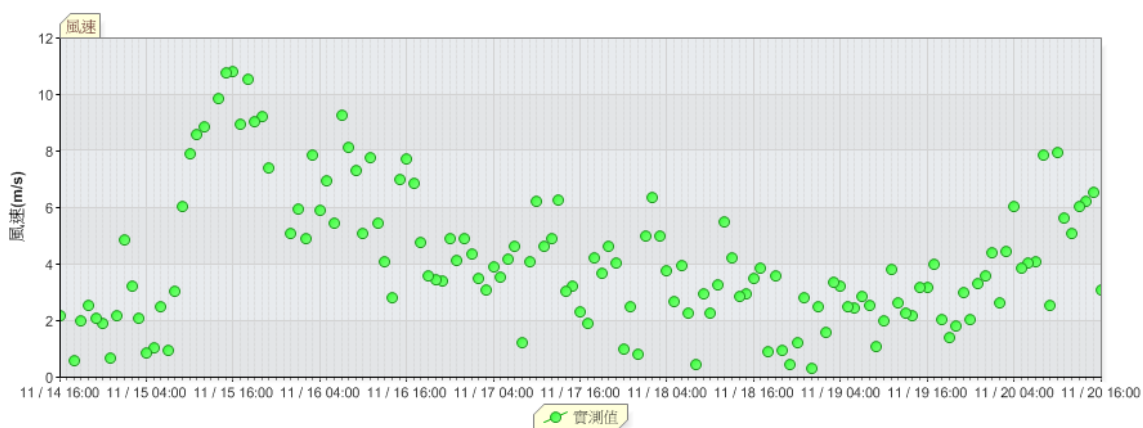


圖 4-10 波高驗證所使用的風速資料(部分)(海氣地象中心)

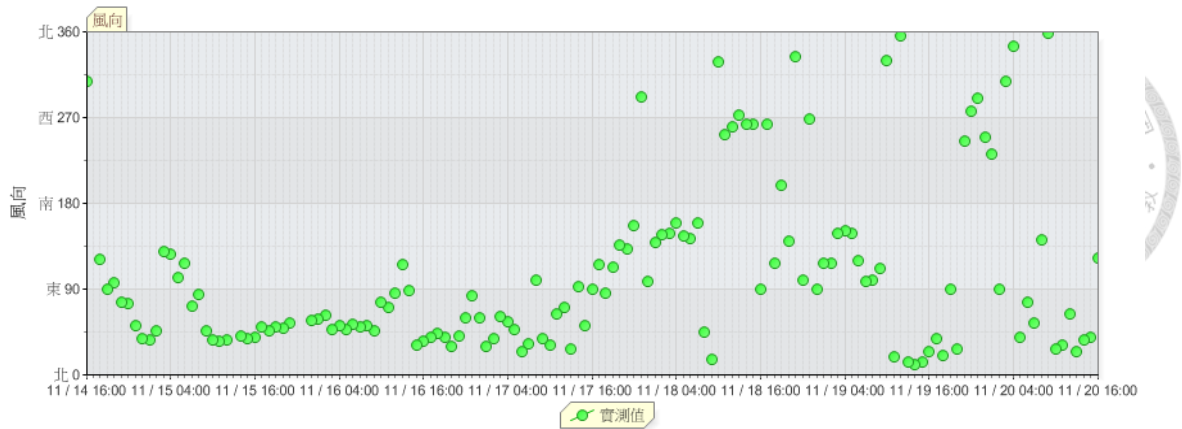


圖 4-11 波高驗證所使用的風向資料(部分) (海氣氣象中心)

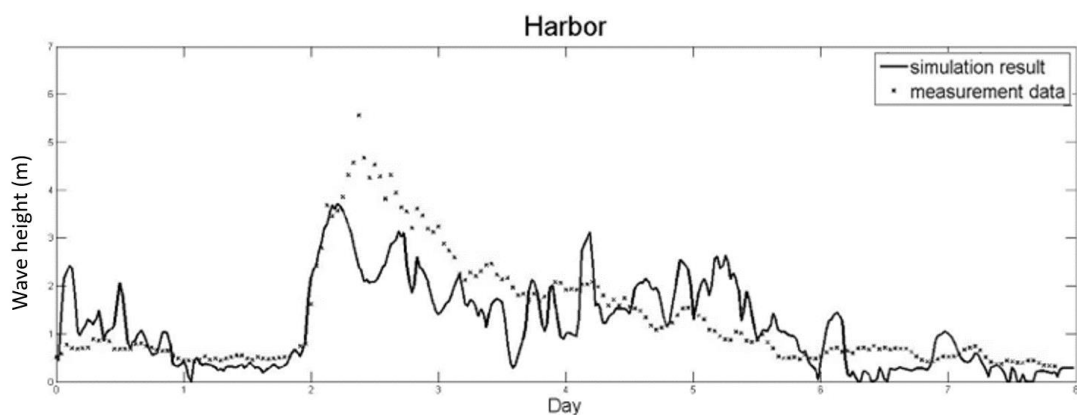


圖 4-12 模式計算之結果與量測資料台北港外的比較圖

圖 4-12 為我們模擬的結果，其中，黑色叉叉為實際量測值，黑色線為模擬結果。我們一樣使用技巧評分對波高的模擬結果做誤差分析，SS 為 0.71。在波高驗證上，我們發現，若外海區域過小，會使波浪無法完全生成，而導致波高在風速很強的情況下，結果會小於實際量測的結果，使波浪效益無法完全在河口區域表現。所以我們將外海區域加大，大到波浪的生成已不受到外海區域是否增加或減小而改變，進而更改並決定後續模擬使用。

4.4 懸浮泥沙濃度驗證

在懸浮泥沙濃度的驗證上，首先會對懸浮泥沙於高、低平潮時懸浮泥沙分布與從關渡橋位置量測 5 天內懸浮泥沙濃度變化，兩種情形個別進行驗證。

首先是針對高、低平潮時懸浮泥沙分布進行驗證，這部分我們參考 Hsu et al.

(2006) 在 2003 年 6 月 25 日進行實際的懸浮濃度量測，並將其量測結果與我們模擬的結果作比較。他們量測所使用的儀器為 CTD，量測潮汐在高平潮與低平潮時的懸浮泥沙濃度分布，量測位置是從河口開始往上游量測，詳列如圖 4-13 所示。

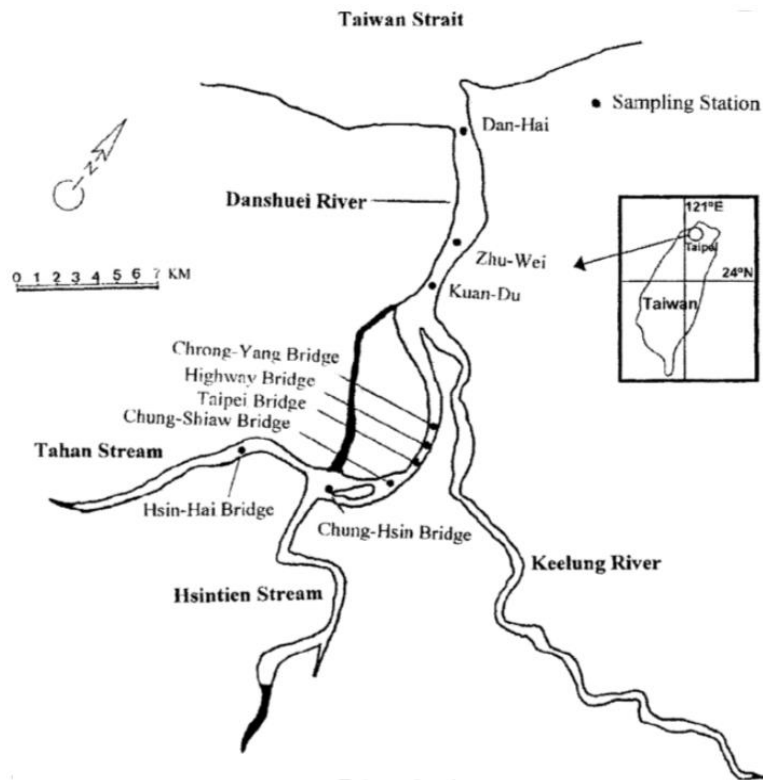


圖 4-13 許明熙教授 於 2006 量測懸浮泥沙之位置點 (Hsu et al.2006)

該文章量測方法是從選定位置，以相同間隔往河道底部進行量測，但是若是在不同位置進行的量測，其往下深度的間距也不同，量測總長度約 25 公里。圖 4-14 為 6 月 23 日低平潮與高平潮懸浮泥沙粒徑分布之量測結果，由圖可以看出，低平潮 (SBF) 之懸浮泥沙粒徑大約為 20~36 μm ，高平潮 (SBE) 之懸浮泥沙粒徑分布大約為 20~140 μm 。表 4-2 為我們使用的懸浮泥沙參數。利用史托克法(Stokes law)將我們所使用的沉降速度代入，可求得泥沙粒徑約為 60 μm ，粒徑大小介於 Hsu et al. (2006) 所觀察之範圍之間。另外，表 4-3 為模式中我們所使用的底床沖刷參數，我們將上游與外海邊界帶入模式中，並使用上述的沖刷參數進行模擬。

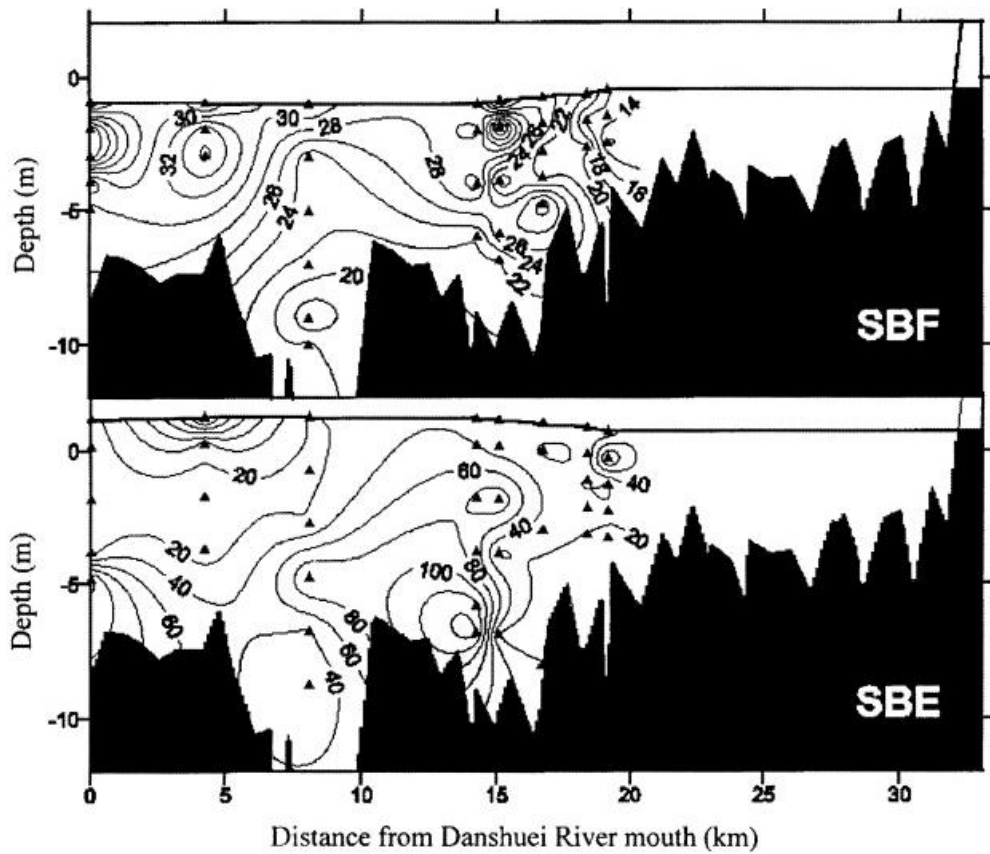


圖 4-14 2003 年 06 月 25 號 低平潮與高平潮懸浮泥沙粒徑分布 (Hsu et al., 2006)

| 名稱 | 量值 |
|---------|-------------------------------------|
| 沉降速度 | 0.0032 ms^{-1} |
| 底床臨界剪應力 | 0.27 Pa |
| 底床沖刷常數 | $0.01 \text{ gm}^{-2}\text{s}^{-1}$ |

表 4-2 模式中所使用的懸浮泥沙參數

| 層數 | 乾密度 (gm^{-3}) | 臨界剪應力 (Nm^{-2}) | 淘刷常數 ($\text{gm}^{-2}\text{s}^{-1}$) | 厚度 (m) |
|----|-----------------------------|-------------------------------|---|-----------|
| 1 | 75,000 | 0.27 | 0.01 | 1.5 |
| 2 | 530,000 | 0.5 | 0.01 | 1.5 |
| 3 | 1,200,000 | 0.7 | 0.01 | 4.0 |

表 4-3 模式中所使用的懸浮泥沙底床沖刷參數

我們將從第十河川局取得的 2003 年 6 月之流量與潮汐資料，給入我們的外海與上游開放性邊界中，以模擬 6 月 25 日高、低平潮時的懸浮泥沙分布，模擬時間為 6 月 17 日至 6 月 25 日，並讓流場預先發展 7 天 (spin-up)。如圖 4-15 所示，我們沿用實驗室之前的設置所使用的斷面位置 (Shen,2016)，對懸浮泥沙分布進行驗證。

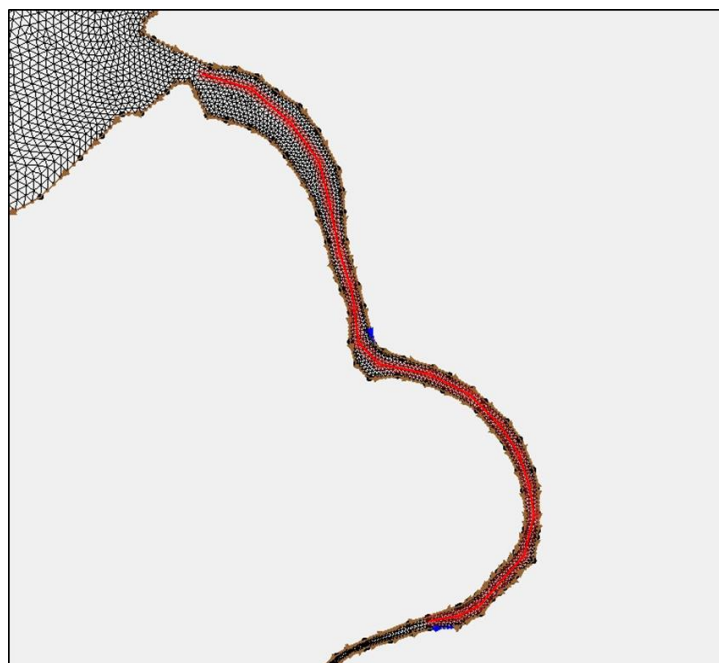


圖 4-15 模擬結果河道取段示意圖 (Shen, 2016)

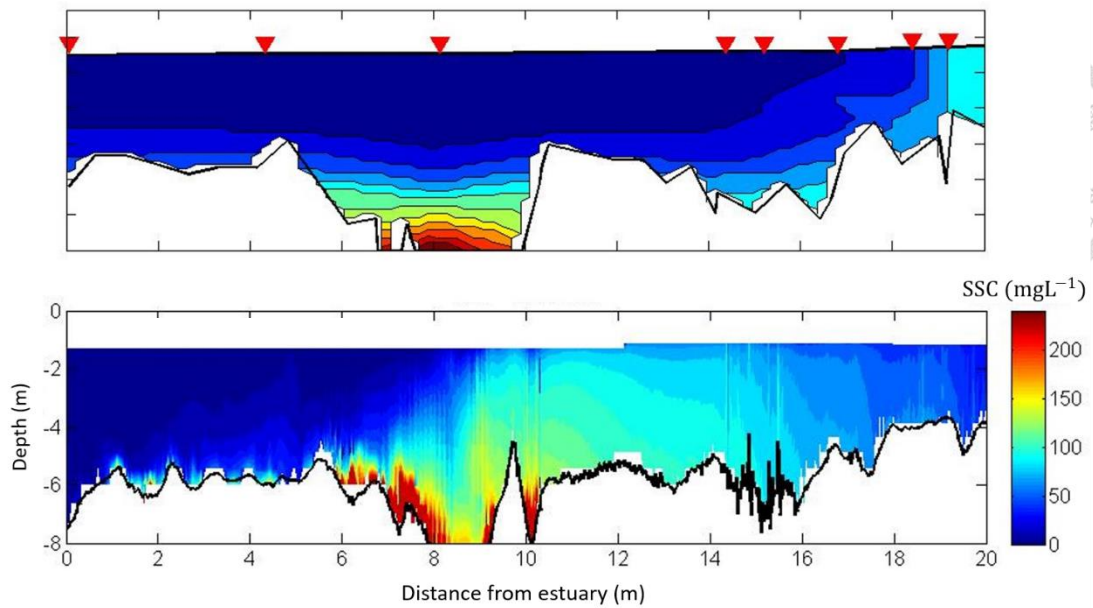


圖 4-16 6 月 25 號低平潮懸浮泥沙濃度，上圖為量測結果(Hsu et al., 2006)，紅色三角形為量測位置，下圖為模擬結果

圖 4-16 為我們對 2003 年 6 月 25 日低平潮懸浮泥沙分布的模擬與實測比較圖，上圖為 Hsu et al. (2006) 量測的結果，下圖為我們模擬的結果。上圖中紅色三角形為 Hsu 選定之量測位置，我們模擬時所使用的地形資料為 2014 年第十河川局所量測的地形資料，在低平潮的懸浮泥沙分布上，模擬與量測結果大致相同，在距離河口 6 至 10 公尺處，有較大的懸浮泥沙濃度，其他河道較淺的區域也有濃度分層的現象。接下來是高平潮時懸浮泥沙分佈。

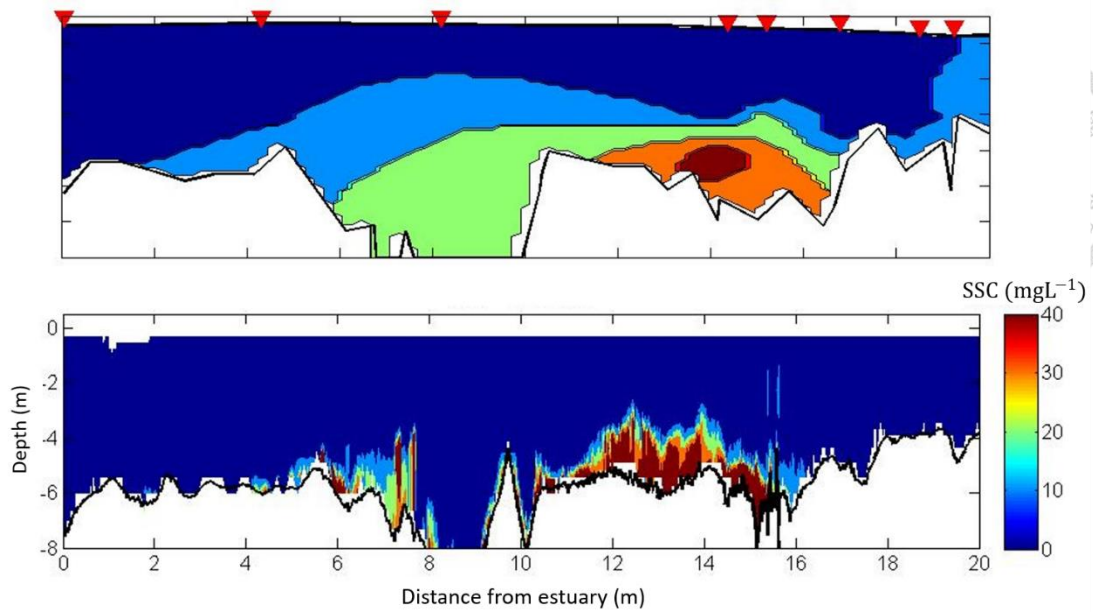


圖 4-17 6 月 25 號高平潮懸浮泥沙濃度，上圖為量測結果(Hsu et al., 2006)，紅色三角形為量測位置，下圖為模擬結果

圖 4-17 我們對 2003 年 6 月 25 日高平潮懸浮泥沙分布的模擬與實測比較圖，與圖 4-16 一樣，上圖為 Hsu et al. (2006) 量測的結果，下圖為我們模擬的結果。

由於河流流量為低流量，退潮時所沖刷的泥沙被漲潮時的還水往內陸推擠，並匯聚於距離河口約 14 公里的地方，模擬的結果顯示，我們大致上都能捕捉到泥沙於漲退潮時的趨勢。

接著，我們要針對懸浮泥沙濃度隨時間改變情形進行模擬，資料來源是周憲德 (2015) 的研究資料，水面資料與流量資料如圖 4-18 所示，時間是 2014 年 4 月 13 日至 4 月 20 日在關渡站量測到的自由液面、流速與懸浮濃度資料，懸浮泥沙濃度量測點資料為水面下 1.2 公尺處。其中，由於我們只有在關渡地區量測到的流速資料，並沒有三支流上游的流速資料，所以我們依照各河川流量所佔的比例給入三個河川上游處(即大漢溪為 38.8%、新店溪為 45%、基隆河為 16.2%)。將已知條件給入模式後，得到的結果如圖 4-19 所示。

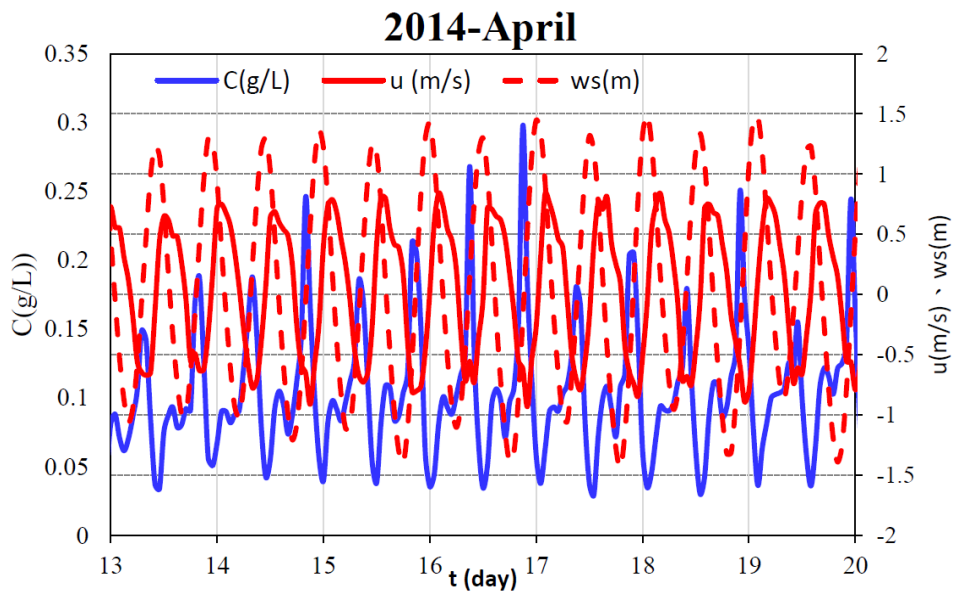


圖 4-18 2014 年 4 月 13 日至 4 月 20 日之量測資料(周憲德, 2015)

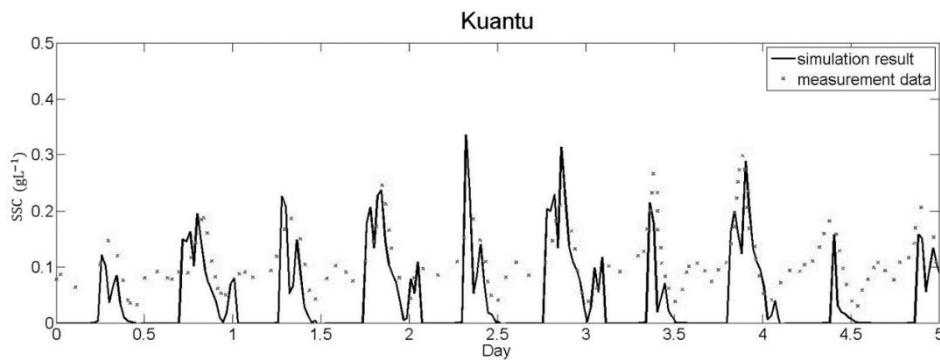


圖 4-19 模式計算之結果與量測資料比較圖

圖 4-19 中，黑色叉叉為量測到的資料點，黑色線為模擬結果，計算出來的技巧評分值約為 0.70，是還不錯的模擬結果，且在趨勢上大約吻合。

Chapter 5 結果與討論

海岸地形變化機制非常複雜，同時受到河川逕流、鹽度、潮汐、風浪與人工構造物的影響。淡水河是台灣北部流域最廣的河川，影響著整個大台北地區的社會與經濟發展，此區東北季風盛行，漂沙優勢方向為往南方向(基隆港務局, 1997)。地質方面，淡水河以北為陽明山大屯火山群之安山岩，以南為砂質地型。根據洪奕星(2000)所述，淡水河外漂砂砂源主要來自淡水河內輸砂，少部分來自北岸火山群之安山岩地質。淡水河南側台北港的北防波堤興建後，阻攔向南的漂砂，導致淡水河南側開始淤積。淡水河在冬季時漂砂活動旺盛，所以本節中，我們使用經過驗證後的模式，針對2016年風速最強烈的11月份，使用由中央氣象局、海氣地象中心與第10河川局取得的風速、風向、潮汐與河川逕流等現地資料進行模擬。

5.1 現地資料之模擬結果

本節將模擬針對2016年11月6日至2016年11月11日並加以分析，11月8日與11月9日，在模擬開始前，我們會先做四天的預先發展，預先發展所使用的三支流流量總合為 $15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ，且風速為平均風速 5 m s^{-1} ，並使用第四章驗證完的模式進行模擬。

根據Dalrymple (1992)對河口區域的區分方法，將河口地區分為外區(Outer)、中央區(Central)以及內區(Inner)，外區主要由海岸動力，包括潮汐、風浪等所主導，內區是為由河流主導的區域，中央區則是介在外區與內區之間的能量混合區域。我們選定如圖5-1位於中央區的一個點，在這個點上分別針對同時感受潮汐、風浪與只有感受到潮汐營力的兩種情況進行模擬、比較與分析。目的是為了解在無風浪的情況下，對懸浮泥沙濃度是否造成影響。

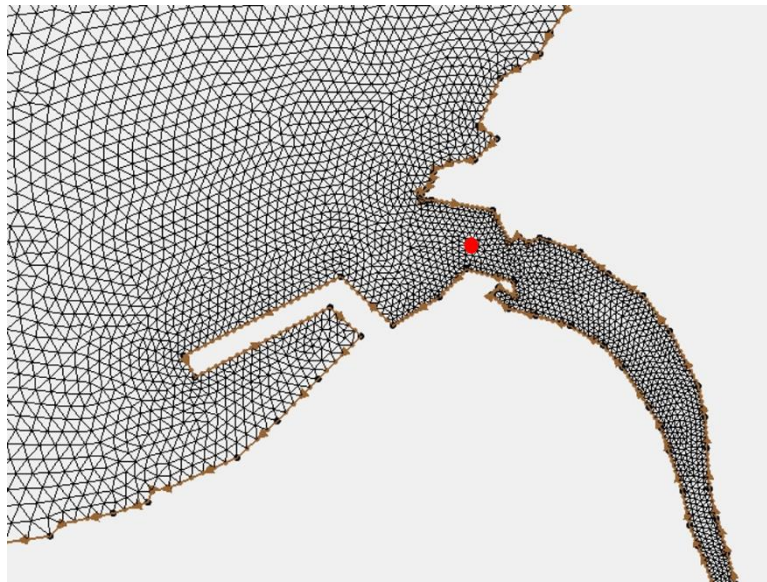


圖 5-1 河口地區懸浮泥沙濃度分析位置

圖 5-2 為我們模擬的結果，5-2. (a)，我們對選定點的懸浮泥沙量進行深度加總，紅色線為有風浪時的模擬結果，黑色線為只有潮汐影響下懸浮泥沙量進行深度加總後的結果。從圖中可以看出，在有考慮風浪的情況下，其懸浮泥沙量普遍高於只有考慮潮汐的情況。

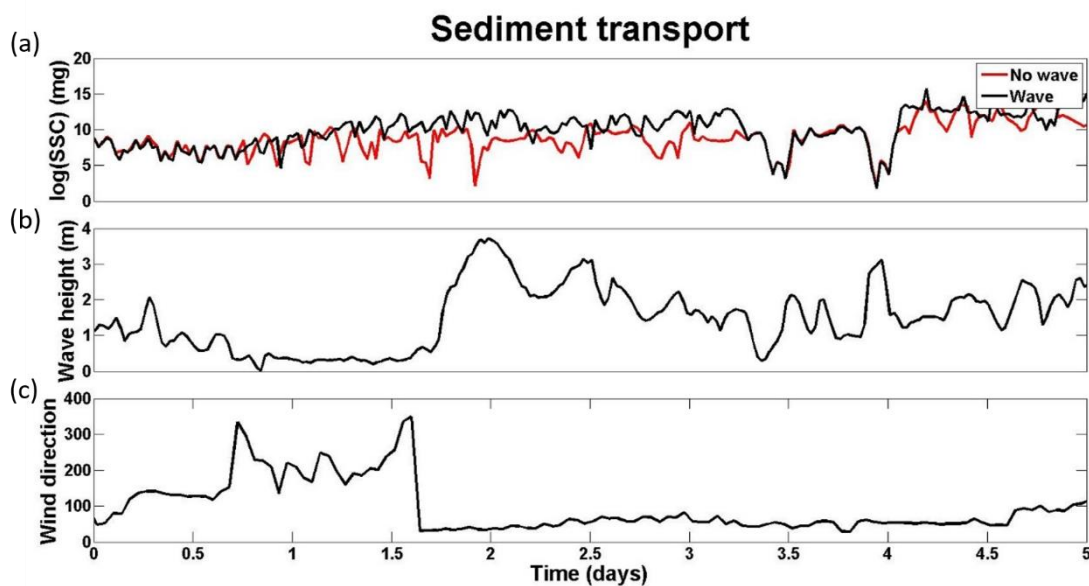


圖 5-2 模式計算之有無波浪結果比較圖 (a) 為懸浮泥沙的於此點的總量值 (b) 為相對應時間點的波高(c) 為相對應時間點的風向圖

5-2. (b)圖，是該點在考慮風浪的情況下，波高隨時間的變化圖，可以看出，圖中從第二天開始到第三天是屬於波高較強的時候，這段時間在有風浪情況下的懸浮泥沙濃度也相對較高，其原因為，波浪產生的輻射應力較大，並產生較強烈的環流，造成底床泥沙大量懸浮，使得其懸浮泥沙濃度相對高於沒有風浪的情況。圖 5-2 (c) 圖為使用風向角度下，風在各對應時間點的風向圖。我們比較圖 5-2 的 (a)、(b)、(c) 三張圖可以發現，即使在波高較小的情況底下，有考慮風浪情況的懸浮泥沙濃度也會略大於沒有風浪的情況，其原因可能為，風吹拂的方向平行於河道地區，由於我們抓取點的位置是在中央區偏向內區的地方，風產生的風應力，在深度較淺的河道中，加速流體的速度，並增強了底部剪應力，造成底泥懸浮，使得水體中懸浮泥沙濃度也跟著升高。

接著，我們在中央區取一段河道，觀察在有無風浪與僅有潮汐的情況下，懸浮泥沙濃度與其分布情形。

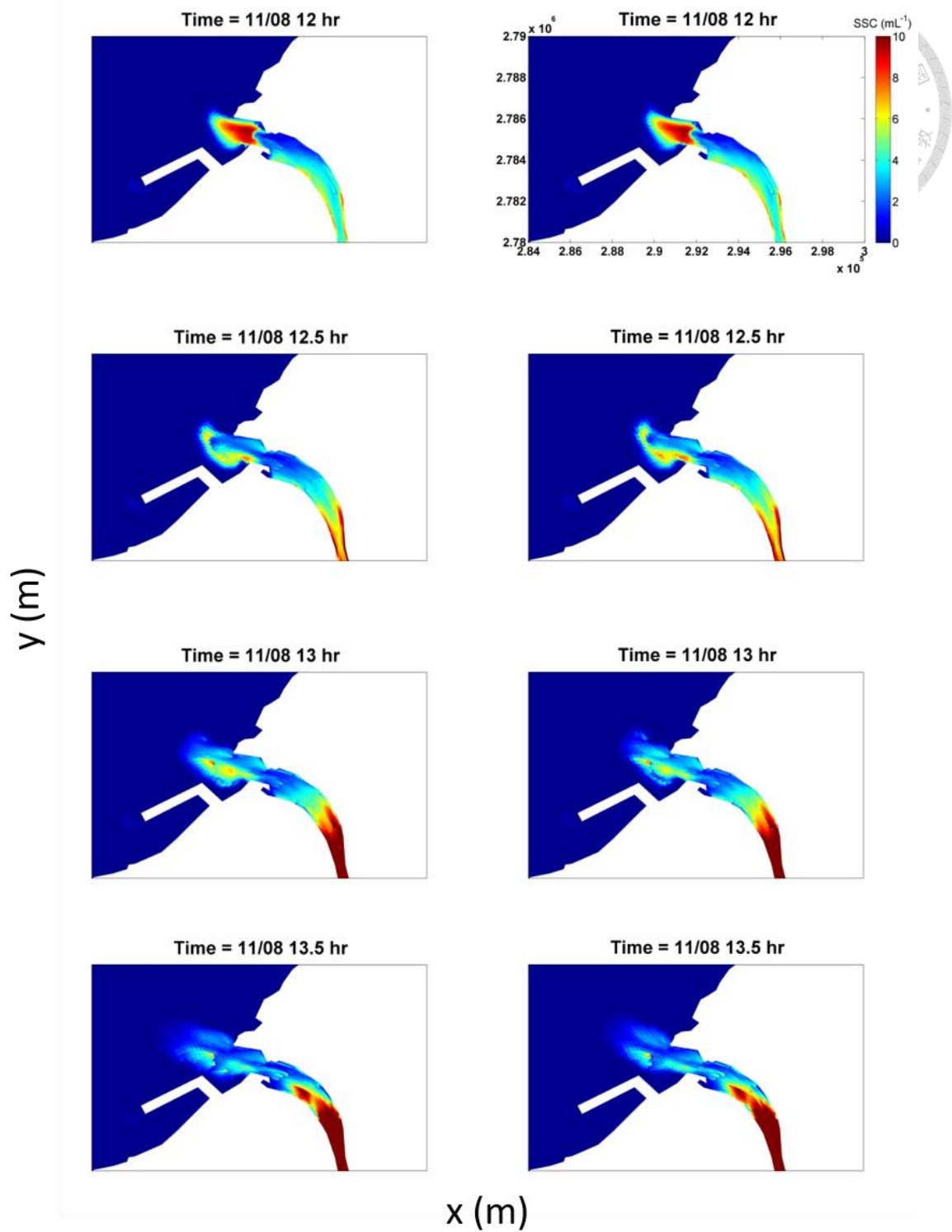


圖 5-3 有無風浪的情況在河口及其鄰近海岸之懸浮泥沙模擬，左邊為有考慮風浪的情況，右手邊為僅考慮潮汐的情況

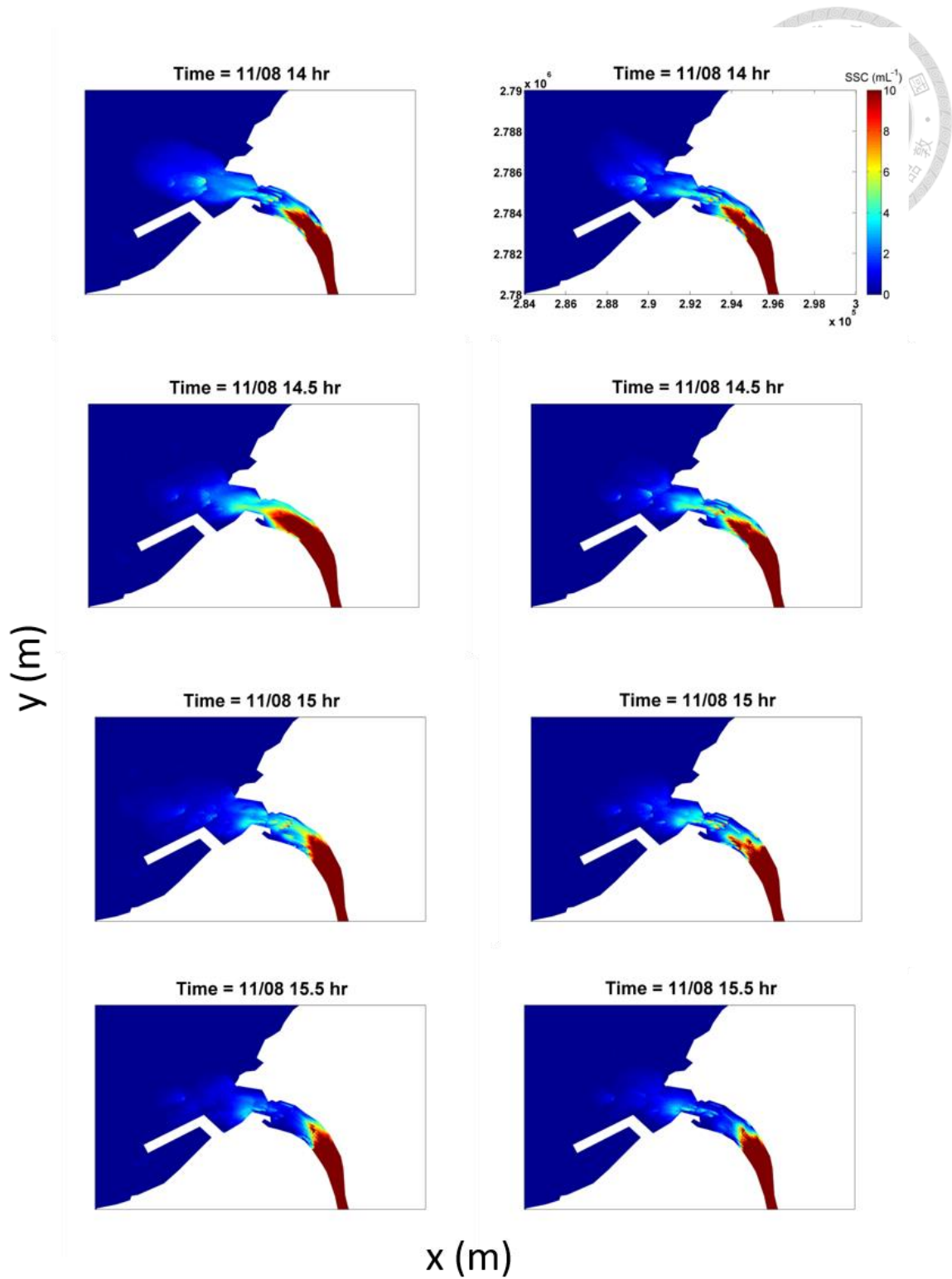


圖 5-3 (續) 有無風浪的情況在河口及其鄰近海岸之懸浮泥沙模擬，左邊為有考慮風浪的情況，右手邊為僅考慮潮汐的情況

圖 5-3 右手邊系列圖為僅考慮潮汐的情況下，懸浮泥沙的濃度與分布情形，圖中我們可以看出，在只有潮汐不考慮風場的情況下，懸浮泥沙分布情形的主要趨勢為：跟隨潮汐漲退帶動泥沙懸浮於水體之中，12 至 14 小時間海水退潮，此時被沖刷之懸浮泥沙隨著潮汐被帶至下游接近河口的地方。而 14 小時後開始漲潮，懸浮泥沙隨著海水湧入被帶往河道上游的地方。

圖 5-3 左手邊系列圖為同時考慮風浪與潮汐的情況，在同右手邊系列圖漲退潮的時間點，懸浮泥沙濃度及其分布情形。風向大致上都為風向度數 30 度，也就是北北東方向吹來的風，由圖中我們可以看出，從 12 至 14 小時間海水退潮，強烈的風形成的波浪，在近岸地區產生的輻射應力，加強底床淘刷，使得懸浮泥沙濃度上升。從河道中帶出的懸浮泥沙隨著風吹拂的方向移動，整體而言懸浮泥沙濃度與分布範圍將略大於只考慮潮汐的情況。而 14 小時後適逢漲潮期間，在不考慮風浪的情況下，懸浮泥沙會隨著海水湧入往河道上游前進，但由於風浪的作用，懸浮泥沙會被帶往風吹拂的方向移動，部分懸浮泥沙沿著台北港外堤往南岸移動，而僅有部分懸浮泥沙隨著海水漲潮回到河道內。

總結上述分析，在不考慮風浪的情況下，懸浮泥沙的分布會跟隨潮汐漲退而進出河道。退潮時，底泥受淘刷並隨著海水退去往河口移動；漲潮時，隨著海水湧入，懸浮泥沙會往河道上游移動並被帶回河道進行沉降。在有考慮風浪的情況下，退潮時伴隨潮汐離開河道的懸浮泥沙，與在河口地區藉由風浪輻射應力產生的懸浮泥沙，隨著風吹拂的方向移動，並且在有風浪的情況下，濃度會大於只有考慮潮汐的狀況，然而當漲潮時，大量的懸浮泥沙會被留在河口地區，並沿著台北港外堤傳輸。在有考慮風浪狀況的系列圖中，我們可以發現，在台北港外堤的最南端，處於被淘刷的狀態，其原因來自於波高在此處驟降，波浪形成碎波產生強烈的輻射應力，使得這個區域的懸浮泥沙濃度會特別高，波浪產生的懸浮泥沙發展與分布，將會在 5.3 節中做詳盡討論。

5.2 不同風向之模擬結果

在本節中，我們想要探討，在相同風速與同樣潮汐狀態下，不同角度的風場對河口地區懸浮泥沙濃度分布所造成的影響。根據周憲德 (2015) 研究報告指出，冬季為淡水河口漂砂最為活躍的季節，所以我們將針對冬季的兩種主要風向，北風 (0 度) 與東北風 (45 度)，跟春、夏季的主要風向，西南風 (225 度) 等三種風向進行模擬與討論。首先我們先討論在北風條件下，漲、退潮期間的兩個時間點，懸浮泥沙濃度與其分佈和波高之間的關係。首先，我們要探討在北風的情況下，懸浮泥沙濃度的分布與波高之關係。

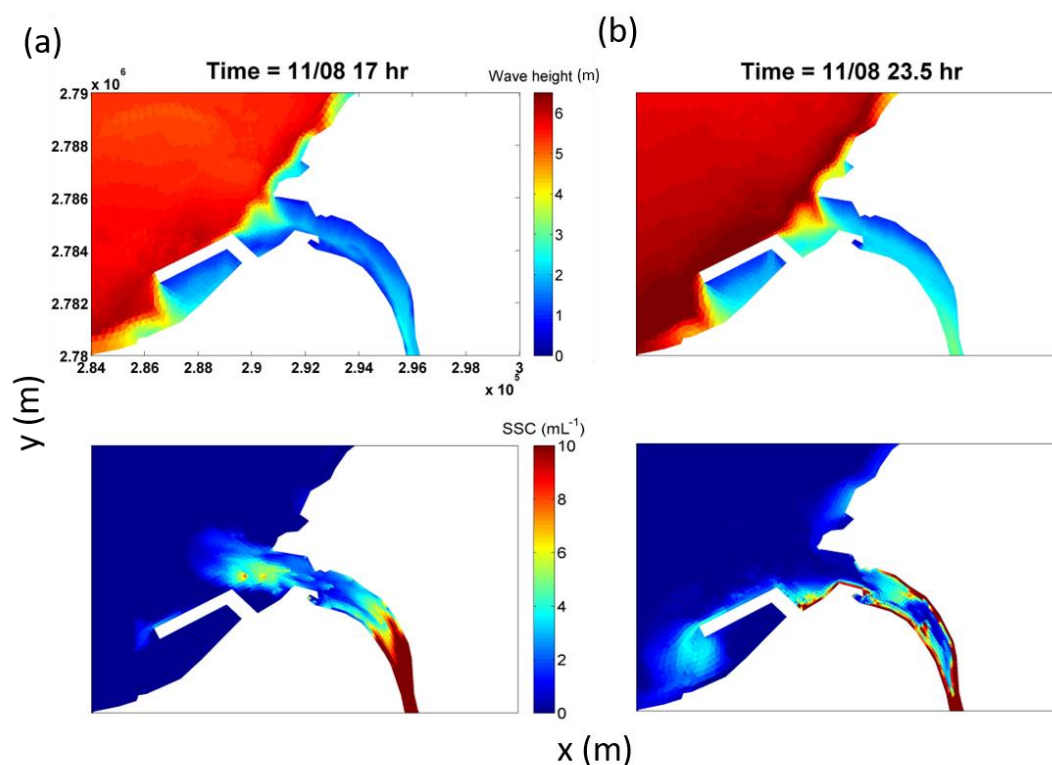


圖 5-4 北風條件下，分別在(a)退潮期間和(b)漲潮期間之懸浮泥沙濃度及分布與相對應時間點之波高情形

上圖 5-4 中的左手邊圖形是在北風的情況下，懸浮泥沙的濃度與懸浮泥沙分布的俯視圖，右手邊是相對應時間點的波高分布，而圖面上方(a)圖的時間點是在退潮期間，(b)點則是在漲潮期間。從(a)圖中我們可以發現，波浪從北向入射，在河口北岸與南岸，受到地形影響，波高驟減伴隨著碎波現象，波高梯度引起的輻射

應力於此區域形成環流，使底床泥沙懸浮至水體中。台北港外堤的最南側，因為構造物形狀關係，使得此處波能聚集，產生較強的淘刷效應，導致此處相對於其他南北岸地區有著較高的懸浮泥沙濃度。河口地區受到地形淺化影響，波高在河口驟降，形成的碎波在此區域形成環流，淘刷產生的懸浮泥沙受到退潮水動力影響，被向外推至河口外。圖(b)是在漲潮期間懸浮泥沙的分布和濃度與波高的俯視圖，我們可以發現南北兩岸懸浮泥沙濃度提高，其分佈與波高近岸驟降的區域幾乎吻合。在南岸地區，台北港北防波堤北邊，同樣因構造物形狀的緣故，此處波能聚集，形成環流產生淘刷，水體中懸浮泥沙受北風影響沿著外堤往南；另一部分台北港外堤南側，一樣是構造物形狀與波浪生成的環流，造成底床淘刷，懸浮泥沙受北風影響往南移動。北岸受波浪產生的環流影響，使得泥沙懸浮，又順著北風風向往南走，淡水第二漁港附近，受到正北方向波浪影響，其北邊防波堤產生環流，淘刷底床使泥沙懸浮，淡水河北岸與北防波堤的懸浮泥沙，受北風影響，往南移動，部分泥沙於漁港近岸堆積，其餘隨著北風至淡水河南岸堆積；河口地區被潮汐帶出之懸浮泥沙與受波浪淘刷進水體的泥沙受風應力往南移動時，受地形與人工建構物的影響，部分泥沙於台北港北防波堤靠近河口處沉降，有些則沿著台北港外堤往南移動，其餘的泥沙則跟隨海水漲潮回到河道內。

緊接著，我們要看在風向為東北季風的情況下，懸浮泥沙濃度之分布與波高之關係。下圖 5-5 為在東北風的條件下，懸浮泥沙濃度及分布與波高在漲退潮其間之情形。同圖 5-4，左手邊圖形是懸浮泥沙的濃度與懸浮泥沙分布的俯視圖，右手邊是相對應時間點的波高分布俯視圖，而圖面上方(a)圖的時間點是在退潮期間，(b)點則是在漲潮期間。從(a)圖中我們可以發現，波浪以東北方向入射，圖面左下角的位置有較大的波高。懸浮泥沙的部分，同北風的結果，我們一樣能在台北港外堤的最南側發現較高濃度的懸浮泥沙，且由於地勢走向的關係，東北風在台北港外堤及淡水河鄰近海岸產生的波高與北風相比相對較小，於此處產生的懸浮泥沙濃度也小於北風的情形。此外，在北岸的地方我們只看的到少量的泥沙懸浮至水體中，其原因是因為東北風在北岸形成的波高較小，相對地受到地形影響波能驟減後，波高梯度所引起的輻射應力也相對較小，對底床的淘刷能力也相對較弱。在河口的部分，一樣波浪受到地形影響，碎波效應產生的環流將底泥淘刷懸浮至水體中，波浪形成環流懸浮的底泥與受潮汐帶出河口的底泥同時受到東北風的影響，使得懸浮泥沙的分布略往西南方移動。但是，在台北港北防波堤接近河口的

地方，由於風吹方向正好與堤岸正交，所以由河道帶出的懸浮泥沙與北岸少量被淘刷產生的懸浮泥沙會聚集在這個地方，而形成非常大的懸浮泥沙濃度。

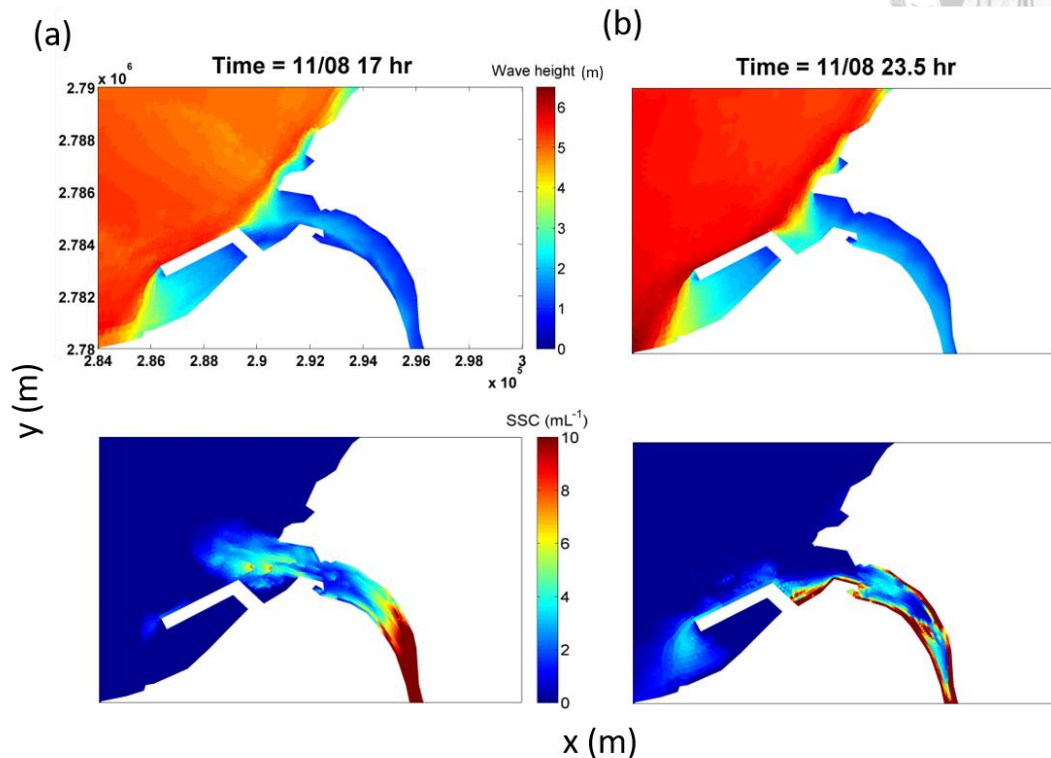


圖 5-5 東北風條件下，分別在(a)退潮期間和(b)漲潮期間之懸浮泥沙濃度及分布與相對應時間點之波高情形

圖 5-5 的圖(b)是在漲潮期間懸浮泥沙的分布和濃度與波高的俯視圖，圖中我們可以發現，北岸幾乎沒有泥沙分布，其原因同樣是因為波浪受地形影響破碎後，波高梯度不大，底床淘刷能力相對較弱，又因風向為東北風，河口帶出的懸浮泥沙不會被帶往北岸，使得北岸的懸浮泥沙濃度較小。南岸在東北季風吹拂下，為感受到波浪影響最強烈的地方，我們可以看到，在南岸鄰近海岸線的地方，受到碎波形成的環流影響，泥沙大量懸浮至水體中，且由於東北風的影響，從河口帶出的懸浮泥沙順著風吹拂的方向，沿著台北港外堤被帶往南岸，也是懸浮泥沙在南岸濃度較高的原因之一。另外，河道中被潮汐帶出的泥沙，因為東北風與人工建構物的影響，部分被留在台北港北防波堤靠近河口處，另一部份如上述，沿著台北港外堤往南岸移動，剩餘的部分則隨著海水漲潮回到河道內。

接著，我們將探討在西南風的影響下，懸浮泥沙在水體中的濃度、分布情形

及其與波高之間的關係。

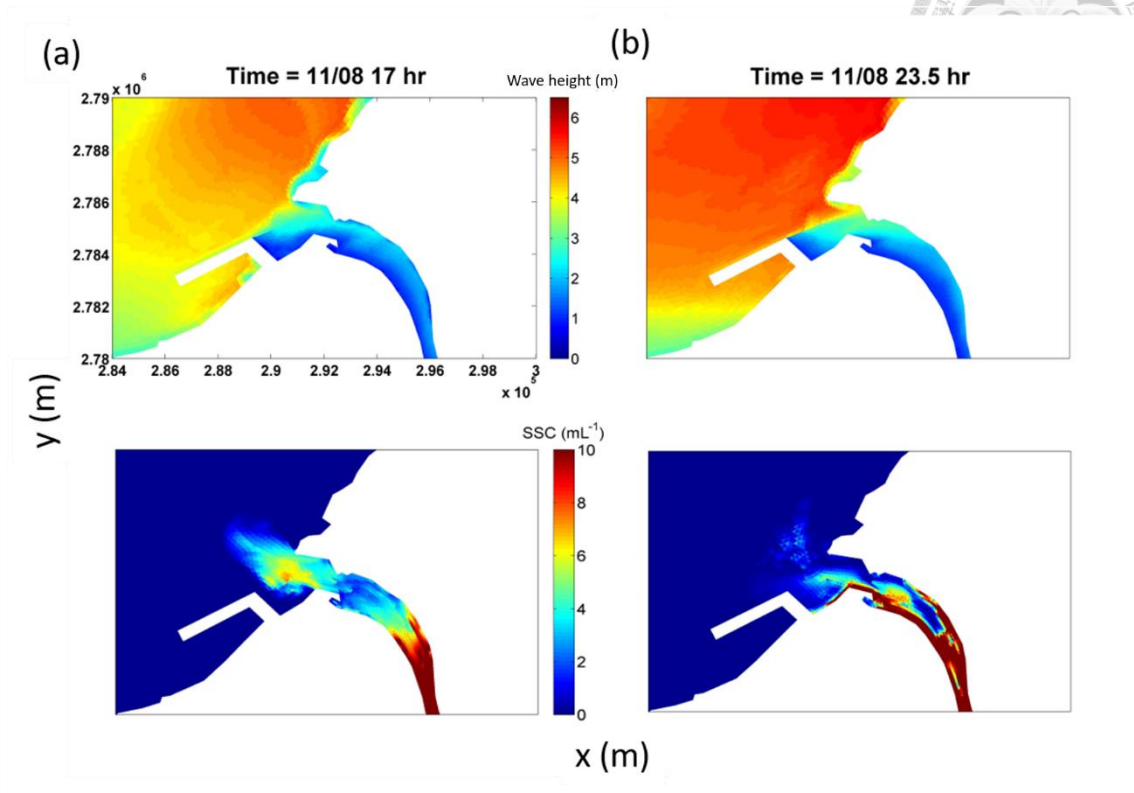


圖 5-6 西南風條件下，分別在(a)退潮期間和(b)漲潮期間之懸浮泥沙濃度及分布與相對應時間點之波高情形

圖 5-6 為在西南風的條件下，懸浮泥沙濃度及分布與波高在漲退潮其間之情形。同上兩張圖，左手邊圖形是懸浮泥沙的濃度與懸浮泥沙分布的俯視圖，右手邊是相對應時間點的波高分布俯視圖，而圖面上方(a)圖的時間點是在退潮期間，(b)點則是在漲潮期間。從圖(a)右手邊波高俯視圖中我們可以發現，由於西南風的吹拂，波能量較強的地方為圖中右上角的地方，因為淡水河出海岸線呈現東北-西南走向，河道為西北-東南走向，受到西南風產生的波浪能量較小，南北兩岸皆沒有較大的懸浮泥沙濃度出現，尤其是南岸的地區，幾乎不會發生碎波現象，使得南岸地區幾乎沒有懸浮泥沙濃度值。河口受潮汐帶出的懸浮泥沙受到西南風的影響，會往東北方向移動。值得注意的地方在淡水第二漁港的區域，此處波高減弱，淡水第二漁港因建構形狀與風向的關係，在其港口出入口附近會是波能聚集且產生環流的區域，此地區的底床泥沙會被懸浮至水體中，並增加此區域懸浮泥沙濃度值。圖(b)是在漲潮期間懸浮泥沙的分布和濃度與波高的俯視圖，圖中我們可以看出，

在南北岸依舊沒有明顯的懸浮泥沙濃度值，河口流出的懸浮泥沙被西南風留在河口與外海處，並隨著風向往東北方向移動，從圖(b)中我們可以更明顯的看到在淡水第二漁港出入口附近，因為建構物形狀關係，波能聚集且產生較強的環流，有較高的懸浮泥沙濃度。河口地區受波浪產生的漂砂與潮汐退潮時留在河口的部分漂砂，會受到西南風的影響，往淡水河北岸移動，部分在第二漁港北邊防波堤附近或更遠處沉降，或是受到第二漁港南防波堤的阻擋，在南防波堤近岸沉積。

最後，我們將取如圖 5-7 的控制體積，來觀察在三種相同風速與潮汐條件，僅風向不同的條件下，懸浮泥沙在控制體積內的濃度變化。

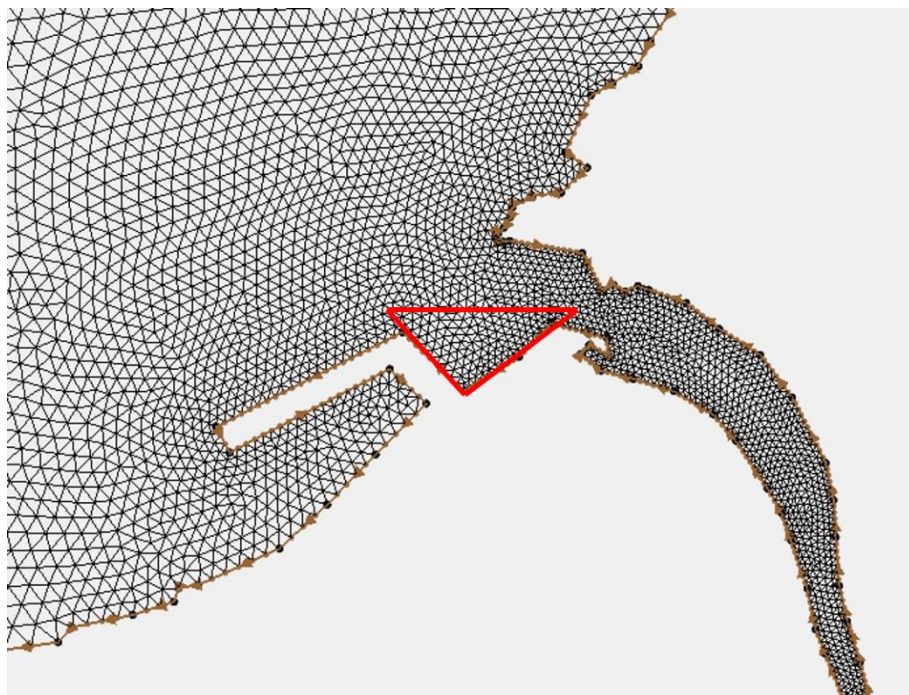


圖 5-7 不同風向懸浮泥沙濃度變化所選取的控制體積

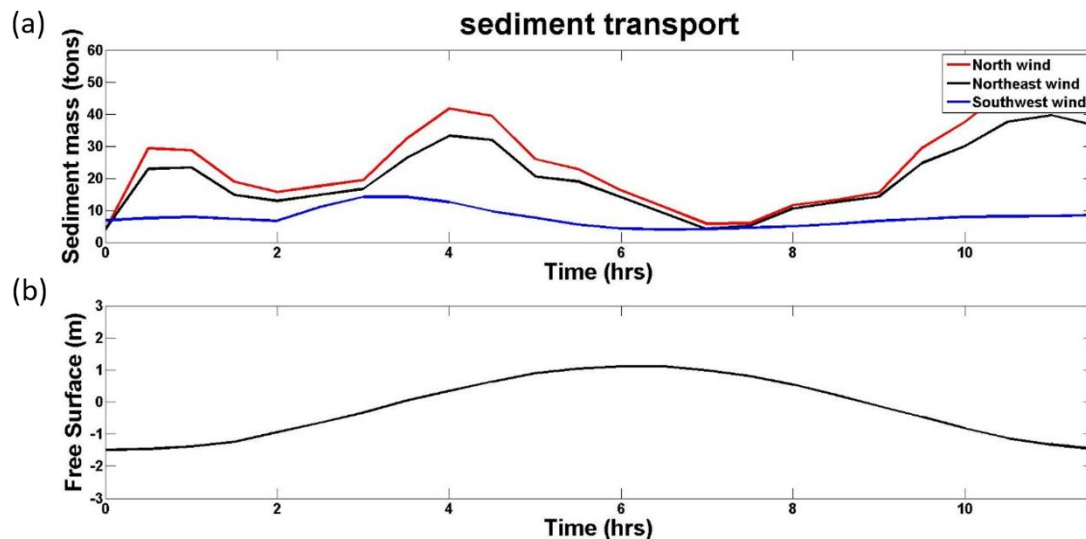


圖 5-8 不同風向懸浮泥沙於控制體積內的量值 (a) 為懸浮泥沙總量 (b) 為相對應時間點的水位高

圖 5-8 的(a)圖為控制體積內懸浮泥沙的總量，在不同風速下的結果，而圖(b)是相對應時間點上，在河口地區的自由液面高度。由圖可以看出，在西南風的條件下，其在控制體內的懸浮泥沙量值幾乎皆小於在東北風與北風的條件，其原因有兩個，第一是因為，西南風產生的波高相對於另外兩種條件而言較小，波高驟降後產生的環流也相對較小，故受波浪引起之懸浮泥沙濃度不高；第二個原因是因為，根據洪益星 (2000) 指出，淡水河口外飄砂，主要源自於河流本身流出，少部分來自於陽明山火山岩，所以由於風向的緣故，河道中被帶出的懸浮泥沙，受風力影響，會往東北方向移動。再來看東北風與北風條件下的濃度隨時間變化圖，可以發現在一次潮汐周期過後，北風條件下的懸浮泥沙濃度會大於東北風條件下的懸浮泥沙濃度，其原因是因為地勢的走向，在相同風速的情況下，北風產生從正北方來的波浪場，幾乎垂直正交於淡水河口及其鄰近海岸線，使得在在接近近岸的地方產生較大的波高，隨著地形改變，波高驟降後，有較大的波高梯度，輻射應力產生的環流較強，導致底床被大量淘刷，懸浮至水體中，強勁的北風將水體中的懸浮泥沙往南輸送，又因台北港北防波堤阻攔了受風影響向南運輸的懸浮泥沙，導致此處的濃度較高。

當底床受到剪力作用，若剪力強度大於臨界剪力強度時，底床泥沙就會被掏刷，並懸浮至水體中。本模式將底床剪力分為水流產生的剪力，與波浪產生的剪力兩種，其形式如 2.3 節中所述，故此處不再贅述。風場產生的風應力與波浪產生

的輻射應力，會回饋至水動力方程中，進而影響水流剪力；然而，波浪本身的軌跡速度(Orbital velocity)亦會對底床產生一剪力。故此小節中，我們會分別模擬兩種情況並與只考慮潮汐的情況做比較，第一種情況為同時考慮風應力、輻射應力、波浪剪力及潮汐等四種影響因子的情況；第二種情況為在第一種情況下，不考慮輻射應力的情況；第三種情況為只潮汐的情況。比較這三種模擬結果的目的在於，探討淡水河口及沿岸受波浪產生之高濃度懸浮泥沙濃度的主要成因。

下圖 5-9 為我們的模擬結果，圖 5-9. (a) 為上述第一種情況，圖 5-9. (b) 為上述第二種情況，以此類推。圖面下方為懸浮泥沙濃度及分布圖，模擬結果顯示，在有考慮輻射應力的情況底下，北岸及台北港外提會出現相當高的懸浮泥沙濃度，然而在圖(b)中並沒有這麼高的懸浮濃度出現，故波浪產生的輻射應力可能是造成淡水河口沿岸地區底床受掏刷的主要原因。

圖 5-9 上方圖面為流體最上層的水平速度(y direction)，比較(b)與(c)兩種情況下的速度分佈圖，由於模擬此時段之風場為北風，結果顯示，表層流場會受風應力的影響而產生一個負的速度值，且由於北風的關係，使得(a)、(b)兩種有考慮風場的情況，在潮汐退潮至河口外的速度結構時皆有被壓扁的現象。

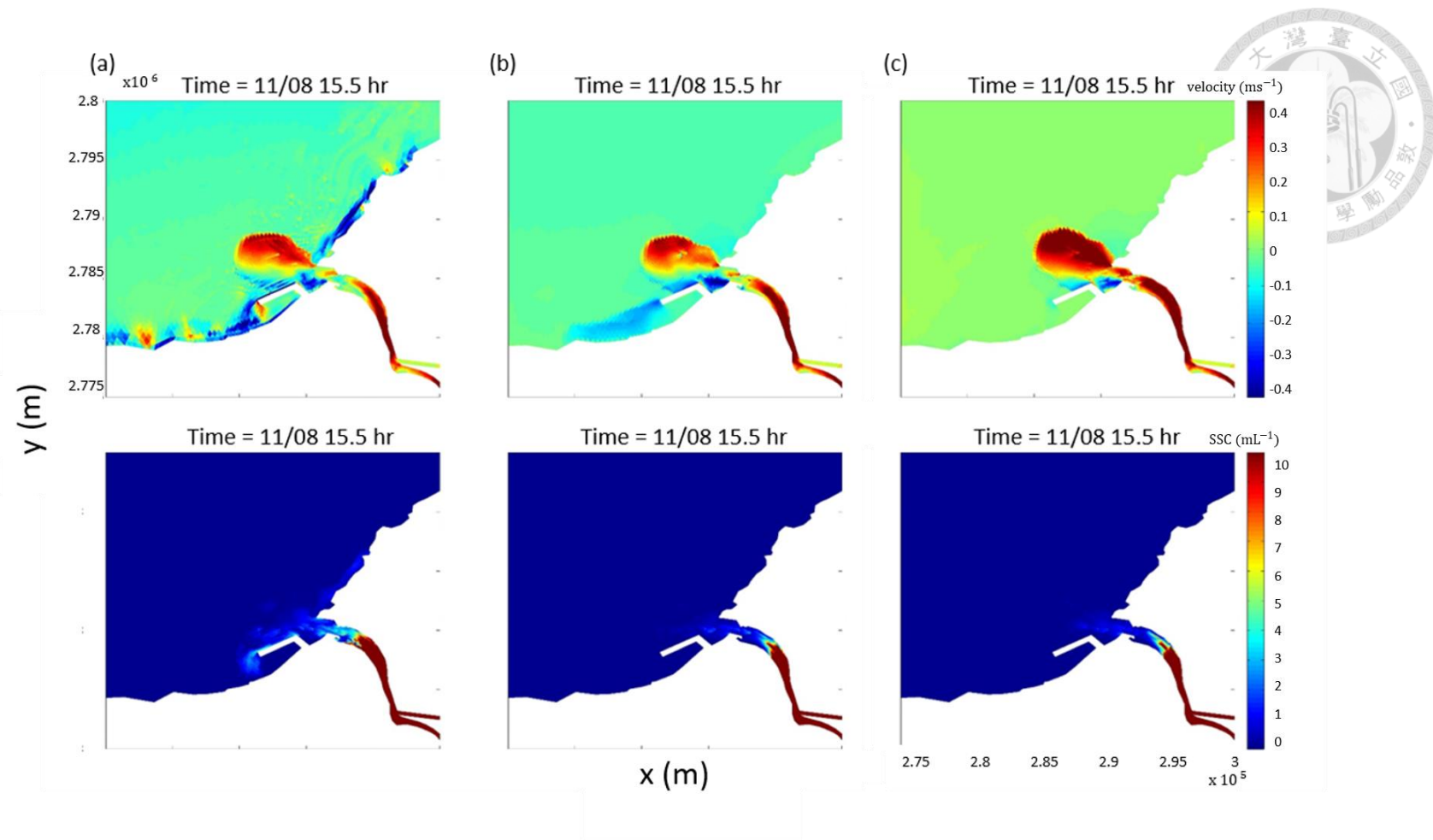


圖 5-9 不同條件下之速度與懸浮泥沙濃度及其分佈之模擬結果，(a)同時考慮風應力、輻射應力、波浪剪力及潮汐的情況；(b)為同時考慮風應力、波浪剪力及潮汐的情況；(c)為僅考慮潮汐的情況。圖面上方為水平(y direction)流場，下方為懸浮泥沙濃度及分



5.3 強烈北風之模擬結果

根據上一個小節我們可以知道，相同風速下，在風向為北風時，會造成台北港北防波堤接近河口地區有最強的泥沙濃度，其原因在於正北方風向產生較大的波高，在受地形影響遞減後，較大的波高梯度引起強烈環流，使底床泥沙大量被懸浮進水體中，懸浮在水中的泥沙又受風力影響向南輸送，但台北港北防波堤阻攔了大量往南運移的泥沙，使得泥沙於此處沉積。緊接著在這個小節中，我們要探討在風速大於 10 ms^{-1} 的強烈北風情況，並配合潮汐漲退的狀況下，懸浮泥沙濃度的發展與分布情形。

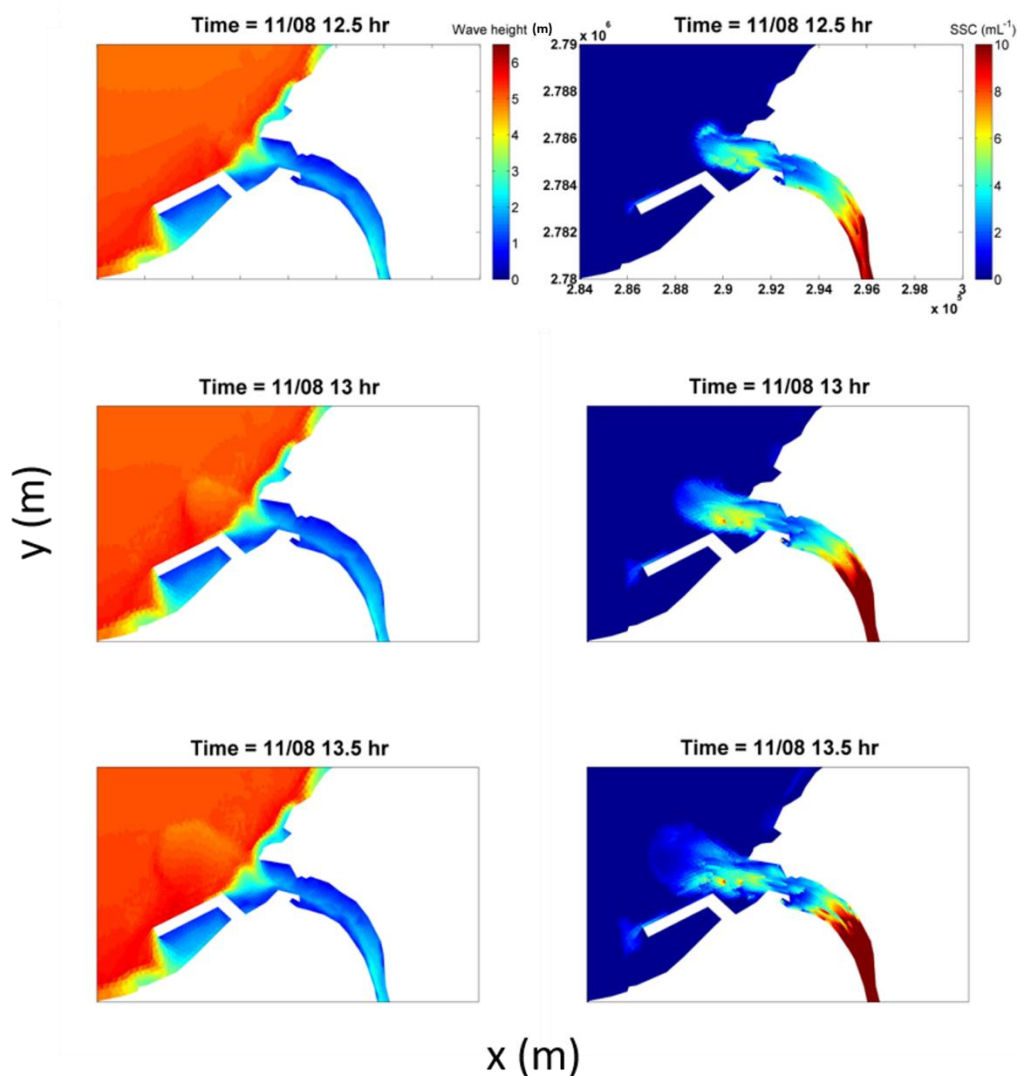


圖 5-10 北風條件下的模擬結果，左邊為懸浮泥沙濃度、發展與分布情形，右邊為相對應時間點的波高分佈

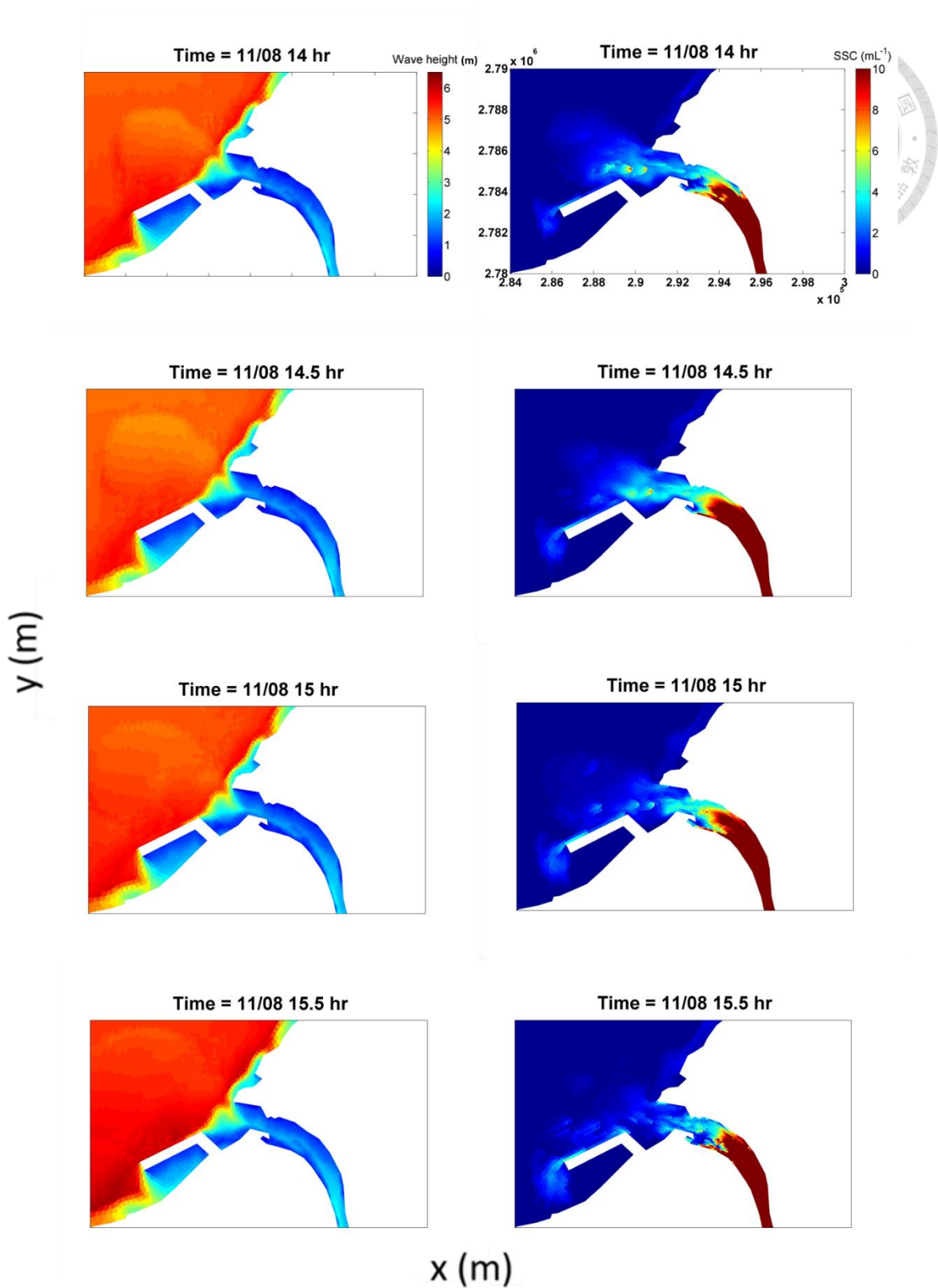


圖 5-10 (續) 北風條件下的模擬結果，左邊為懸浮泥沙濃度、發展與分布情形，右邊為相對應時間點的波高分佈

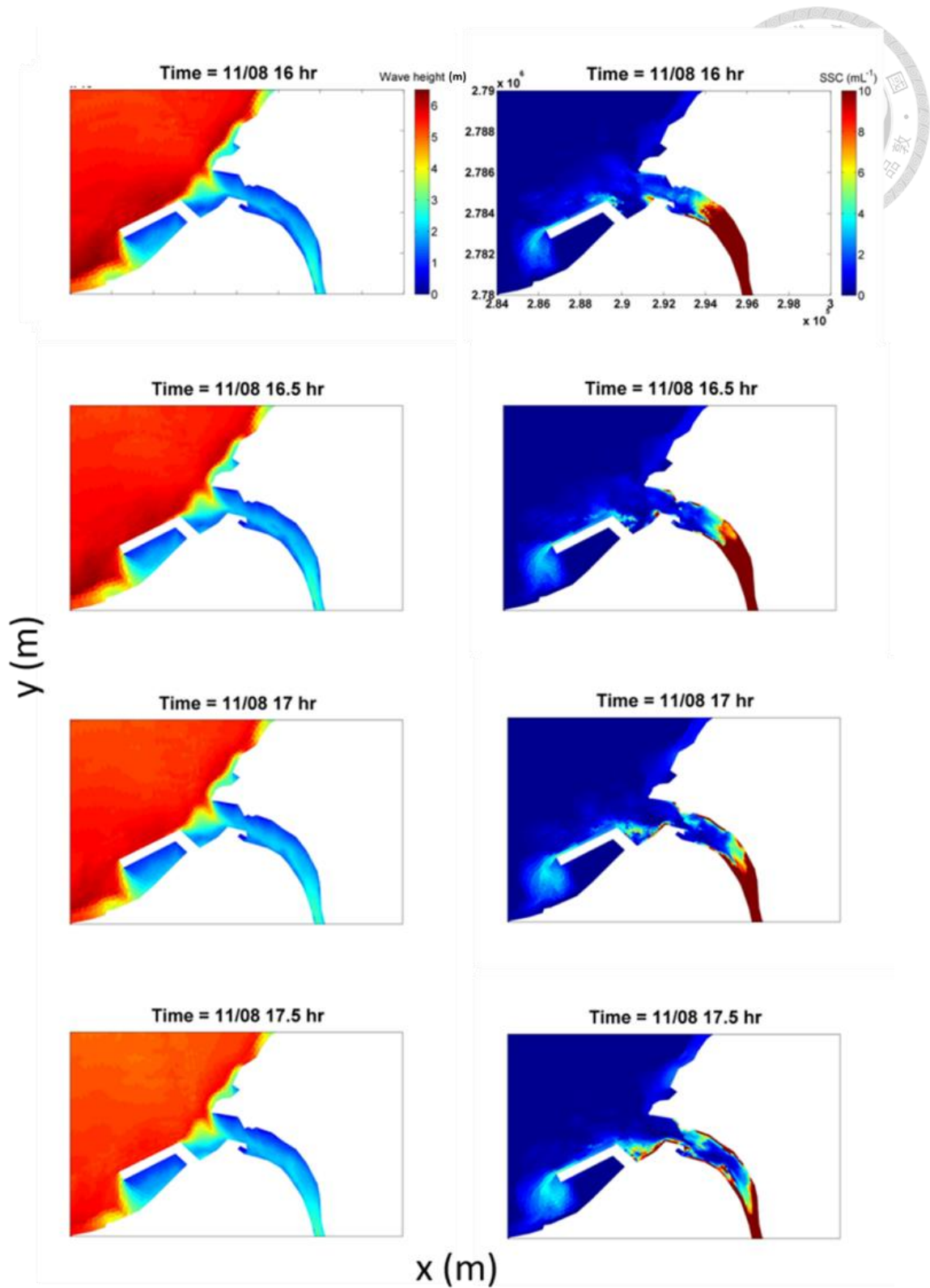


圖 5-10 (續) 北風條件下的模擬結果，左邊為懸浮泥沙濃度、發展與分布情形，右邊為相對應時間點的波高分佈

圖 5-10 為一整個潮汐漲退週期下，懸浮泥沙的分布及其濃度變化圖與相對應的波高變化俯視圖，圖中左手邊為懸浮泥沙濃度分布圖，右手邊為其相對應時間點的波高分布圖。從最初 11 月 8 日 12.5 小時的懸浮泥沙濃度分布圖我們可以看出，南岸台北港外堤最南邊，受波浪與建築物形狀影響，產生較強烈的環流，使得懸浮泥沙濃度在此區域較高，北岸部分地形岬突的區域，一樣是由於波浪產生的環流，使得這些地方有較高的懸浮泥沙濃度。北風持續吹拂，正北方向的波浪與風力作用下，使得受潮汐推出河口的懸浮泥沙結構發生變化，往西南方移動；北岸岬突與台北港外堤最南邊懸浮於水體中的泥沙也在風與波浪的作用下，向南運移。順著時間軸往下走，來到 15 小時，此時潮汐週期正準備開始漲潮，我們可以發現，部分的懸浮泥沙仍停留在河口地區，沒有隨著海水湧入回到河道內，停留在河口地區的懸浮泥沙受風浪作用，結構呈現往南運行的趨勢。在台北港外堤南邊，受淘刷產生的懸浮泥沙一部分隨著風向往南走，另一部分泥沙由於外堤建構物走向的關係，會於外堤近岸淤積。另外，在北岸淡水河第二漁港的南側，也有較大的懸浮泥沙濃度，其原因可能有兩個，第一是北岸岬突產生的懸浮泥沙受風影響往南運形時，由於此處地形對北風有遮蔽效應的影響，使得泥沙聚集在此處沉降，第二個原因是淡水河第二漁港因為建構物形狀關係在這邊產生類似岬突的區域，第二漁港北側迎風浪的區域，因碎波產生環流使得此處泥沙懸浮，風力作用使得部分泥沙在漁港北側近岸區域淤積，另一部分則往南至漁港南側淤積，剩餘的部分則繼續受到風浪的作用往南運送。接著進入漲潮期間，漲潮期間沒有泥沙從河道內部被輸出，所以我們可以很明顯的發現，懸浮泥沙的分布大致上與碎波發生的區域吻合，可以確認在河道沒有提供砂源的狀況下，沿岸砂源來自於波浪形成的環流淘刷導致，另外從第 16 小時的圖中我們可以看出，台北港北防波堤外堤的最北邊，有較大的懸浮泥沙濃度，其原因亦是因為建構物的形狀在此處形成類似岬突的地方，並因此有較強烈的環流產生淘刷。繼續跟著時間演進，我們會發現，受到淘刷的泥沙受北風吹往南運移，最後會受到地形或建構物的影響而在台北港北防波堤靠近河口的區域、淡水河鄰近沿海的南岸以及淡水第二漁港南岸堆積，其中堆積最嚴重的區域是在台北港北防波堤靠近河口的地方，其原因是因為此區域大致為 L 形，往南運行的沿岸漂沙與往河道內部移動的懸浮泥沙都會因為地形的關係被攔截並沉積。


由懸浮泥沙分布與發展過程我們可以歸納出，在北岸岬突、台北港外堤的最南、最北邊以及淡水第二漁港出入口，這些地方的離岸區域是屬於受淘刷侵蝕的情形；而南北沿岸近岸的地區，尤其是台北港北防波堤靠近河口的區域以及淡水第二漁港南側的區域是屬於淤積的情況，其原因大多為風浪產生的懸浮泥沙與河道內帶出的懸浮泥沙受風作用，循著風吹的方向移動而受到地形或建構物攔截或其遮蔽效應，使得泥沙在近岸或特定區域沉降堆積。

Chapter 6 結論與未來工作

本研究中，我們使用做過自由液面、鹽度、波高與懸浮泥沙濃度驗證後之模式，探討在相同潮汐、流量下，懸浮泥沙受風浪影響後的濃度改變及其分布情形，與懸浮泥沙受風浪影響下發展的情形，我們使用從第十河川局、海氣地向中心與中央氣象局拿到的現地資料，進行 2016 年 11 月份的模擬，觀察並分析潮汐、風浪、地形與人工建構物對懸浮泥沙的影響。河口地區位於海岸與河川的交界，其動力行為同時受到海洋營力與河川作用影響，非常複雜，我們的目的是在於同時探討並分析各種動力行為對河口懸浮泥沙動力行為的影響，模擬中所得到的結論我們將一一列於下方。

6.1 結論

1. 我們所擁有的地形資料僅包含淡水河主流跟大漢溪，但是若僅生成這部分的網格，則在新店溪、基隆河與主流匯流處的開放性邊界，會受到潮汐的影響，在漲潮期間時此處的流量會有失真的現象，因此我們假設兩長直渠道，再匯流處往外延伸，確保潮汐湧入的水可以順利排出。
2. 研究中我們將自由液面、鹽度、波高和懸浮泥沙濃度與現地資料進行比較，並使用技巧評分 (Skill Score) 對模擬結果與量測資料進行量化。在模式驗證中，我們的技巧評分都有良好的表現，並且在對懸浮泥沙濃度進行分布驗證時，我們也可以很好的捕捉到漲退潮的趨勢。
3. 在外海開放性邊界的潮汐部分，由於我們只能取得河口附近的自由液面資料，所以我們使用資料同化的方式，將從河口取得的液面資料進行調整後放入外海邊界。
4. 為了讓波浪在淺岸地區的物理機制能夠順利發展，所以我們增加了淺海區域的部分，並提高沿岸地區網格的解析度，以確保波浪於近岸地區的物理機制可以順利發展並且加強波浪在淺岸地區產生的淘刷現象。
5. 在中央區靠近內區的地方，相同的潮汐與邊界條件的情況，受到風力影響，使的在有考慮風浪的情況底下，相較於只考慮潮汐的情況，會有較高的懸浮泥沙濃度。在河道出海口地區，則因為受地形影響形成碎波，增加底泥淘刷而使的河口地區的懸浮泥沙濃度亦高於不考慮風浪的情況。

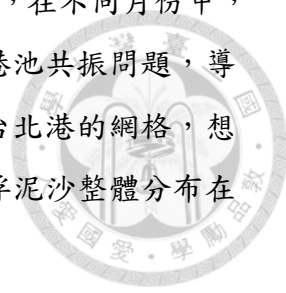
- 
6. 相同潮汐邊界、河流流量、風速卻不同風向的模擬中，我們發現在北風、東北風以及西南風三種風向條件下，北風會在台北港北防波堤造成最大的懸浮泥沙濃度，其原因是由於北風產生正北方向的波浪幾乎正交於淡水河及其鄰近海岸的地形正交，最大的波高於沿岸地區會產生最高的波高梯度，也會形成較強的環流，使的大量的底泥被掏刷進水體中。
 7. 在考慮不同波浪對懸浮泥沙影響的條件中，我們發現，波浪產生的輻射應力是淡水河及其沿岸受波浪影響形成掏刷的主要原因，而風應力則是風浪模式中驅使懸浮移動的主要原因。
 8. 最後，我們探討在北風的情況下，懸浮泥沙隨時間演進的濃度變化及其分布情形，可以發現，在風浪作用下，南北兩岸在岬突的地方會有較大的波高並在離岸的區域產生淘刷的現象，並受風浪的影響而沿著地形往南移動，退潮時從河道內帶出的懸浮泥沙亦會隨著風浪往南運營，並受到地形或構造物影響而沉降堆積。
 9. 整體而言，淡水河口及其鄰近海岸的侵淤狀況為，北岸岬突、台北港外堤的最南、最北邊以及淡水第二漁港出入口，這些地方的離岸區域是屬於侵蝕的情形；而南北沿岸近岸的地區，特別是台北港北防波堤靠近河口的區域及淡水第二漁港南側的區域是屬於淤積的情況，其原因大多為風浪產生的懸浮泥沙與河道內帶出的懸浮泥沙受風作用，循著風吹的方向移動而受到地形或建築物攔截或其遮蔽效應，使得泥沙在近岸或特定區域沉降堆積。

6.2 未來工作

本研究將三維近岸海洋模式 SUNTANS 結合水平非結構性網格應用在考慮台北港情況底下的淡水河流域及其鄰近海岸，並成功模擬出懸浮泥沙在不同風速、風向下之動力行為，未來我們將繼續延續此工作，並修正目前模式所不足之處。

目前本研究成果是採用單一粒徑進行模擬，之後進行模擬時，我們希望透過長時間對懸浮泥沙濃度分布的趨勢，加入不同粒徑的泥沙進行模擬，增加懸浮泥沙濃度的精確度。另外，如表 6-1、6-2 所示，我們發現在港口內量測到的自由液面潮差較大，其原因有兩個，第一個原因可能是港口的共振效應所造成的，外海潮汐進入港灣時，若潮汐的週期與港灣內固有週期接近時，會產生共振現象，使

港灣內部水位震動變大；第二個原因是，比較兩張表中可以知道，在不同月份中，潮差值會有所不同，所以我們推斷有可能是由於波浪所引起的港池共振問題，導致港灣內不潮差的差異。最後，我們會在建構一個相同卻沒有台北港的網格，想比較的是台北建港前後，我們的模式是否可以完整的模擬出懸浮泥沙整體分布在建港前後的差異。



測 站:淡水 Tamsui
 位 置:25°10'33"N 121°25'29"E 淡水河油車口
 潮高潮差單位:公分(潮高基準相對臺灣高程基準(TWVD2001)):0cm

| 月份 | 平均潮位 | 高低潮次數 | 平均高潮位 | 平均低潮位 | 大潮平均高潮位 | 大潮平均低潮位 | 最高天文潮 | 最低天文潮 |
|-----|------|-------|-------|-------|---------|---------|-------|-------|
| 1月 | -3 | 104 | 102 | -100 | 121 | -131 | 164 | -151 |
| 2月 | | | | | | | | |
| 3月 | * | 46 | * | * | * | * | 165 | -147 |
| 4月 | 30 | 112 | 137 | -70 | 157 | -98 | 169 | -130 |
| 5月 | 41 | 115 | 143 | -55 | 161 | -85 | 169 | -109 |
| 6月 | 54 | 80 | 154 | -39 | 166 | -66 | 170 | -104 |
| 7月 | 56 | 99 | 157 | -37 | 165 | -57 | 181 | -102 |
| 8月 | 61 | 88 | 163 | -37 | 194 | -59 | 193 | -102 |
| 9月 | 64 | 89 | 169 | -33 | 190 | -48 | 195 | -103 |
| 10月 | 42 | 55 | 174 | -47 | 202 | -67 | 196 | -101 |
| 11月 | 10 | 62 | 129 | -96 | 139 | -116 | 188 | -110 |
| 12月 | 6 | 51 | 112 | -97 | 134 | -119 | 171 | -127 |
| 年度 | 34.4 | 901 | 144 | -61 | 163 | -85 | 196 | -151 |

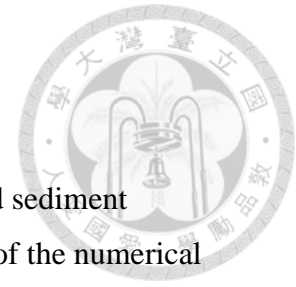
表 6-1 淡水河車油口潮汐統計年報

測 站:臺北港 Taipei Port
 位 置:25°09'24"N 121°22'18"E 臺北港第3港埠
 潮高潮差單位:公分(潮高基準相對臺灣高程基準(TWVD2001)):0cm

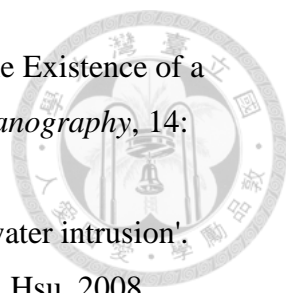
| 月份 | 平均潮位 | 高低潮次數 | 平均高潮位 | 平均低潮位 | 大潮平均高潮位 | 大潮平均低潮位 | 最高天文潮 | 最低天文潮 |
|-----|------|-------|-------|-------|---------|---------|-------|-------|
| 1月 | 35 | 74 | 160 | -90 | 175 | -125 | 166 | -181 |
| 2月 | 45 | 71 | 167 | -76 | 190 | -114 | 168 | -176 |
| 3月 | 40 | 111 | 167 | -83 | 192 | -110 | 177 | -154 |
| 4月 | 51 | 113 | 171 | -67 | 195 | -101 | 176 | -135 |
| 5月 | | | | | | | | |
| 6月 | | | | | | | | |
| 7月 | | | | | | | | |
| 8月 | * | 27 | * | * | * | * | 175 | -133 |
| 9月 | 78 | 97 | 200 | -38 | 225 | -66 | 182 | -138 |
| 10月 | * | 50 | * | * | * | * | 193 | -141 |
| 11月 | 62 | 75 | 201 | -63 | 213 | -98 | 202 | -138 |
| 12月 | 51 | 61 | 173 | -73 | 192 | -117 | 210 | -127 |
| 年度 | * | 679 | 177 | -70 | 197 | -104 | 210 | -181 |

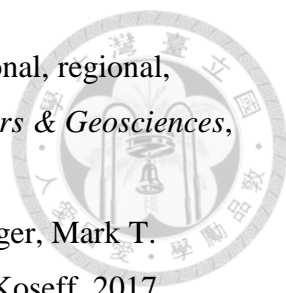
表 6-2 台北港第三港埠的潮汐統計年報

REFERENCE



- [1] Cancino, Leonor, and Ramiro Neves. 1999. 'Hydrodynamic and sediment suspension modelling in estuarine systems: Part I: Description of the numerical models', *Journal of Marine Systems*, 22: 105-16.
- [2] Chang, SA. 2005. 'Wind effects on water exchange residence time in Dapeng Bay', Masters Thesis, National Sun Yat-Sen University, Kaohsiung, Taiwan.
- [3] Chen, W. B., W. C. Liu, N. Kimura, and M. H. Hsu. 2010. 'Particle release transport in Danshuei River estuarine system and adjacent coastal ocean: a modeling assessment', *Environ Monit Assess*, 168: 407-28.
- [4] Chen, Wei-Bo, Wen-Cheng Liu, and Ming-Hsi Hsu. 2012. 'Comparison of ANN approach with 2D and 3D hydrodynamic models for simulating estuary water stage', *Advances in Engineering Software*, 45: 69-79.
- [5] Chen, Wei-Bo, Wen-Cheng Liu, Ming-Hsi Hsu, and Chi-Chuan Hwang. 2015. 'Modeling investigation of suspended sediment transport in a tidal estuary using a three-dimensional model', *Applied Mathematical Modelling*, 39: 2570-86.
- [6] Chou, Yi-Ju, Rusty C. Holleman, Oliver B. Fringer, Mark T. Stacey, Stephen G. Monismith, and Jeffrey R. Koseff. 2015. 'Three-dimensional wave-coupled hydrodynamics modeling in South San Francisco Bay', *Computers & Geosciences*, 85: 10-21.
- [7] Fringer, O. B. 2011. '<SUNTANS User Guide>'.
[8] Fringer, O. B., M. Gerritsen, and R. L. Street. 2006. 'An unstructured-grid, finite-volume, nonhydrostatic, parallel coastal ocean simulator', *Ocean Modelling*, 14: 139-73.
- [9] Harris, Jeffrey C. 2011. *Wave-induced sediment transport: simulation of turbulent wave boundary layers* (University of Rhode Island).
- [10] Hsu, Ming-Hsi, Albert Y Kuo, Jan-Tai Kuo, and Wen-Cheng Liu. 1999. 'Procedure to calibrate and verify numerical models of estuarine hydrodynamics', *Journal of hydraulic engineering*, 125: 166-82.
- [11] Hsu, Tai-Wen, John R-C Hsu, Wen-Kai Weng, Swun-Kwang Wang, and Shan-Hwei Ou. 2006. 'Wave setup and setdown generated by obliquely incident waves', *Coastal engineering*, 53: 865-77.

- 
- [12] Komen, G. J., K. Hasselmann, and K. Hasselmann. 1984. 'On the Existence of a Fully Developed Wind-Sea Spectrum', *Journal of Physical Oceanography*, 14: 1271-85.
- [13] Lin, Cheng-Wei. 2006. 'Numerical study of wave effect on seawater intrusion'.
- [14] Liu, Wen-Cheng, Wei-Bo Chen, Ralph T. Cheng, and Ming-Hsi Hsu. 2008. 'Modelling the impact of wind stress and river discharge on Danshuei River plume', *Applied Mathematical Modelling*, 32: 1255-80.
- [15] Liu, Wen-Cheng, Ming-Hsi Hsu, and Albert Y Kuo. 2002. 'Modelling of hydrodynamics and cohesive sediment transport in Tanshui River estuarine system, Taiwan', *Marine Pollution Bulletin*, 44: 1076-88.
- [16] MacWilliams, ML, FG Salcedo, and ES Gross. 2008. 'San Francisco Bay-Delta UnTRIM Model Calibration Report', *California Department of Water Resources Tech. Rep.*
- [17] Mulder, Herman PJ, and Connie Udink. 1991. 'Modelling of cohesive sediment transport. A case study: the western Scheldt estuary.' in, *Coastal Engineering 1990*.
- [18] Ogston, AS, and RW Sternberg. 2002. 'Effect of wave breaking on sediment eddy diffusivity, suspended-sediment and longshore sediment flux profiles in the surf zone', *Continental Shelf Research*, 22: 633-55.
- [19] Sheng, Y Peter. 1986. 'Modeling bottom boundary layer and cohesive sediment dynamics in estuarine and coastal waters.' in, *Estuarine cohesive sediment dynamics* (Springer).
- [20] Spindler, Deanna M, and Hendrik Tolman. 2007. 'Example of WAVE WATCH III for the NE Pacific', *Technical Note 259, US Department of Commerce, NOAA, NWS*.
- [21] team, The SWAN. 2017. '<SWAN Cycle III version 41.10A>'.
- [22] Tolman, Hendrik L. 2009. 'User manual and system documentation of WAVEWATCH III TM version 3.14', *Technical note, MMAB Contribution*, 276: 220.
- [23] Wang, B., O. B. Fringer, S. N. Giddings, and D. A. Fong. 2009. 'High-resolution simulations of a macrotidal estuary using SUNTANS', *Ocean Modelling*, 28: 167-92.
- [24] Warner, John C., Christopher R. Sherwood, Richard P. Signell, Courtney K. Harris,

- 
- and Hernan G. Arango. 2008. 'Development of a three-dimensional, regional, coupled wave, current, and sediment-transport model', *Computers & Geosciences*, 34: 1284-306.
- [25] Yi-Ju Chou, Kurt S. Nelson, Rusty C. Holleman, Oliver B. Fringer, Mark T. Stacey,, and Stephen G. Monismith Jessica R. Lacy, Jeffrey R. Koseff. 2017. '<Three-Dimensional Wave-Coupled Numerical Modeling of Sediment Transport in South San Francisco Bay under review.pdf>', *Journal of Geophysical Research*.
- [26] 周憲德. 2007. '96 年淡水河河口及附近海岸輸砂之研究; Sediment Transport at Danshui Rivermouth and surrounding coastlines', 財團法人國家實驗研究院科技政策研究與資訊中心.
- [27] 賴春婷, 林俊全, and 任家弘. 2004. '河口短時距地形變動之研究以淡水河口挖子尾為例', *地理學報*: 17-34.