

國立交通大學

土木工程研究所

博士論文

衛星影像的灘線辨識及其應用至灘線
變遷之研究

Shoreline detection of Satellite images and its
application to beach evolution

研究生：陳蔚瑋

指導教授：張憲國 教授

中華民國九十九年七月

衛星影像的灘線辨識及其應用至灘線變遷之研究

Shoreline detection of Satellite images and its
application to beach evolution

研究生：陳蔚瑋

Student : Wei-Wei Chen

指導教授：張憲國

Advisor : Hsien-Kuo Chang



Submitted to Institute of Civil Engineering

College of Engineering

National Chiao Tung University

in partial Fulfillment of the Requirements

for the Degree of

PhD

in

Civil Engineering

July 2010

Hsinchu, Taiwan, Republic of China

中華民國九十九年七月

衛星影像的灘線辨識及其應用至灘線變遷之研究

研究生：陳蔚瑋

指導教授：張憲國 博士

國立交通大學土木工程研究所

中文摘要

本研究主要提出灘線平移修正法(one-line shifting method, OSM)配合往昔研究的波浪變形經驗公式，將不同時間衛星影像所擷取出來的灘線位置平移至平均潮位的位置，使各灘線位於同一基準上以便進行比較分析。另外並透過潮位資料融合法，修正臺灣西海岸的潮汐能量消散，使 Nao.99b 潮位模式的均方根誤差在 10cm 以下，其誤差改善率在西部海岸為 64%，西南海岸為 73%，東部海岸為 17%。在已知近岸底床坡度的情況下測試出 Mase(1989)所提出的 $R_{2\%}$ 為最合適的溯升經驗公式。本研究建立一完整的流程在底床坡度未知的情况下，亦可由結合 OSM 與潮位、波浪溯升及平均水位抬升三影響修正的最佳疊代方法決定之。

本文應用所提衛星影像擷取灘線方法來分析外傘頂洲、臺南安平養灘區域及臺中港北側淤沙區三處灘線的變化。由結果發現自 1999 年以來外傘頂洲面積逐漸變小，並漸漸向東邊的臺灣本島靠近，呈現一陸化的現象。臺南安平養灘區域在馬刺型突堤興建後有中央侵蝕，北側淤積的現象，並約於 2005 年年底開始趨於穩定。臺中港北淤沙區的灘線分析結果顯示臺中港北堤至北攔沙堤間的沙灘段自 1993 年開始由於臺中港北堤的擴建工程而持續有淤積的現象直至 2004 年趨於穩定。在無實測海岸地形資料下，本研究方法可提供大區域海岸規畫利用及環境評估所需海灘變遷評估工作之參考。

Shoreline detection of Satellite images and its application to beach evolution

Author : Wei-Wei Chen

Advisor : Dr. Hsien-Kuo Chang

Institute of Civil Engineering National Chiao Tung University

ABSTRACT

The one-line shift method (OSM) is proposed to determine MWL-datum-based shoreline positions of three sequential satellite images considering tidal variations, wave run-up and wave set-up in the thesis. Accurate calculation of tidal levels at research site where tidal observation is unavailable is also developed through spatial data interpolation based on originally simulated tidal level by the NAO.99b model. The corrected tidal calculation was examined valid by a root mean squared error less than 10 cm for all examined places around Taiwan and by modification on relative error up to 64% for western waters, to 73% for south-western waters and to 17% for eastern waters. When the beach slope is known, empirical expression of $R_{2\%}$ proposed by Mase(1989) is examined best for modification on shoreline detection considering wave' s runup among all existed formula of runup. When the beach slope is unknown, an applicable procedure is also proposed to correct shoreline detection through optimization of shoreline original obtained by the proposed OSM method and correction for wave' s runup and setup.

The proposed method was applied to investigate the shoreline revolution at the Waisanding Sandbar, Anping beach and north beach of Taichung Harbor. The result indicates that the Waisanding Sandbar is migrating landward to the west of Taiwan since 1999 and its whole area is decreasing by a fast rate. The Anping beach between two breakwaters acts with beach receding at the central part and proceeding at the northern

beach. The northern beach of Taichung Harbor has a continuous shoreline accretion after the extension of northern breakwater in 1993 until 2004 and keeps beach stable since 2004. The proposed method of shoreline detection of some satellite images can be applicable for an evaluation on beach evolution in coastal engineering planning and environmental assessment when topographical data is unavailable.



誌謝

求學期間，恩師張憲國教授在為人處世、治學態度與研究方法上之諄諄教誨與潛移默化，使我在交通大學的研究生涯中受益匪淺，在此表達由衷的感謝與敬意。論文撰寫時，承蒙林銘崇教授、史天元教授、張中白教授與何良勝博士提供寶貴意見與指導，使本文更趨完善。感謝港灣技術研究中心提供機會能透過合作研究計畫讓我能接觸到更多海岸工程與海洋科學的研究範疇。承蒙國科會專題研究計畫「考慮潮汐與波浪溯升因素以衛星影像監測灘線變遷之可行性研究」(編號 NSC97-2221-E-009-182-MY3)經費之補助使本研究得以順利完成，謹致謝忱。

感謝研究室的伙伴們，在研究期間對研究計畫的協助及好友們在研究上的幫忙與鼓勵，因為有你們的陪伴，使得研究與學習的生涯更加多采多姿。

父母、愛妻與好友們長期的關懷與照顧是我研究旅途上最大的支柱，感謝您們在這些日子的支持與鼓勵，使我能有更多的力量繼續完成學業，僅以本文獻給您們。

目 錄

中文摘要	i
ABSTRACT.....	ii
誌謝.....	iv
目 錄.....	v
圖目錄.....	vi
表目錄.....	ix
符號說明	x
第一章 緒論	1
1-1 研究動機與目的	1
1-2 研究方法與步驟	2
1-3 文獻回顧	4
第二章 衛星影像的灘線擷取技巧及修正方法	7
2-1 衛星影像處理	7
2-1-1 影像資料來源.....	7
2-1-2 影像的前置處理.....	9
2-1-3 原始灘線的擷取方法.....	14
2-1-4 多頻譜影像的處理.....	17
2-2 潮位推估與資料融合	19
2-3 考慮潮位變化之灘線修正	27
2-4 已知底床坡度情況下考慮波浪溯升與抬升之灘線修正	30
2-5 未知底床坡度情況下之灘線修正	34
第三章 方法驗證與工程應用	36
3-1 臺灣潮位推算之應用	36
3-2 外傘頂洲之長期灘線變遷	37
3-3 安平養灘區段灘線監測	40
3-4 臺中港防波堤擴建之灘線變遷	44
3-5 最佳溯升公式及底床坡度之推估	53
第四章 結論與建議	57
4-1 結論	57
4-2 建議	59
參考文獻	60

圖目錄

圖 2-1 全幅影像與涵蓋海岸線範圍(超解像模式)	10
圖 2-2 不同的拍攝條件下所拍攝的衛星影像	10
圖 2-3 衛星影像的亮度直方圖	11
圖 2-4 各張衛星影像經過直方圖等化後的亮度直方圖	12
圖 2-5 經過直方圖等化後的衛星影像	12
圖 2-6 影像強化中所使用的各式映射函數	13
圖 2-7 經由影像強化後的衛星影像	14
圖 2-8 經由 Canny 檢測器邊緣偵測所得的二值影像	16
圖 2-9 初步擷取衛星影像的灘線位置	16
圖 2-10 細線化的原始灘線位置	17
圖 2-11 FORMOSAT-2 多光譜影像的可見光所融合成的影像	18
圖 2-12 近紅外光以及紅光所組成臺南安平海岸的 NDVI 影像	18
圖 2-13 NAO.99b 推算東石測站潮位與實測值的比較	23
圖 2-14 西太平洋的 M2 分潮能量消散率分布圖(Matsumoto, 2000)	24
圖 2-15 臺灣四周海域同潮位圖(莊與江, 2006)	25
圖 2-16 潮位的空間內插示意圖(以東石測站為例)	27
圖 2-17 外傘頂洲之地理位置圖	28
圖 2-18 三張不同時間衛星影像的潮位及海灘底床剖面示意圖	29

圖 2-19 平均水位抬升示意圖	32
圖 2-20 波浪溯升示意圖	33
圖 2-21 乾濕沙地的交界線(左上部分為海面碎波帶，右下部分為沙灘，中間白色箭頭標示處亮度較暗處即可看出濕沙地).....	33
圖 2-22 未知底床坡度情況下之灘線修正流程	35
圖 3-1 NAO.99b 模式推算東石測站潮汐及資料融合修正後的潮位與實測資料之比較	36
圖 3-2 選擇海側及陸側的四個代表斷面的位置圖	38
圖 3-3 四個代表斷面的灘線離岸位置	39
圖 3-4 外傘頂洲的面積變化趨勢	40
圖 3-5 安平港漁港南側至商港北側間的安平海岸	41
圖 3-6 上圖海岸的現場拍攝照片(2005)	41
圖 3-7 將海岸線位置修正至平均潮位	42
圖 3-8 選擇斷面的位置示意圖	44
圖 3-9 五條斷面的海岸線變化	44
圖 3-10 擷取出的衛星影像平均水位灘線位置	45
圖 3-11 北攔沙堤以北靠近大甲溪口的淺灘地形區域	46
圖 3-12 衛星影像中平均水位灘線與實測地形之比較(1997)	47
圖 3-13 衛星影像中平均水位灘線與實測地形之比較(2003)	47

圖 3-14 以 1993 為基準年的灘線離岸距離變化量	48
圖 3-15 選擇臺中港北堤六個斷面的位置示意圖	49
圖 3-16 斷面 P1 的灘線變化圖	50
圖 3-17 斷面 P2 的灘線變化圖	51
圖 3-18 斷面 P3 的灘線變化圖	51
圖 3-19 斷面 P4 的灘線變化圖	52
圖 3-20 斷面 P5 的灘線變化圖	52
圖 3-21 斷面 P6 的灘線變化圖	53
圖 3-22 經過波浪修正以及潮位修正的灘線位置	55
圖 3-23 估算底床坡度與實測底床坡度的比較圖	56



表目錄

表 2-1 SPOT 系列衛星資料的基本特性	8
表 2-2 FORMOSAT-2 衛星資料的基本特性	9
表 2-3 推算臺灣海岸地區各潮位站之誤差	22
表 2-4 選擇臺中港衛星影像的時間與海象資料表	30
表 2-5 波浪溯升高度經驗公式中的建議參數	34
表 3-1 經資料融合修正前後與實測值之誤差	37
表 3-2 修正前後的灘線位置與實測地形之比較	38
表 3-3 各影像拍攝時間及其所對應之波浪資料	42
表 3-4 由影像擷取結構物及灘線與實測地形資料的比較	43
表 3-5 以不同溯升公式與底床平均坡度修正灘線的 RMS	54



符號說明

Gamma	影像強化函數曲率調整參數
Hight_in	影像強化函數輸入影像亮度值之高門檻值
High_out	影像強化函數輸出影像亮度值之高門檻值
Low_in	影像強化函數輸入影像亮度值之低門檻值
Low_out	影像強化函數輸出影像亮度值之低門檻值
NDVI	常態化植生指數(normalize difference vegetation index)
NIR	近紅外光
R	紅光譜
RMS	均方根誤差(Root mean square of error)
c	累積機率函數
E	波浪能量
G	局部梯度
g	重力加速度
H	波高
H_0	深海波高
H_{max}	最大波高
$H_{1/3}$	示性波高
h_D	東石水位高
h_B	箔仔寮水位高
h_J	將軍水位高
h_P	澎湖水位高
h_b	碎波水深
h_i	水深
k	波速
L	波長
L_0	深海波長
n	群波速度與波速之比值
p	機率密度函數
R^2	迴歸模式的相關係數平方(R-square)
R_{max}	最大溯升高度
$R_{2\%}$	前 2% 大之溯升高度
$R_{1/10}$	前 1/10 平均溯升高度
$R_{1/3}$	前 1/3 平均溯升高度
\bar{R}	平均溯升高度
S_{xx}	正向入射波浪之輻射應力
s	底床坡度
T	直方圖等化轉換函數



$T_{1/3}$	示性週期
t_i	時間
V	灘線位置移動速度
z_i	衛星影像中灘線位置
α	邊緣方向
β	底床坡度
Δh	二維空間內插運算子
Γ	碎波帶內波高與水深比值
ξ_0	碎波相似參數
$\bar{\eta}$	平均水位
$\bar{\eta}_b$	碎波波高
$\bar{\eta}_{\max}$	平均水位抬升的最大值
ρ	海水密度



第一章 緒論

1-1 研究動機與目的

臺灣位於菲律賓板塊與歐亞板塊的交界處，除自然的板塊運動造成東海岸上升及西海岸下降的現象，西海岸由於人口密集度高自然資源如地下水、逕流水及砂石的採掘也較東海岸為劇烈，因此長期以來臺灣西海岸皆面臨海岸侵蝕的問題。臺灣除沿海地區的平原地形外，其於地形皆屬山脈，因此對寸土寸金的臺灣來說，海岸地區的資源開發與利用更是相對重要，近年來國內無論是國家或業界都期望能夠有效利用海岸資源，如麥寮工業區及東石海埔地的開發。受到潮流與季節風浪的影響，海岸開發與建設首先面臨到的就是需要避免國土流失的問題，在西海岸興建的港灣建設都相繼面臨突堤效應所帶來上游淤積而下游侵蝕的窘況，例如新竹港南海岸、臺中港南側海堤及臺南安平商港南側的黃金海岸。故海岸變遷的趨勢是工程開發前後所必須考量的重要因子，灘線的位置及其歷史變化趨勢可提供海岸防護、海岸開發及灘線變遷數值模式率定做為重要參考(Hanson 等人, 1988)。

探討灘線的變化趨勢，必須先釐清灘線位置，在往昔研究中，灘線被定義為海水及陸地間的交界線(Horikawa, 1988)。往昔研究海灘地形變化的方法包括數值模式、動床模型試驗及現場調查。由現場調查所觀測之地形雖然能呈現各種影響因素綜合變化的結果，非模型試驗或數值模式簡化條件下所能完整描述的，因此現場調查方法喜被人使用，然而，現場調查的一些技術問題及現場調查高經費的困擾也是降低實際執行可行性的因素。如實測的海灘地形極不規則，即使有現場調查地形資料，但可能難以直接單純分析出來的結果，瞭解其變化特性及預測未來的變化情形。海岸變遷或地形變化現象可直接由灘線隨時間的變化來瞭解。因此若有大量的灘線資料，再輔以數理方法，分析灘線的變化特性，即可進一步瞭解海灘地形變化特性。對於臺灣海灘線變遷的監測，往昔使用人力由傳統的測量方法定位及量測高程，不僅費時、費力，而且測量經費亦高。傳統以人力的量測方式在短時間內量測大區域的海岸線亦有所困難，此外潮汐及波浪在測量期內可能造成海岸線的改變，所以其結果難以代表當時灘線的位置，此問題

對於後續的海岸地形變遷的分析與研究會造成困難。為要解決上述量測灘線位置之高經費及潮汐與波浪的影響問題，利用新科技的衛星影像來擷取灘線是一種新嘗試的解決方法。以衛星影像擷取灘線經濟且省時，並可獲得更多海岸線資料來進行海岸變遷分析。

1-2 研究方法與步驟

呂(2004)以涵蓋範圍大但空間解析度差的 SPOT 衛星影像利用區域成長趨近法進行澎湖及東沙島地區的海岸線與面積的遙測分析，在忽略潮位影響後的遙感偵測結果其平均誤差達 10% 以下。何和陳(2003)選用較接近平均潮位時刻所拍攝的衛星影像來偵測外傘頂洲的乾沙洲面積，但品質較好的衛星影像很難正好在平均潮位時刻擷取，故往昔所定位之海岸線容易受到影像拍攝時潮位不同所造成的影響。若要將衛星影像監測灘線的技術應用於工程上，必須提升其可靠性，故本研究對近岸水位變化發展灘線的修正方法。

本研究希望選擇影像精度較高的 SPOT5 以及 FORMOSAT-2 影像，單位面積的空間解析度相較於 SPOT1~4 可達往昔的二至四倍，即可能夠進行更小範圍工程基地的影像分析與監測。另外針對影像拍攝時潮位不同而使得灘線位置造成誤差的問題，本研究提出將灘線修正至平均潮位的方法，能夠使不同時間所拍攝的衛星影像以同樣的基準來進行灘線變遷的分析與比較。為探討潮位對於衛星影像擷取灘線的影響，本研究以臺灣本島最大之淺灘沙洲外傘頂洲作為研究基地，其長度約達二十公里。此砂洲為雲林嘉義海岸地區之天然屏障，防止外海波浪對海岸之直接衝擊影響，減少災害之發生。因此外傘頂洲是否有逐漸縮小或者陸化現象是值得研究的。

由於外傘頂洲屬於無人且未開發之離岸沙洲，故其潮位資料不易取得，若要以調和分析法或正交潮法來進行估算均需實測潮汐資料方能分析其分潮特性，在無測站時就缺少潮汐資料，因此便無法利用上述二種方法解析而瞭解潮汐特性。

在無潮位站而無資料的問題上，往昔研究方法可利用潮汐模擬(tide simulation)來克服。潮汐推算模式主要分為三類：(1)經驗模式；

(2)水動力模式；(3)資料同化模式等。經驗模式一般需要仰賴大量的實測資料來進行建立，但即使是目前精度最高的衛星測高資料，也仍由於其衛星行進軌道而存在著空間資料分布不夠密的問題。水動力模式也隨著目前數值運算的能力提升而顯得更方便使用，但由於大範圍的底床地形資料收集不易，以及較難界定底床摩擦以及黏滯性的參數等缺點，常會影響近岸處的潮位推算。除了以上兩種方法外，資料同化模式則是目前最被期待的方法，綜合前兩種方法的優點並改善其缺點。用水動力學解決了經驗模式的空間解析度問題；而用實測潮位資料彌補水動力學的底床資訊不足的缺點。另外透過資料的分析，水動力學也可視為一有效的資料過濾器，可以修正不當的實測資料。NAO.99b 即是上述的資料同化模式，透過水動力模式配合 TOPEX/POSEIDON 五年的衛星測高資料進行了 16 個短週期分潮 ($M_2, S_2, N_2, K_2, 2N_2, \mu_2, \nu_2, L_2, T_2, K_1, O_1, P_1, Q_1, M_1, OO_1$, 以及 J_1) 的同化，並考慮章動(free core nutation resonance effect)以及太陽熱輻射(solar radiational effect)等效應的修正，才擁有目前全球潮位推算的能力 (Matsumoto 等人, 2000)。故本研究選用 NAO.99b 潮位模式來進行估算。本研究在 NAO.99b 的推算結果中發現在東部海岸的潮位推估相當準確，但在西南以及西部海岸近岸處有較大的誤差。本研究提出一個空間上的潮位內插法，利用 NAO.99b 潮位模式與實測潮位站的潮位資料來進行網格化以及內插，以全臺灣西岸與東岸共 15 個潮位測站進行測試可有效改善在臺灣西岸雲林地區 NAO.99b 的誤差。此外在東部以及西南沿海也用此內插法進行測試，發現也有很好的結果。本方法可用來推估往昔無實測潮位站地點的潮位高度，亦可用來進行潮位資料的補遺。

在研究外傘頂洲灘線變化問題上，利用 NAO.99b 的潮位估算模式對外傘頂洲衛星影像中的灘線位置進行修正，修正後雖降低潮位變化帶來的影響，但與實測地形資料比較的結果仍顯示有相當大的誤差。在後續的研究中，我們發現產生此誤差的原因可能有二，一是衛星影像拍攝時現場波高較高，在碎波帶之後會產生所謂的波浪溯升(run-up)以及水平面抬升(set-up)的現象使得灘線位置較原來後退，另一則是研究基地潮位估算上的錯誤。

在波浪溯升修正上，本文於安平漁港與商港間的沙灘進行了測試，以 Kobayashi(1990)所提出的經驗公式配合 Coastal Engineering Manual(CEM)中的波浪變形圖推求彎月型海灘各處的等值波高來進行溯升高度的計算並應用於灘線位置的修正上。但在安平漁港與商港間的研究基地範圍較小，波浪條件亦受到馬刺型突堤的影響產生繞射的現象，因此本研究以臺中港北側淤沙區為研究基地進行波浪溯升以及平均水位抬升的修正，並測試往昔波浪溯升估算公式的適用性。

另外本研究經由在臺灣各研究基地(新竹港南海岸、外傘頂洲、臺南安平商港與漁港間沙灘、以及臺中港北堤的淤沙區等)的實際應用後提出一完整的流程，在底床坡度未知的情況下，透過一疊代的方式以三幅衛星影像對應的示性波高、示性週期、以及潮位高成功對三幅影像中的海岸線位置進行修正，其結果可供未來工程規畫或評估時使用，詳述於 2-5 節。

1-3 文獻回顧

以衛星影像監測灘線的新技術在國內外逐漸被提出，如 Kurosawa 等人(2001)、Ryu 等人(2008)及 Gilvear 等人(2004)，其結果皆顯示高空間解析度的衛星影像在地理資訊學以及河口與海岸調查上有所幫助，並在未來具有很大的發展性。Gardel 與 Gratiot (2005) 利用 SPOT 與 Landsat 衛星影像發展出一套監測含泥沙洲變遷的方法。Ryu 等人(2002) 指出利用多頻譜影像中的熱紅外光(Thermal-Infrared Rays)、近紅外光(Near-Infrared Rays)及短波紅外光 (Short-Wave Infrared Rays)的組合可以在退潮時提升衛星影像擷取灘線的成效，可降低近紅外光在混濁的水分中會被吸收而無法感測的情況。另外陳與徐(1998)利用 SPOT 衛星影像中所萃取的海岸線位置與人工數化之成果即時記野外 GPS 量測海岸線位置作比對，其結果顯示兩人工數化成果之差異像元數為 2.48%，而與野外 GPS 量測的位置差距在 1~2 像元間。

Gardel 與 Gratiot (2005) 指出若要以不同時間的衛星影像做比較時，需考慮取得影像拍攝時的潮位及其平均潮位處的底床坡度。吳等

人(2003)利用許多不同時間的遙測資料分析臺灣西海岸的變遷臺。Boak 與 Turner(2005)指出，由於水位會隨著潮汐或波浪影響，灘線的位置會隨時間不同而有變化，若直接採用瞬時擷取出來的灘線位置來做分析並非適當的。呂(2004)以 SPOT 衛星影像利用區域成長趨近法進行澎湖及東沙島地區的海岸線與面積的遙測分析，在忽略潮位影響後的遙感偵測結果其平均誤差達 10% 以下。何和陳(2003)選用較接近平均潮位時刻所拍攝的衛星影像來偵測外傘頂洲的乾沙洲面積，但品質較好的衛星影像很難正好在平均潮位時刻擷取，故往昔所定位之海岸線容易受到影像拍攝時潮位不同所造成的影響。由以上文獻顯示衛星影像拍攝時的潮位狀況不一，對於後續灘線變化的分析有很大的影響，故本文在外傘頂洲灘線分析時提出一修正方法，詳述於 2-3 節。

由於外傘頂洲屬於無人且較未開發之離岸沙洲，故其潮位資料不易取得，故需藉由潮位模式來進行估算。Darwin(1907)發展至今已近百年，當潮位數據夠長，以調和分析法推算水位的精度頗高，因此常被工程人員及科學家使用。調和分析法以級數表示潮汐特性，並不和實際天文潮勢(tide-generating potential)的振幅與位相相關連。Munk 和 Cartwright (1966)發展出 convolution 方法及納導函數(admittance function)觀念，把天文潮勢加於分析方法。Groves 和 Regnolds (1975)提出正交 convolution 方法，推導出正交潮(orthotides)及其權重計算方法，其分析結果並與四個測站資料比較，發現此種方法獲得的納導函數相當連續而且能正確預測潮汐。不管調和分析法或正交潮法均需實測潮汐資料方能分析其分潮特性，在無測站時，就缺少潮汐資料，因此便無法利用上述二種方法解析而瞭解潮汐特性。因此，便有學者利用空間分佈廣的人造衛星測高資料加上流體運動的力學模式，發展出可預測任何空間一點及時間段的潮汐特性，如 Cartwright 和 Ray (1990)利用 Geosat 衛星測高資料，利用正交潮法分析出各分潮特性，並與潮位站實測數據分析結果比較頗為一致。Matsumoto 等人(1995)利用高度測量誤差約為 4.7 cm 的高精度的 TOPEX/POSEIDON (T/P)衛星資料，配合 Schwiderski (1980)推導出的潮位運動的力學方程式發展出可計算全球各主要分潮特性分佈的數值模式。Matsumoto 等人(2000)發展全球潮汐推算模式，稱之為 NAO.99b。該模式以 16 個主要分潮

以 TOPEX/POSEIDON 衛星五年的全球測高水位與 219 個近岸實測水位資料，以 Schwiderski (1980)的潮汐方程式為基礎，以正壓水動力數值方法，進行全球潮汐模式之建立與資料同化(assimilation)計算。相較於 CSR4.0 和 GOT99.2b 模式，於淺水及深水區 NAO.99b 之誤差皆最小。Hwang 和 Chen (2000)利用 ERS1、ERS2、T/P 等衛星資料分析南海的海水位特徵。Matsumoto 等人(2000)發展的潮位數值模式雖然經過 219 個潮位站之實測資料混合 T/P 資料於模式中，然而此潮位資料均位於日本及韓國沿岸。所以，Matsumoto 等人(2000)的模式是否能適用於臺灣西岸因地形因素影響需要加以評估。張與黃 (2001)以臺灣西岸三個不同潮型的潮汐測站資料檢驗 Matsumoto 等人(2000)之模式適用性，由結果發現 NAO.99b 潮汐模式預測對近岸潮汐具有較均勻的誤差，而此誤差不會因為潮差大小有明顯的差別，且發現 NAO.99b 潮汐模式具有與調和分析 9 個分潮的能力相當的預測能力。在工程應用上 NAO.99b 潮汐模式可在沒有實測潮汐資料的狀況下計算出潮位高低。


本研究透過衛星影像進行潮位的修正後發現除潮汐變化的影響外，影像拍攝時灘線的位置亦會由於現場波浪大小的不同而有所影響。影響灘線位置的波浪效應主要為波浪溯升以及平均水位抬升，本研究以 Kobayashi(1990)所提出的經驗公式及 Coastal Engineering Manual(1995)中提出的推算方法進行比較。

第二章 衛星影像的灘線擷取技巧及修正方法

本文根據衛星影像資料特性不同，首先提出擷取衛星影像的灘線位置的方法及建立其流程。另外，因為各張衛星影像拍攝時的水位高低不同，考慮水位變化將擷取原始灘線修正至平均水位處，以利後續工程之應用。本研究所發展的研究方法主要包括：1.衛星影像的前置處理；2.近岸潮位估算值之資料融合；3.考慮潮汐變化將灘線修正至平均水位處；4.考慮波浪變化將灘線修正至平均水位處等4個。各個方法的研發皆為提升衛星影像資料於灘線辨識的正確性及工程應用性，本研究並將這些方法應用至臺灣數個研究基地(新竹港南海岸、外傘頂洲、臺南安平商港與漁港間沙灘、以及臺中港北堤的淤沙區等)。

2-1 衛星影像處理

2-1-1 影像資料來源



目前商用光學衛星影像逐漸提高空間解析度，從 1972 年有 80 公尺空間解析度的 Landsat-1 MSS，直到 1999 年 15 公尺空間解析度的 Landsat-7 ETM+。1986 年起法國 SPOT-1 衛星有 20 公尺空間解析度，直到 2003 年 SPOT-5 衛星提升至 2.5 公尺空間解析度。除上述衛星外，尚有福爾摩沙衛星二號(FORMOSAT-2)以及美國的 IKONOS 與 Quickbird 衛星，影像已接近 1 公尺之空間解析度。因各衛星各有其優缺點，在任務需求不同時，選擇適當的資料才能有效利用資源。本研究中使用的衛星影像皆向中央大學太空遙測中心申購，主要以 SPOT 系列以及福爾摩沙衛星二號等光學衛星影像為主，以下簡述二種衛星影像的特性。

(一)SPOT 衛星

本研究目的為探討各研究基地灘線變遷的影響，要使用較高空間解析度的 SPOT-5 衛星的影像資料。相較於 SPOT 系列的其他衛星，SPOT-5 不但在多光譜影像資料上有較好的表現，在全色態的空間解

析度可達 5m。SPOT-5 號衛星於 2002 年 5 月 4 日發射升空，除了跟 SPOT-1 至 SPOT-3 一樣擁有單色態光學感測器、多光譜光學感測器(紅光、綠光、近紅外光)之外，還有 SPOT-4 所搭載的短波紅外光感測器(SWIR)，使得多光譜影像資料中包含四個波段的影像資料。此外，SPOT-5 搭載了兩組以上所提到的感測器，經由同時拍攝，再經過影像融合處理可以提昇其空間解析度到 2.5 公尺，稱為超解像模式(Supermode)影像，SPOT 系列衛星所提供的影像示如表 2-1。

對於較小範圍的海岸線監測，所選用 SPOT-5 所的超解像模式影像空間解析度為 2.5m，即可達到可接受的準確度。本研究選用臺南安平港北側馬刺型突堤興建前的 2003 年至今年 2006 年之間的 SPOT-5 的衛星影像，2004 年中有拍攝到研究基地的 SPOT-5 影像大多含有較多的雲層干擾，而 2005 年八月至十月，SPOT-5 衛星由於行經軌道的因素拍攝範圍並沒有涵蓋到本研究基地。為克服影像數量不足之問題，本研究另選擇 8 幅超解像模式影像以及 8 幅多光譜影像進行分析，及兩張 SPOT-4 以及一張 SPOT-2 影像進行測試後，證實 SPOT-2 及 SPOT-4 的空間解析度並不適合探討本研究基地此類較小範圍的海岸線變化。

表 2-1 SPOT 系列衛星資料的基本特性

衛星代號	感測器	光譜模式	空間解析度
SPOT-1~3	HRV	單色態(PAN)	10m
		多光譜態(XS)	20m
SPOT-4	HRV	單色態(M)	10m
		多光譜態(XI)	20m
SPOT-5	HRG	單色態(HM)	5m
		超解像模式(THR)	2.5m
		多光譜態(HI)	10m

(二) 福爾摩沙衛星二號

福爾摩沙衛星二號(FORMOSAT-2)於2004年5月21日成功發射，為我國第一個自主性遙測計劃，是由國家實驗研究院國家太空中心所主導，為國家太空計畫第一期十五年計畫中之主要任務之一。福爾摩沙衛星二號具有資源探測與科學研究雙重任務，其資源探測任務是以滿足臺灣地區之需求為主，其每日再訪率高與高空間解析度是福爾摩沙衛星二號優於其他商業遙測衛星的地方。此衛星影像資料可應用至土地利用與變遷、農林規劃、環境監控、災害評估以及科學研究與教育等方面。本研究向中央大學太空遙測中心申購的FORMOSAT-2影像已經系統改正以及精密幾何改正，其影像空間解析度與感測器光譜模式列如表2-2。多光譜態不同於SPOT系列衛星的四個波段，即藍光段、綠光段、紅光段及近紅外光段。

表 2-2 FORMOSAT-2 衛星資料的基本特性

感測器	光譜模式	波段數	空間解析度
RSI	全色態(PAN)	1	2m
	多光譜態(XS)	4	8m

2-1-2 影像的前置處理

本文先圈選出 SPOT5 超解像模式的影像中涵蓋研究基本的海岸線範圍如圖 2-1 所示，圖 2-1 中的 3 個方框範圍分別為：1.鹽水溪出海口至安平漁港北堤 2.安平漁港南堤至安平商港北堤間的養灘計畫區 3.安平商港南堤至二仁溪出海口間的黃金海岸等三個區域。本研究中以 2004 至 2006 年間實施養灘工程的區域 2 作為研究基地進行分析。由於每張衛星影像圖因拍攝時的地表天候或天體相關位置不同而具有不同的拍攝條件，如圖 2-2 所示的 10 張衛星影響圖。其中每張衛星影像由於拍攝時光量以及氣候的不同，在單色態影像的亮度與對比上會有明顯的差異，且因為地表天候以及天體相對位置的不同，其差異程度也無法以簡單的線性調整來做標準化，因此需做影像的前置處理，簡述如後。

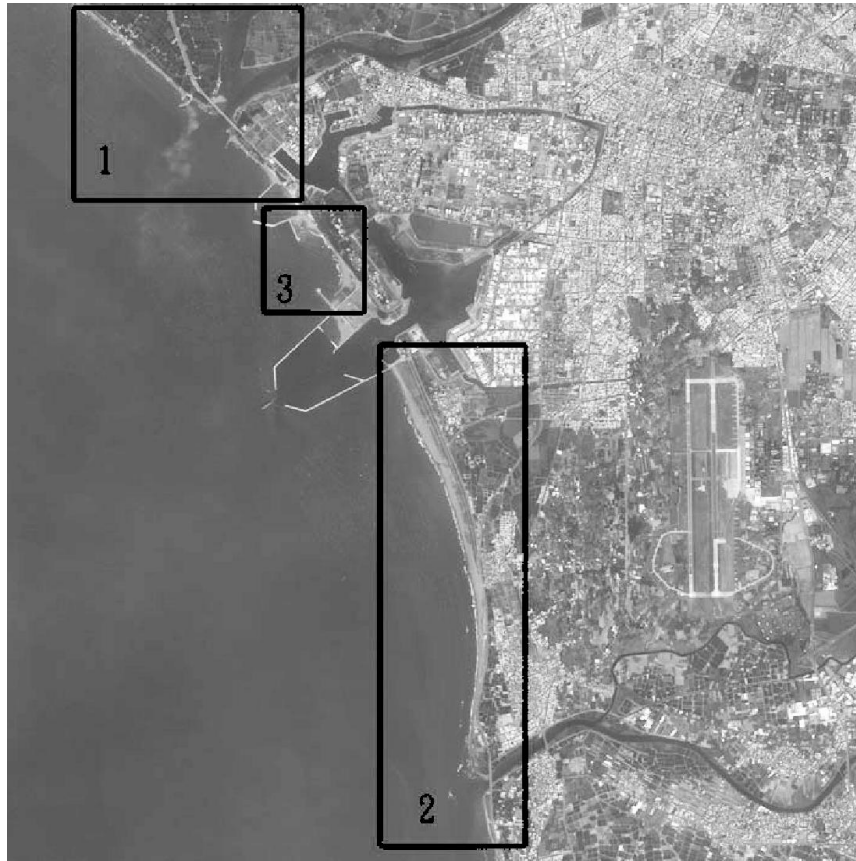


圖 2-1 全幅影像與涵蓋海岸線範圍(超解像模式)

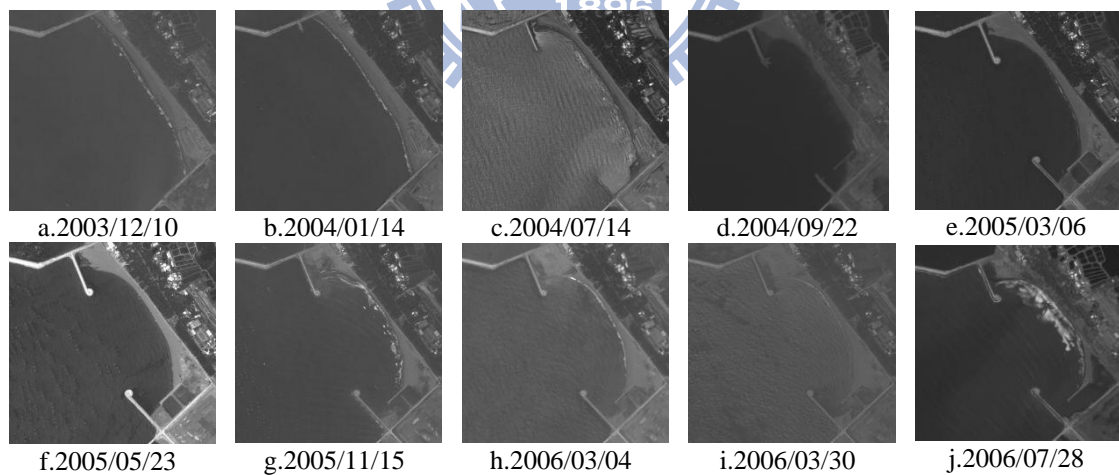


圖 2-2 不同的拍攝條件下所拍攝的衛星影像

(一)直方圖的等化

圖 2-3 為圖 2-2 所示的 10 張衛星影像圖的亮度直方圖(Histogram)分佈。數位影像的灰階亮度值介於 0~255 的整數，圖 2-3 中各張直方圖的橫軸為亮度，而縱軸為影像某亮度出現的次數，直方圖為表示一

張灰階影像的強度分佈。由圖 2-3 顯示這 10 張亮度直方圖的分佈寬幅雖接近，但峰值(peak)的位置卻有所差異，因此需對各影像先進行直方圖的等化(Histogram Equalization)，以提高其對比度來辨識出影像中的差異處。以單色態的灰階影像為例，以 n_i 表示亮度 i 出現的次數，如此一來在影像中亮度為 i 出現的機率為

$$p_x(i) = \frac{n_i}{n}, i \in 0, \dots, L-1 \quad (2-1)$$

L 是影像中所有的亮度階數， n 是影像中所有的像素點， p 即為影像的直方圖。而 c 則為對應於 p 的累積機率函數，定義為：

$$c(i) = \sum_{j=0}^i p_x(j) \quad (2-2)$$

接著建立一個能夠產生新影像 $y=T(x)$ 的轉換函數 T ，並要求每一個 x 影像的像素點皆對應一個 y 影像的像素點，因此， y 影像的累積機率函數就可以在值域內進行線性映射，轉換函數 T 可定義為

$$y_i = T(x_i) = c(i) \quad (2-3)$$

經由以上轉換即可完成直方圖等化。

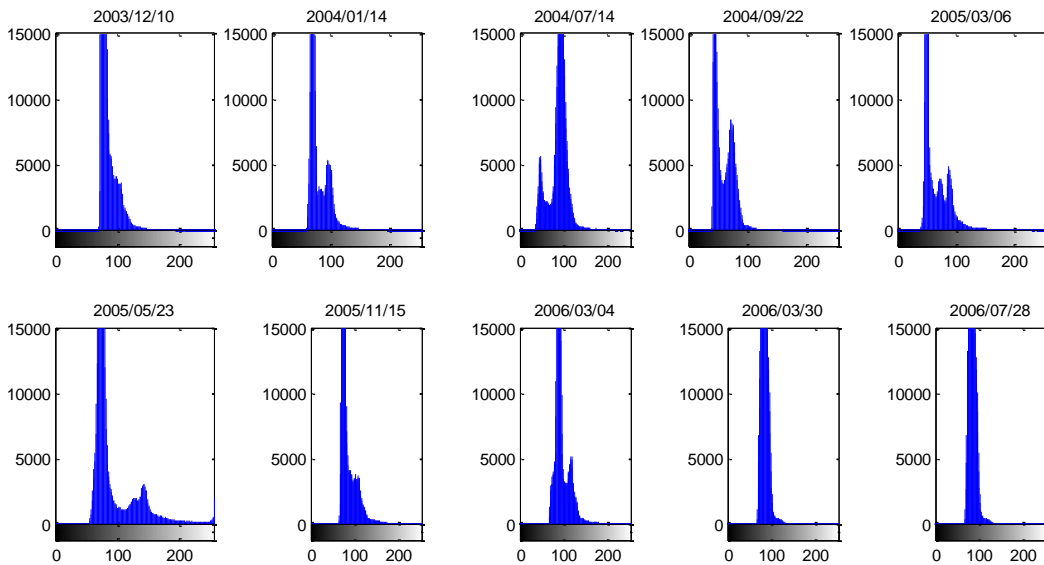


圖 2-3 衛星影像的亮度直方圖

圖 2-2 經過直方圖等化處理後，將每張影像的亮度都均勻展開至 0~255 的亮度間，如圖 2-4 所示。此方法可使影像中各組亮度之間的差異度提升，對於影像的分類以及邊緣的偵測上，可以較容易找出其特徵門檻值。

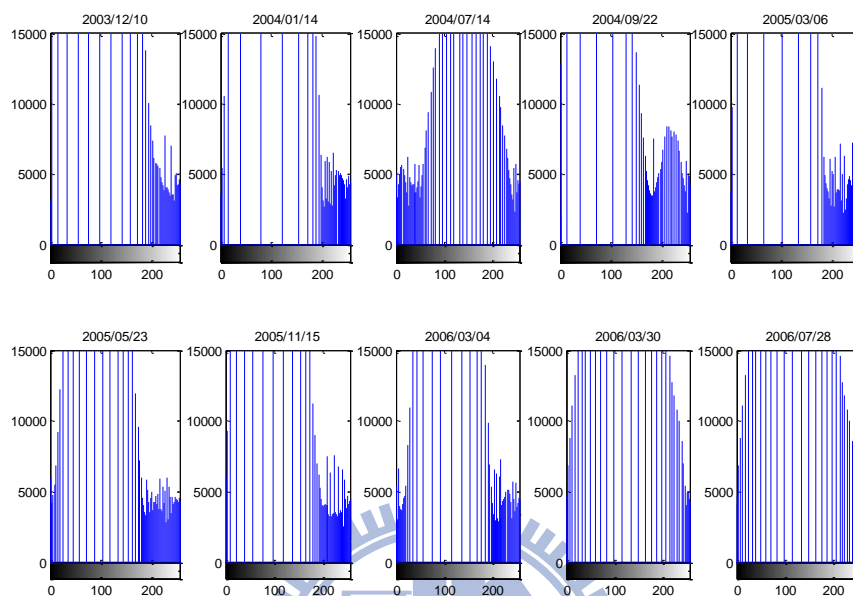


圖 2-4 各張衛星影像經過直方圖等化後的亮度直方圖

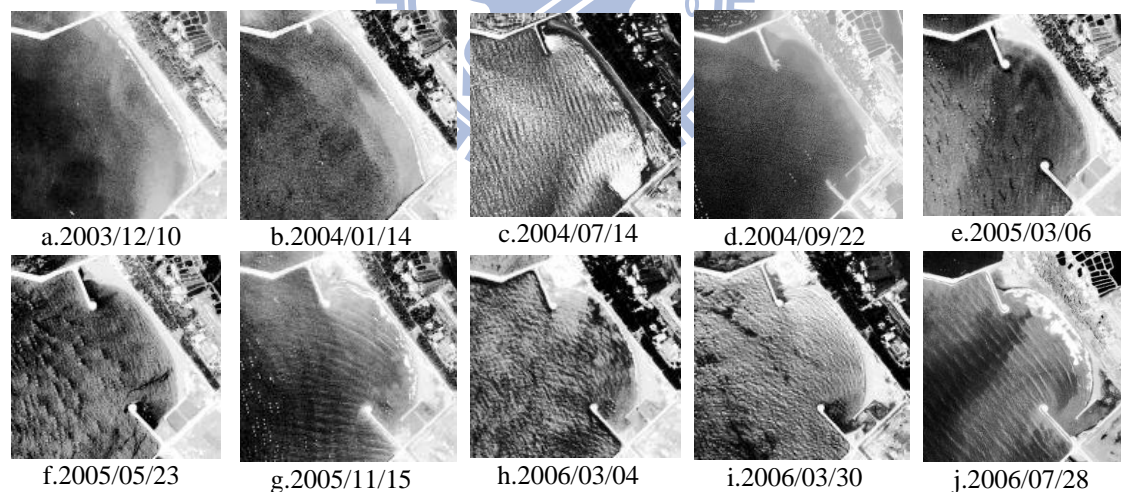


圖 2-5 經過直方圖等化後的衛星影像

圖 2-5 為圖 2-2 各影像經直方圖等化將其亮度分佈範圍均勻展開後的衛星影像。圖 2-5a、2-5b、2-5e、2-5f 皆因為直方圖等化而使海水與沙灘間的亮度差異變大，但在圖 2-5g、2-5h、2-5i 中因為海水與沙灘間的亮度差異度本來就不夠大，以致於直方圖等化所產生的效果有限，在部分海陸交界處並沒有很明顯的亮度差異。而圖 2-5c 中則是因為原始影像中海陸交界處有一明顯的含水沙灘段而使得在經過

直方圖等化後海水與沙灘的亮度表現上與其他圖有相反的現象。直方圖等化能夠將影像中水域及陸域兩個亮度分佈峰直間的距離作些許的展開，但針對不同的影像會有不同的效益。

(二) 影像強化

由於直方圖均勻等化法並無法完全突顯部份影像的海陸交界，故本研究採用影像強化來解決此問題。影像強化主要是利用一個映射函數來轉換(mapping)原始影像中的某段強度值到新的輸出值域上，此方法須針對不同影像給予不同的強度輸入範圍、強度輸出範圍、以及轉換函數曲率。三種基本的映射函數如圖 2-6 所示。在 low_in 以下、 $high_in$ 以上的強度值將被忽略不處理直接映射到 low_out 以下與 $high_out$ 以上。而 low_in 以上至 $high_in$ 之間的強度值則需經過轉換函數的處理再映射至 low_out 與 $high_out$ 之間，轉換函數的曲率以 $gamma$ 係數來控制，如果 $gamma$ 小於 1，則映射出來的結果會較原來的強度大(意即較亮)，示如圖 2-6 左邊；反之，若 $gamma$ 大於 1，則映射出來的結果會較原來的強度小(較暗)，如圖 2-6 右邊；若 $gamma$ 值等於 1，則以線性映射進行轉換，如圖 2-6 中間。此方法若配合直方圖等化即可忽略掉影像中非重點的亮度差異處，而強調出影像中的重點差異處。

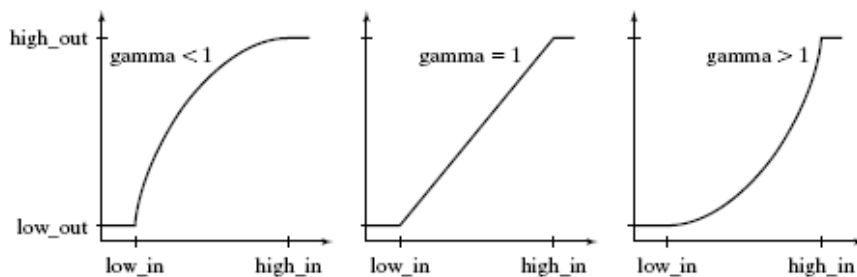


圖 2-6 影像強化中所使用的各式映射函數

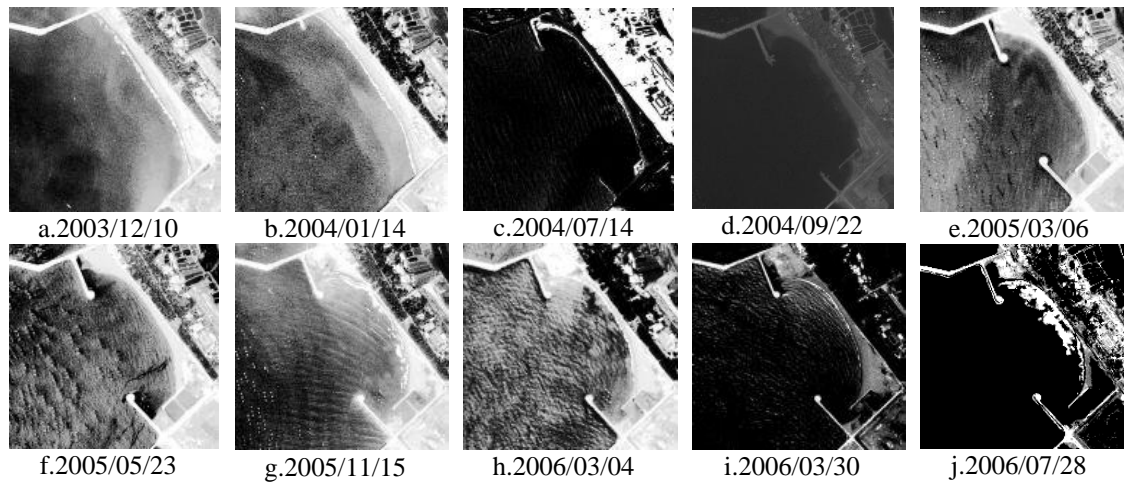


圖 2-7 經由影像強化後的衛星影像

本研究將圖 2-5 再強化後的衛星影像圖如圖 2-7 所示。原本圖 2-5 中的海陸交界較不清楚之處，在相對應圖 2-7 中則變較清楚可辨，如圖 2-5c 以及圖 2-5h 兩張圖海陸交界處不明顯的問題，圖 2-5c 因為在灘線處有含水沙質，造成海面上亮度較陸地上大的問題，故在 low_out 以及 high_out 的參數設定上以 1、0 來作一個亮度分布的反相(inverse)轉換。此外經過處理後的圖 2-7c 也成功去除海面上的波紋。圖 2-5i 經過影像強化後亦使得海面上的波紋較為淡化而突顯出海陸交界處的邊界。

2-1-3 原始灘線的擷取方法

本研究主要從衛星影像中擷取出水陸交界之原始灘線。這種從影像中將重要的主題或是範圍獨立出來的技巧，稱為影像分割。影像分割主要有三種方法：一為區域成長法(Region growing method)，利用選取初始點並將初始點周邊相關的像素點(pixel)獨立出來，而周圍非相近像素點則捨棄，若選取多個初始點即可順利在一影像中做到切割的動作；第二種是邊界偵測法(Edge detection method)，將影像中每個像素點與周圍點的強度關係推算出梯度向量，再由每個像素點的梯度向量去推估該點是否為邊界，最後將邊界獨立出來，即可獲得邊界與區域等相關資料；第三種為臨界值法(threshold method)，設定一亮度臨界值，在影像強度直方圖中將影像中強度點分為兩區，將影像進行

二值化(binary)後會產生強度只有 0 與 1 的影像(僅有黑白兩色), 其中 0 與 1 之間即為邊界。

在辨識海岸線的位置上, 由於影像中的像素點除了代表海水與陸地外還有許多結構物或是植物, 不利使用區域成長法。故本研究嘗試選用邊界偵測以及臨界值法來進行分析。臨界值法為最簡單的演算法, 本文經過測試臨界值法後發現圖 2-7a、2-7b、2-7e 以及圖 2-7f 可以明確擷取原始灘線, 然而在圖 2-7c、2-7g、2-7h 以及圖 2-7i 的灘線擷取上效果不好。此因這些影像在海陸交界處的強度差異仍然不夠大, 故不容易挑選出合適的臨界值。由於臨界值法只能適用於部分影像, 且圖 2-7 的全部影像可以利用邊界偵測法來進行分析, 故本文最後採用邊界偵測法作為灘線擷取的方法。

邊界偵測法有許多不同的演算方式, 但由於本研究所探討的遙測影像大多包含許多陸上與海上的細微特徵, 例如陸地上的房屋與結構物、及海上的水面波紋與碎波泡沫。為了能夠更有效率地避免不必要的特徵被當作灘線進行擷取, 本研究採用了 Canny 演算法來進行邊界偵測。Canny 檢測器主要是經由一個特定標準差的高斯濾波器來進行平滑化以降低雜訊, 這個步驟對於海面上細小的波紋或是水花都有明顯的濾除效果。再經由式(2-4)與式(2-5)計算出每個點的局部梯度 (gradient) g 與邊緣方向(tangent) α

$$g(x, y) = [G_x^2 + G_y^2]^{1/2} \quad (2-4)$$

$$\alpha(x, y) = \tan^{-1}(G_x^2 / G_y^2) \quad (2-5)$$

將每個點計算出梯度與方向後可以組成一個梯度的矩陣, 在此矩陣中可連結梯度較大的相鄰點, 可形成一條山脊, 並在山脊的頂端處檢測各點的梯度方向, 剔除不符合方向的點之後剩餘的點可連成線段的即為邊界。本文所選擇 10 幅全色態影像經 Canny 法處理後示如圖 2-8 所示。

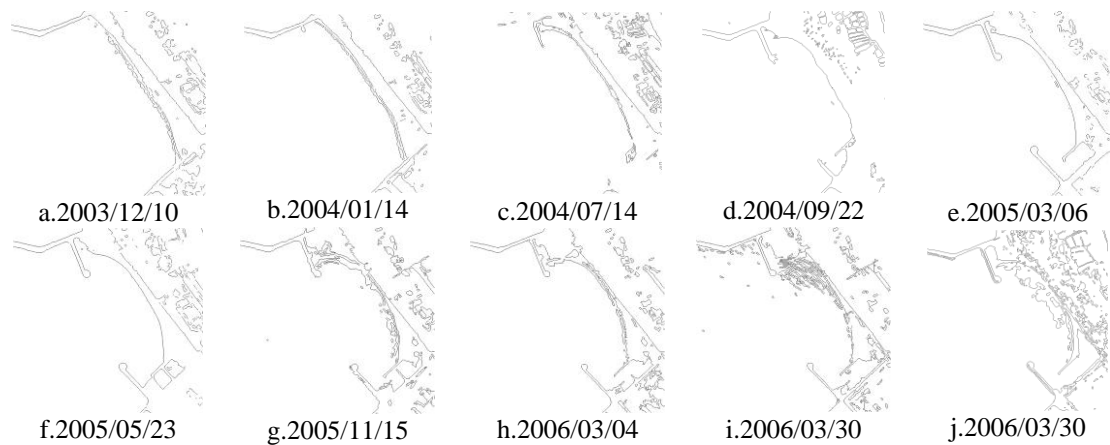


圖 2-8 經由 Canny 檢測器邊緣偵測所得的二值影像

由圖 2-8 中可明顯看出由 Canny 檢測器所偵測的原始灘線位置，其中圖 2-8a、2-8f、2-8g、2-8i 以及 2-8j 在原始灘線位置外仍有代表碎波帶白泡沫的邊界線，及海上結構物、陸上結構物與樹林的邊界線，此邊界線並非研究所需的，故需要刪除。本文使用 Arcview 應用軟體將非海岸線部分的邊界線進行刪除，經過處理後 10 張影像的海岸線部分示如圖 2-9。圖 2-9 中的原始灘線皆由許多像素點結合而成，且為不連續的曲線。為了進行後續的灘線位置修正以及侵淤分析必須進行細線化(thinning)或骨架化(skeletonization)。以圖 2-9 為例本研究以 x 方向 25m 之間隔進行細線化，而 y 方向考慮到衛星影像最高空間解析度為 2.5m，故採用 2.5m 為間距自 y=8000 處向 y=7000 處進行邊界點搜尋，以計算點中心半徑 10m 內出現最多邊界點的位置當作灘線位置點。最後所得的結果代表本文所稱原始灘線位置，如圖 2-10 所示。

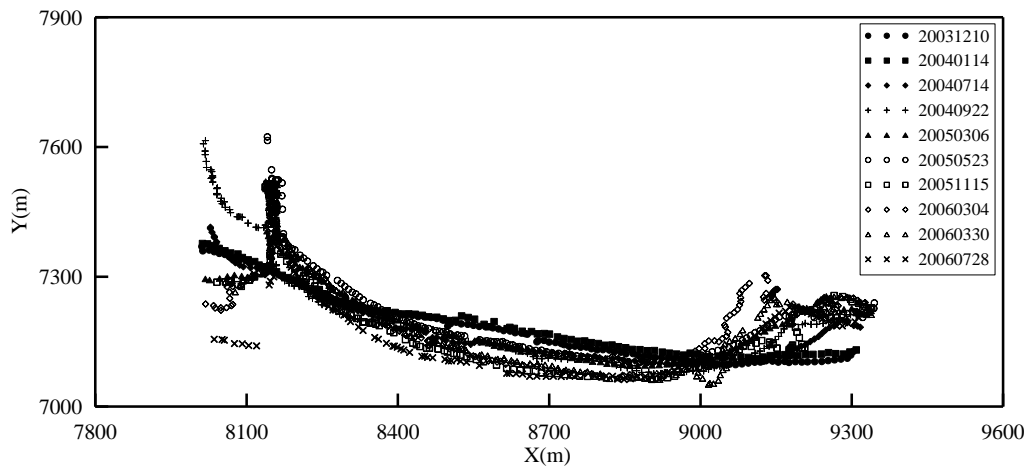


圖 2-9 初步擷取衛星影像的灘線位置

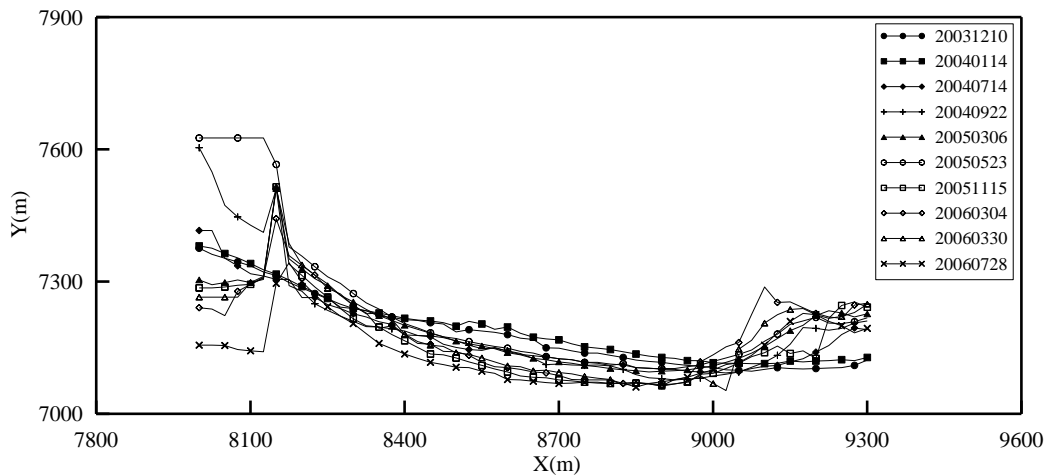


圖 2-10 細線化的原始灘線位置

2-1-4 多頻譜影像的處理

SPOT 衛星及 FORMOSAT-2 衛星均提供多頻譜的衛星影像，此異於全色態影像。多頻譜影像並非只有黑與白之間的灰階資料層尚有不同波段的頻譜資料，如 SPOT 衛星的多頻譜包括綠光段(XS1： $0.5 \mu m - 0.59 \mu m$)，紅光段(XS2： $0.61 \mu m - 0.68 \mu m$)與近紅外光段(XS3： $0.79 \mu m - 0.89 \mu m$)以及 SPOT-4 與 SPOT-5 所搭載的短波紅外光(SWIR)；而 FORMOSAT-2 的多光譜影像則是由藍光段 ($0.45 \sim 0.52 \mu m$)、綠光段($0.52 \sim 0.60 \mu m$)、紅光段($0.63 \sim 0.69 \mu m$)以及近紅外光波段($0.76 \sim 0.90 \mu m$)所組成。雖然 FORMOSAT-2 衛星雖然沒有穿透大氣較強的 SWIR，但 FORMOSAT-2 有紅、藍以及綠等可見光波段，故較全色態影像能處理原本的可見光色彩，其結果示如圖 2-11。多頻譜影像雖然空間解析度不如全色態的灰階影像，但其多層資料可提供更多的資訊來對影像進行辨識分析，且各層資料皆有其特性，除了可見光是依不同介質而有顏色差異外，紅外光對於溫度敏感，近紅外光能夠明顯的反應出水份的多寡，而短波紅外光對於大氣較具有穿透力等特性。



圖 2-11 FORMOSAT-2 多光譜影像的可見光所融合成的影像

本研究亦嘗試以多頻譜影像來做灘線的第二種判讀方法。由於一般影像處理流程中的邊界擷取法以及區域成長法皆僅能對單一層資料來做分析。故本研究以常態化植生指數(normalize difference vegetation index, NDVI)當作一合成指標，用來將多個頻譜以一定的比例做合併，NDVI 是往昔研究中常用來辨識空照圖或影像中的植物用的指標，其定義為：

$$NDVI = \frac{NIR - R}{NIR + R} \quad (2-6)$$

其中 NIR 為近紅外光，R 為可見光中的紅光。

依式(2-6)中，將臺南安平海岸的多頻譜影像中的近紅外光以及紅光合併成一層資料的 NDVI 結果如圖 2-12 所示。

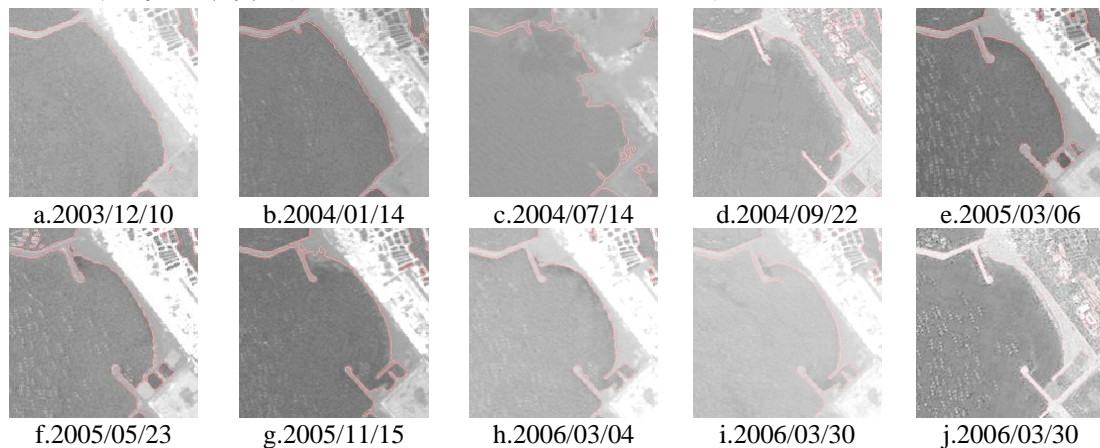


圖 2-12 近紅外光以及紅光所組成臺南安平海岸的 NDVI 影像

經過 NDVI 轉換將近紅外光與紅光譜合併組成的灰階影像圖 2-12 可看出水陸交界處更為明顯，即使不經過直方圖等化或是影像強化等技術，就可以明顯的辨識出灘線的位置。多頻譜影像雖然能夠透過各頻譜間光學特性的不同，經過組合找出水陸交界處，但其空間解析度仍不及全色態或是超解像模式的影像資料，故本研究僅利用多頻譜影像進行以上邊界擷取的測試，後續分析仍採用較高解析度的全色態或超解像模式影像。

以上灘線擷取技術可分為前置處理及灘線定位個兩部分，針對其應用與成果分別說明如下：

1.前置處理：

前置處理的部分包括直方圖等化及影像強化，這兩種方法都是為了提高灘線位置的辨識度，雖然對於灘線擷取並不是必要的流程，但對比度的提升以及局部亮度範圍間的強化不但可提高肉眼的可辨度，對於灘線定位上對於臨界值法中的門檻值及 Canny 檢測器中係數的決定都有很大的幫助。本研究所採用的直方圖等化是制式的亮度分布展開，故其展開的均勻度會因原始影像的特性而有不同的成效。若需要將直方圖展開成特定的型態，可利用直方圖匹配(Histogram matching)或直方圖指定(histogram specification)等方法。

2.灘線定位：

不同於前置處理的輔助功能，灘線定位直接影響到灘線位置的正確性，本研究灘線擷取的過程中所會造成的誤差，皆為灘線定位所造成。灘線定位部分包括邊界擷取以及細線化兩個階段，

2-2 潮位推估與資料融合

潮汐主要是由地球與日月間的相對引力所造成，而呈現週期的起伏變化。若能準確地掌握這種週期性的水位變化能夠有利於生態、航運或是工程等的管理。潮位的測量一般皆以定點浮標式或固定式潮位站來進行。一般潮位站的設置經費高，對於低開發的天然海岸或是離

岸沙洲，難設置固定式的潮位站，且有維修保養上的困難，如外傘頂洲。在工程設計規畫及科學研究上，平面的潮汐資料或潮汐特性均是重要的，本文為解決未設潮位站但需高精度潮位的問題，提出潮汐推算之方法，並應用於臺灣沿岸海域。

近年來發展迅速的衛星遙測技術，在軌道精度控制的不斷提升後已能準確地以雷達測高來測定海面水位，但由於衛星是以其所乘載的高度計沿著其移動軌道方向進行量測，無法進行定點的水位監測，且軌道之外的區域亦無法進行量測。針對於這種情況就必須透過潮位模式來進行估算。

往昔利用潮位測站實際量測水位，以瞭解水位高低，再利用調和分析法(harmonic analysis method)探討組合潮位的各分潮的特性。調和分析法始自 Darwin(1907)發展至今已近百年，當潮位數據夠長(一般為一年以上)，以調和分析法推算水位的精度頗高，因此常被工程人員及科學家使用。調和分析法以級數表示潮汐特性，並不和實際天文潮勢(tide-generating potential)的振幅與位相相關連。然而，當潮汐資料長度不夠，或者資料品質不佳，以調和分析法獲得的分潮特性便有相當的誤差。Munk 和 Cartwright (1966)發展出 convolution 方法及納導函數(admittance function)觀念，把天文潮勢加於分析方法。Groves 和 Regnolds (1975)提出正交 convolution 方法，推導出正交潮(orthotides)及其權重計算方法，其分析結果並與四個測站資料比較，發現此種方法獲得的納導函數相當連續而且能正確預測潮汐。正交潮法便逐漸被人利用來預測潮汐。

不管調和分析法或正交潮法均需實測潮汐資料方能分析其分潮特性，若在無潮汐測站時，就缺少潮汐資料以上述二種方法解析之而瞭解此區域潮汐特性。因此，便有學者利用空間分佈廣的人造衛星測高資料加上流體運動的力學模式，發展出可預測任何空間一點及時間段的潮汐特性，如 Cartwright 和 Ray (1990)利用 Geosat 衛星測高資料，利用正交潮法分析出各分潮特性，並與潮位站實測數據分析結果比較頗為一致。Matsumoto 等人(1995)利用高度測量誤差約為 4.7 cm 的高精度的 TOPEX/POSEIDON (T/P)衛星資料，配合 Schwiderski

(1980)推導出的潮位運動的力學方程式發展出可計算全球各主要分潮特性分佈的數值模式。

Matsumoto 等人(2000) 發展全球潮汐推算之 NAO.99b 模式。該模式以 16 個主要分潮配合 TOPEX/POSEIDON 衛星五年的全球測高水位與 219 個近岸實測水位資料，潮汐數值模擬以 Schwiderski (1980)的潮汐方程式為基礎，計算全球潮汐配合資料同化(assimilation)進行之。相較於 CSR4.0 和 GOT99.2b 模式，於淺水及深水區 NAO.99b 之誤差皆最小。Hwang 和 Chen (2000)利用 ERS1、ERS2、T/P 等衛星資料分析南海的海水位特徵。Matsumoto 等人(2000) 發展的潮位數值模式雖然經過 219 個潮位站之實測資料混合 T/P 資料於模式中，然而此潮位資料均位於日本及韓國沿岸。所以，Matsumoto 等人(2000)的模式是否能適用於臺灣西岸因地形因素影響需要加以評估。張與黃 (2001)以臺灣西岸三個不同潮型的潮汐測站資料檢驗 Matsumoto 等人(2000)之模式在臺灣潮汐的適用性，由結果發現 NAO.99b 潮汐模式計算近岸潮汐具有較均勻的誤差，而此誤差不會因為潮差大小有明顯的差別，且發現 NAO.99b 潮汐模式具有與調和分析 9 個分潮的能力相當的預測能力。在工程應用上 NAO.99b 潮汐模式可在沒有實測潮汐資料的狀況下計算出潮位高低。經測試 NAO.99b 在鼻頭角、新竹與後壁湖等三個測站與實測水位比較的誤差均方根(root mean square of error, RMS)，分別為 13.4、15.8 及 10.1 cm。

本研究以臺灣西岸雲林嘉義一帶之測站進行測試時發現 NAO.99b 在臺灣西岸會產生較大的誤差，故對臺灣西部、西南海岸、以及東部海岸進行資料的收集，並以 NAO.99b 進行潮位估算，探討其誤差發生的成因後提出一種簡單的空間內插改正法以提升 NAO.99b 在臺灣地區的適用性。未來 NAO.99b 在配合附近實測潮位站的修正後，能在無實測潮位站的地點提供更準確的潮位推估。雖然僅能對往昔資料進行修正或是補遺，但能夠提供衛星遙測資料更準確的潮位資訊來做的比對或是修正(見張與陳，2005)。

本研究利用 NAO.99b 在臺灣地區西部、西南部、以及東部各潮位站以 2004 年較完整的六個月資料進行測試，NAO.99b 與實測潮位站的誤差示如下表 2-3。

表 2-3 推算臺灣海岸地區各潮位站之誤差

西部海岸		西南海岸		東部海岸	
測站	RMS (cm)	測站	RMS (cm)	測站	RMS (cm)
東石	42.55	高雄	11.55	石梯	11.97
箔仔寮	26.55	東港	15.79	成功	9.46
塭港	38.35	小琉球	13.20	富岡	10.14
澎湖	14.18	蟬廣嘴	12.87	綠島	9.59
將軍	12.83			大武	8.43
				蘭嶼	19.01

由以上測試結果可發現 NAO.99b 推算臺灣各海岸的潮位會由於不同區域有不同的準確度，其中以東部海岸的推算結果最佳，平均 RMS 為 11.43 cm；西南海岸的平均 RMS 為 13.35 cm；而西部海岸平均則為 26.89 cm，並以東石(42.55 cm)與塭港(38.35 cm)為最差。此現象說明 NAO.99b 在臺灣西岸的臺灣海峽區域的預測能力較差。尤其以近岸的東石以及塭港等站。圖 2-13 為東石測站 NAO.99b 推算潮位高與實測資料比較圖。圖中可發現 NAO.99b 推算的潮位高與實測資料的相位吻合，但在高低潮處皆有高潮位過高低潮位過低的狀況，這是發生在東石以及塭港的主要誤差。

臺灣地區位於西太平洋邊緣處，為一鄰近歐亞大陸的海島地形，在西側與歐亞大陸間形成一條狹長水道-臺灣海峽。由於海峽地形造成一束縮效應使得臺灣西側的潮流與潮位變化較為複雜。圖 2-13 中高低潮處的誤差應是由於海水受日月引力由深海至近岸的地形變化所造成的 M_2 分潮能量消散。近年來由於 TOPEX/POSEIDON 等衛星的科技進步，使潮汐模式的精度又更加提高，其 M_2 分潮在深海處(水深>1000 m)的 RMS 已達 0.97 cm，但淺海處(水深<1000 m)則約為 9.78 cm。

Matsumoto 等人(2000)所提及的 M_2 分潮能量消散率分布圖(如圖 2-14)顯示臺灣地區有兩處海域有較大的 M_2 分潮能量消散率，分別在北部基隆近岸海域以及西部雲林嘉義一帶延伸至臺灣海峽中間。Zu 等人(2008)以數值模擬中國南海海域潮汐狀況時也提到臺灣海峽有發生強烈的 M_2 分潮能量消散情況。為解決此誤差，Matsumoto 等人(2000)提出了 NAO.99Jb，將日本以及韓國兩地共 219 個潮位站的資料與 NAO.99b 作資料同化，以改善近岸的潮位誤差。

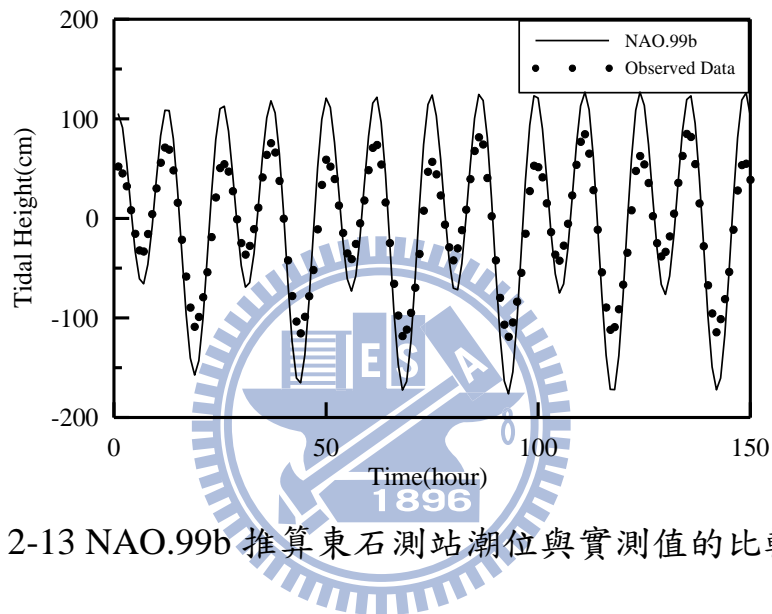


圖 2-13 NAO.99b 推算東石測站潮位與實測值的比較

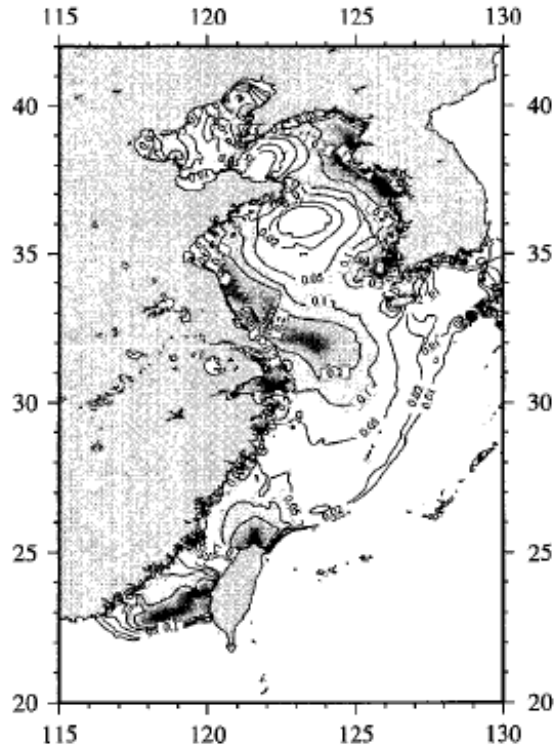
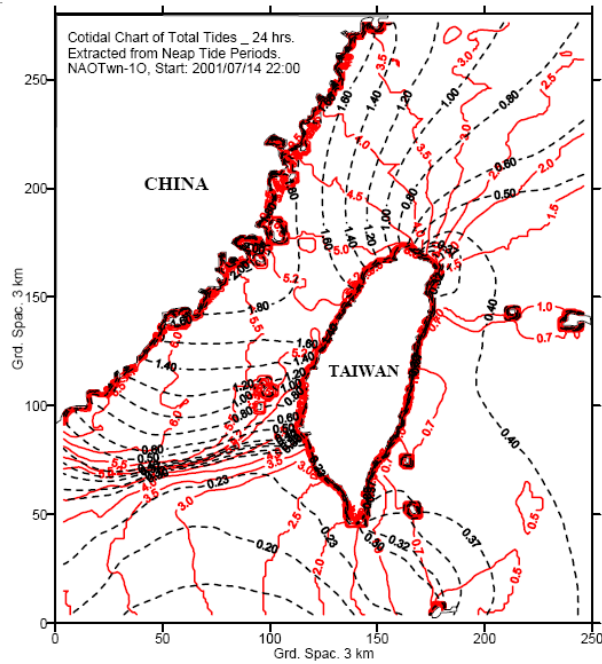
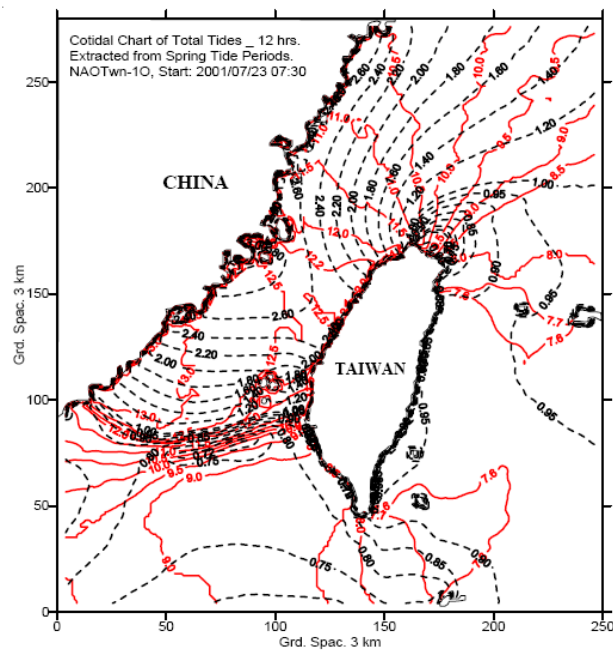


圖 2-14 西太平洋的 M_2 分潮能量消散率分布圖(Matsumoto, 2000)

本研究雖收集西部、西南部以及東部海岸等 15 個潮位站之潮位觀測資料，仍不足以建立全臺灣的近岸 M_2 分潮能量消散分析。故本研究提出以空間內插的方法來以周圍已知的潮位站修正目標位置的 NAO.99b 推算潮位。由莊與江(2006)提出的臺灣周邊海域同潮位圖(iso-tide)，如圖 2-15 所示，其中黑線為同振幅線；紅線為同潮時線。圖 2-15(a)為月小潮期間的同潮位圖，而圖 2-15(b)為月大潮期間的同潮位圖。由圖 2-15 可以發現，臺灣西部海岸雲嘉南一帶不論是在大潮還是小潮的狀況下其同潮時線皆相當密集，代表西部海岸在空間上各潮位站的高低潮相位變化較大。



(a) 小潮情況



(b) 大潮情況

圖 2-15 臺灣四周海域同潮位圖(莊與江，2006)

臺灣以峽溝狀之臺灣海峽與大陸間隔，潮波自太平洋向亞洲大陸沿海傳播時，因地形影響而自臺灣海峽南北開口進入，並於海峽中部交會，形成潮汐有不同的漲落。漲潮時潮波進入臺灣海峽並因海峽寬度束縮而壅昇，退潮時反向自南、北開口流出，形成臺灣中西部海岸

的潮差高於南、北兩端的現象。此外，臺灣各地潮型也有很大的差異，有全日潮、半日潮以及混合潮等不同潮型(郭，2001)。綜合考慮以上潮時相位、潮差、以及潮型三點的空間變化，不宜直接對各潮位站的水位進行空間內插。本研究保留 NAO.99b 原本水動力模式的特性，以其推算結果與各潮位站實測值的差異量進行空間內插，意即考量空間上各周邊潮位站 NAO.99b 與實測資料間的差值來內插需修正的地點的修正量。本文以箔子寮、澎湖、將軍等測站內插並修正東石測站的潮位資料為例，示意圖如圖 2-16。圖 2-16 中圓形符號表示實測潮位站，我們選定東石(Dongshih)測站周邊的箔仔寮(Bozihliao)、澎湖(PengHu)、以及將軍(Jiangjyng)測站來對 NAO.99b 所推算出來的潮位高進行修正。

$$h_D = h_D^n + \Delta h(h_B^o - h_B^n, h_J^o - h_J^n, h_P^o - h_P^n) \quad (2-7)$$

其中 h 為潮位高，其上標 n 代表為 NAO.99b 所推算的結果；上標 o 代表為潮位站實測數據，下標則為地點，東石縮寫為 D 、箔仔寮縮寫為 B 、澎湖縮寫為 P 、以及將軍縮寫為 J 。式(2-7)中 Δh 運算子代表二維空間內插，以箔仔寮、澎湖以及將軍等三測站其 NAO.99b 與實測資料的差值進行空間內插，利用 Delaunay Triangulation 在範圍內產生三角網格，並以 Cubic spline 法內插出東石測站的差值，再修正東石測站的 NAO.99b 推算結果，此修正法雖類似資料同化(Data assimilation)，但與 Matsumoto 等人(2000)所採用的比例式分潮調整有所不同，本文稱為潮位資料融合法(Data blending method)。

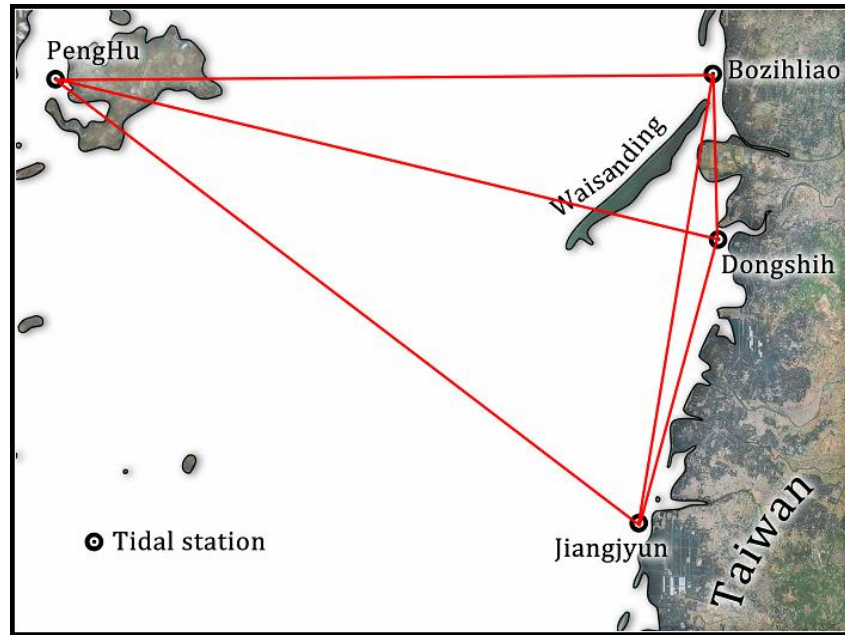


圖 2-16 潮位的空間內插示意圖(以東石測站為例)

2-3 考慮潮位變化之灘線修正

海岸防護設施前的沙灘及潮間帶間寬度能消減波浪能量有緩衝功效，海灘變化可視為海堤防護功效之重要指標，故歷年海岸線變遷分析為重要分析項目之一。本文選擇一個無人工設施影響的自然海灘外傘頂洲為例。外傘頂洲為臺灣本島最大之離岸砂洲，從雲林金湖村沿海往南延伸到嘉義與臺南交界處，呈東北西南走向，長度約達 20 公里示如圖 2-17。此砂洲為雲林嘉義海岸地區之天然屏障，防止外海波浪對海岸之直接衝擊影響，減少災害之發生。嘉義縣海岸一帶因受其屏障保護得以擁有廣大的濕地可提供多種生物棲息或進行復育。但是，因西北方向受到外海波浪的作用，且雲林一帶常年有地層下陷的影響，外傘頂洲是否有逐漸縮小或者陸化現象是值得研究的。郭等人(1997)提出外傘頂洲在東北季風及沿岸流帶動下，往西南方向延伸，砂洲主體高程降低，砂洲內部之潟湖正在逐年淤淺，砂洲本身開始陸化。本研究基地在外傘頂洲東方 14 公里處，因此評估外傘頂洲的歷年地形調查資料進行侵淤比較分析，俾供後續防護方案及環境營造規劃分析及佈設之依據。

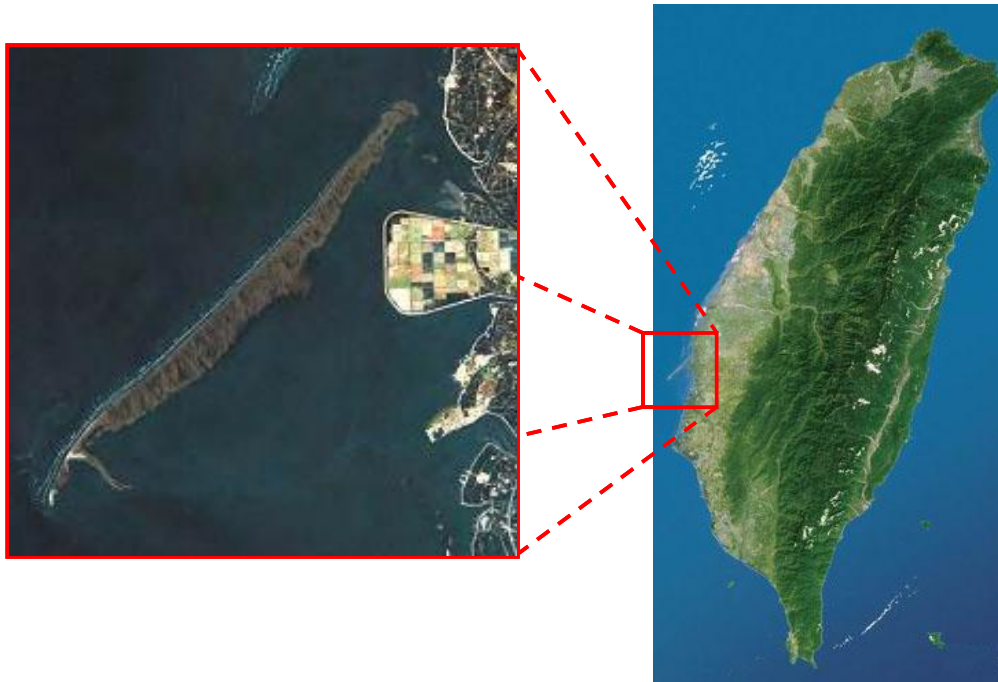


圖 2-17 外傘頂洲之地理位置圖

經過 2-1 節所提及的影像前置處理、邊界擷取以及細線化後即可定位出衛星影像中的灘線位置，但由於外傘頂洲缺乏潮位實測資料且其南北兩側會由於距離較遠而有潮位上的差異，本研究選用 Matsumoto 等人(1995)所發展的 NAO.99b 模式進行潮位的估算及利用 2-2 節所提出的資料融合法進行潮位的修正方法，以東石潮位站為例，在修正前 NAO.99b 模式推估潮位在高低潮處約有 44cm 的誤差，而若利用箔仔寮、澎湖以及將軍三個測站的資料進行融合後，其推算誤差可降低至 10cm，故本研究將此技術運用於外傘頂洲的潮位估算中，以推算更準確的結果。詳細比較臺灣的主要潮位站之潮位資料融合結果可見第三章說明。

本文提出灘線平移修正法(one-line shift method, OSM)將不同潮位擷取出衛星影像原始灘線平移至平均潮位上，即海岸工程所定義之平均灘線位置，此方法詳述如下：

假設相鄰三個時間的的海灘底床剖面相似下，如圖 2-18 所示。

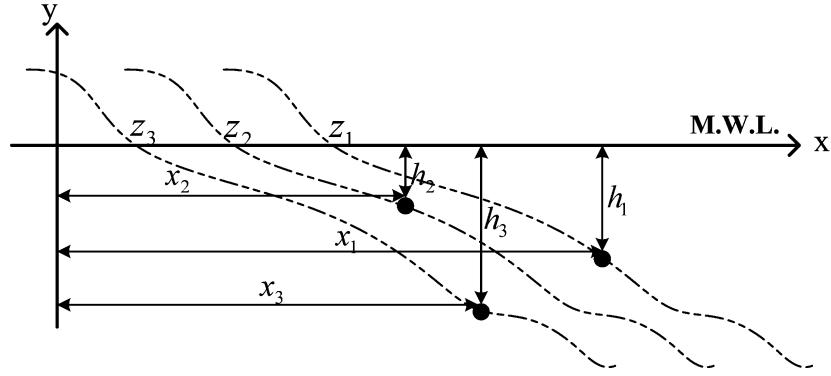


圖 2-18 三張不同時間衛星影像的潮位及海灘底床剖面示意圖

一般而言，在沖刷帶之底床地形坡度可視為均勻坡度(見 Komar, 1998; Silvester 與 Hsu, 1997)，在時間 t_i 某剖面之平均坡度可定義如下

$$\frac{h_i}{x_i - z_i} = s, (i = 1, 2, 3) \quad (2-8)$$

其中 z_i 為在平均水位情況下的灘線位置， x_i 是該 t_i 時間下衛星影像辨識出的原始灘線位置， h_i 為 t_i 時間時的潮汐水位， s 為底床平均坡度。

若假設在研究期間內之灘線變化相近，則定義灘線移動速度為

$$V = \frac{z_j - z_i}{t_j - t_i} = \frac{\Delta z_{ji}}{\Delta t_{ji}}, (i, j = 1, 2, 3) \quad (2-9)$$

由三張擷取出的原始灘線位置(x_1, x_2, x_3)及由 2-2 節方法計算出相對應的潮位(h_1, h_2, h_3)，利用式(2-8)及式(2-9)，可獲得平均坡度為

$$s = \frac{\Delta h_{32} - \frac{\Delta t_{32}}{\Delta t_{21}} \Delta h_{21}}{\Delta x_{32} - \frac{\Delta t_{32}}{\Delta t_{21}} \Delta x_{21}} \quad (2-10)$$

且可得平均潮位的灘線位置(z_1, z_2, z_3)為

$$z_i = x_i - \frac{h_i \left(\Delta h_{i+1,i} - \frac{\Delta t_{i+1,i}}{\Delta t_{i,i-1}} \Delta h_{i,i-1} \right)}{\Delta x_{i+1,i} - \frac{\Delta t_{i+1,i}}{\Delta t_{i,i-1}} \Delta x_{i,i-1}}, (i = 1, 2, 3) \quad (2-11)$$

2-4 已知底床坡度情況下考慮波浪溯升與抬升之灘線修正

本研究挑選時間接近的三幅 SPOT 影像，採用 Coastal Engineering Manual(CEM) 中平均水位抬升 (wave set-up) 以及波浪溯升 (wave run-up) 的推算方式來作灘線位置的修正，在假設三幅 SPOT 影像其底床坡度不變時，以簡單的潮位修正將影像中擷取灘線位置修正至平均潮位，即可以三條海岸線的接近程度來決定合適的波浪溯升經驗公式。

本研究選用臺中港北堤外的沙灘區作為研究基地，時間為 2003 年 9 月底至 10 月底間的三張衛星影像，此期間恰好無颱風侵臺，故較能確保地形維持穩定，三張影像時間以及對應的海象資料如下表 2-4 所示，選用的影像時間分別為漲潮、退潮以及接近平均潮位的影像，其潮位是以 Matsumoto(1995)所提出的 NAO.99b 潮位模式進行推算；波高則以交通部運輸研究所港灣技術研究中心年報資料中的每小時示性波高，其中 10 月 18 日以及 10 月 29 日的波高較為接近其值約為 2.5m，此大波高會有明顯的波浪溯升以及平均水位抬升等的效應。

表 2-4 選擇臺中港衛星影像的時間與海象資料表

日期	波高(m)	週期(s)	潮位(cm)
2003/09/29	1.08	5	92.7
2003/10/18	2.84	5	-119.24
2003/10/29	2.29	5	-3

以 2-1 節所提出的直方圖等化、影像強化以及邊界擷取三個前置處理來獲得衛星影像中的灘線位置。在波浪發展至近岸淺灘段時，若波高相對於波長或水深達到某一極限，波浪會發生碎波現象。碎波發生前、後，由於波浪輻射應力的變化，會導致平均水位發生下降及上升現象，如圖 2-19 所示。在定常狀態(stationary)下，不考慮底床剪應力時，x 方向的動量平衡方程式為

$$\frac{dS_{xx}}{dx} = -\rho g(h + \bar{\eta}) \frac{d\bar{\eta}}{dx} \quad (2-12)$$

上式表示波浪過剩動量 (excess momentum) 的變化與靜水壓力的變化相平衡；其中， ρ 為海水密度， g 為重力加速度， h 為靜水水深(still

water depth), $\bar{\eta}$ 為平均水位, 正向入射波浪之輻射應力, S_{xx} , 由 Longuet-Higgins and Stewart (1964) 推導得:

$$S_{xx} = E \left(2n - \frac{1}{2} \right) \quad (2-13)$$

其中 $E = \rho g h^2 / 8$ 為波浪能量, $n = 0.5 + 2kh / \sinh 2kh$ 為群波速度 (group velocity) 與波速 (wave celerity) 之比值, H 為波高, L 為波長, $k = 2\pi/L$ 為波速 (wave number)。在碎波帶外, 因 $h + \bar{\eta} \approx h$, 故

$$\frac{dS_{xx}}{dx} \approx -\rho g h \frac{d\bar{\eta}}{dx} \quad (2-14)$$

將式(2-13)代入式(2-14)後並積分之, 引用 $h \rightarrow \infty$ 時, $\bar{\eta} \rightarrow 0$ 之條件, 可得碎波帶外的平均水位變化為:

$$\bar{\eta} = -\frac{1}{8} \frac{H^2 k}{\sinh 2kh} \quad (2-15)$$

上式為負值, 表示從外海至碎波點的平均水位低於靜水位, 且逐漸下降, 此現象稱為平均水位下降 (wave set-down)。

但若在碎波帶內, 波高與水深約成正比關係 Γ (見 Komar, 1998), 若考慮含平均水位變化之水深, 則

$$H = \Gamma(h + \bar{\eta}) \quad (2-16)$$

因碎波帶內之波浪為淺水波情況, 故 $S_{xx} = 3E/2$, 則式(2-12)成為:

$$\frac{d}{dx} \left[\frac{3}{16} \rho g \Gamma^2 (h + \bar{\eta})^2 \right] = -\rho g (h + \bar{\eta}) \frac{d\bar{\eta}}{dx} \quad (2-17)$$

將上式簡化可得

$$\frac{d\bar{\eta}}{dx} \left(1 + \frac{3\Gamma^2}{8} \right) = -\frac{3\Gamma^2}{8} \frac{dh}{dx} \quad (2-18)$$

式(2-18)對 x 積分並引用碎波點條件，即 $h = h_b$ ， $\bar{\eta} = \bar{\eta}_b$ (下底標 b 表是碎波點的狀態) 之條件，最後得

$$\bar{\eta}(x) = \bar{\eta}_b + \frac{I}{I + 8/(3\Gamma^2)} [h_b - h(x)] \quad (2-19)$$

當 $x=0$ 時，式(2-26)變為

$$\bar{\eta}_s = \bar{\eta}_b + \left[\frac{1}{1 + \frac{8}{3\Gamma^2}} \right] h_b \quad (2-20)$$

式(2-20)第一項為 $\bar{\eta}_b$ 為碎波點處降低的平均水位，第二項則為碎波帶間水位抬升高度。而平均水位抬升的最大值為

$$\bar{\eta}_{\max} = \bar{\eta}_s + \frac{d\bar{\eta}}{dx} \Delta x \quad (2-21)$$

若底床坡度為 β 的的沙灘，平均水位抬升所造成海岸線後退的距離為

$$\Delta x = \frac{\bar{\eta}_s}{\tan \beta - \frac{d\bar{\eta}}{dx}} \quad (2-22)$$

上式表示碎波帶內之平均水位自碎波點起隨水深的遞減呈線性升高，此現象稱為平均水位抬升。式(2-19)顯示當底床坡度均勻時，碎波後之平均水位上升，係以線性增加。

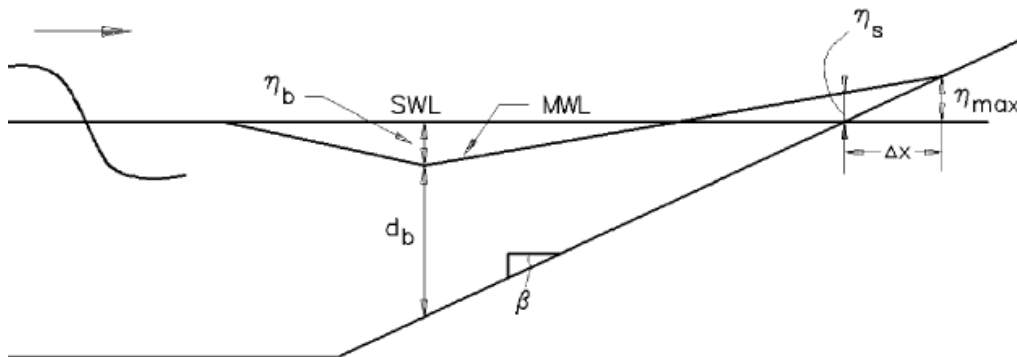


圖 2-19 平均水位抬升示意圖

此外，波浪碎波後向岸上傳遞亦會隨著底床坡度向上溯升，如圖 2-20 所示。直至最高點能量消散完成後即產生下刷(down-rush)，此一機制會在沙灘上留下明顯的乾濕沙地交界線如圖 2-21，此即為 2.1 節中影像前置處理要擷取的邊界位置。

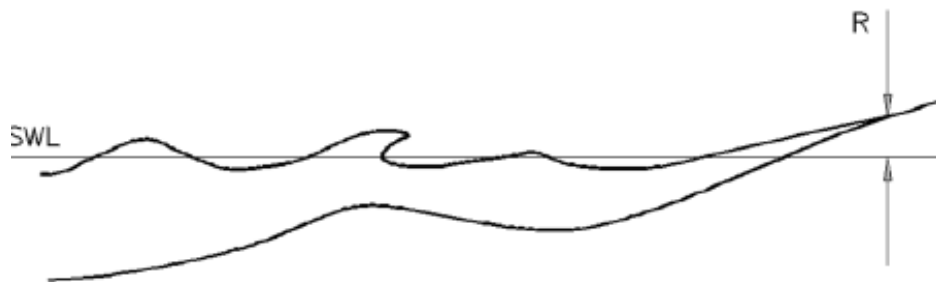


圖 2-20 波浪溯升示意圖

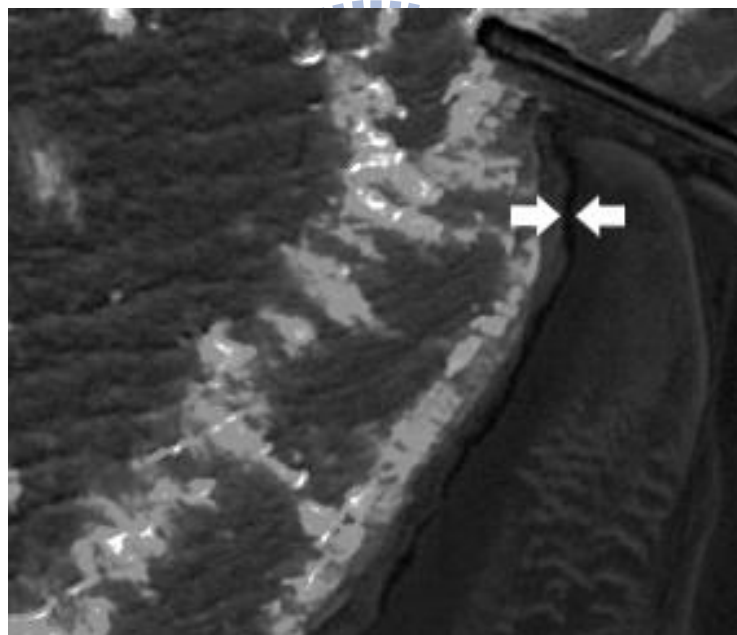


圖 2-21 乾濕沙地的交界線(左上部分為海面碎波帶，右下部分為沙灘，中間白色箭頭標示處亮度較暗處即可看出濕沙地)

Mase(1989)利用實驗資料提出不規則波在平直不透水沙灘上的溯升高度經驗式，分別定義最大溯升高度(R_{max})、前 2% 大之溯升高度($R_{2\%}$)、前 1/10 平均溯升高度($R_{1/10}$)、前 1/3 平均溯升高度($R_{1/3}$)、以及平均溯升高度(\bar{R})，其經驗式形式如式(2-23)所示，而對應各溯升高度的參數則列於表 2-5。

$$\frac{R_{\%}}{H_0} = a\xi_0^b \quad (2-23)$$

其中 ξ_0 為碎波相似參數

$$\xi_0 = \frac{\tan \beta}{\sqrt{H_0/L_0}} \quad (2-24)$$

式(2-24)中 H_0 為深海波高， L_0 為深海波長， β 為底床坡度之角度。而 Kobayashi(1990)以數值模式推算不規則波於透水底床上溯升高度，並提出經驗公式：

$$\frac{R}{H_0} = \frac{1.13\xi_0}{1 + 0.506\xi_0} \quad (2-25)$$

表 2-5 波浪溯升高度經驗公式中的建議參數

	R_{max}	$R_{2\%}$	$R_{1/10}$	$R_{1/3}$	\bar{R}
a	2.32	1.86	1.70	1.38	0.88
b	0.77	0.71	0.71	0.70	0.69

透過式(2-22)即可進行平均水位抬升的灘線修正，而波浪溯升的灘線修正量則可透過式(2-23)及式(2-25)的溯升高度除以已知的底床坡度來估算。以三幅影像中的灘線位置配合該時間點的波高週期資料即可將灘線位置修正至沒有波浪變形作用下的灘線位置。再假設三幅影像的期間底床地形為不變，即可以底床坡度配合潮位資料直接將三條灘線修正至平均潮位處。

經修正後的三條灘線位置應為濾除波浪變形以及潮位變化的位置，在三幅影像期間底床地形不變的假設下此三條灘線位置應為相等，故本研究以三灘線的 RMS 平均當作修正方法的評估值。

2-5 未知底床坡度情況下之灘線修正

上節所述方法為了決定最佳的底床坡度取樣方法以及最合適的溯升經驗公式而採用實測地形資料來作為參考坡度。但在實際工程規畫或是環境評估時不一定有合適的地形資料來進行底床坡度的決

定。因此本研究再提出一流程，可在底床坡度未知的狀況下，僅利用三幅影像擷取時的波高、週期、以及潮位高來對灘線作修正。

在對灘線進行波浪變形的修正時，必須先假設一底床坡度，如此即可針對各灘線進行波浪的修正。再以 2-3 節所提出的 one-line shift method (OSM)來將波浪修正後的灘線位置再度修正至平均潮位處，此方法與上節直接假設地形不變的狀況不同，OSM 本身可考慮三幅影像中均勻且穩定的地形變化來對受潮汐影響的灘線位置做修正。此外 OSM 中可由潮位與灘線位置的相互關係求得如式(2-10)之底床坡度。此坡度即可與波浪修正前所假設的坡度作比較，經過試誤法的疊代計算即可找到與假設底床坡度相近的結果，此結果即為最佳的底床坡度，可進行正確可靠的波浪修正。

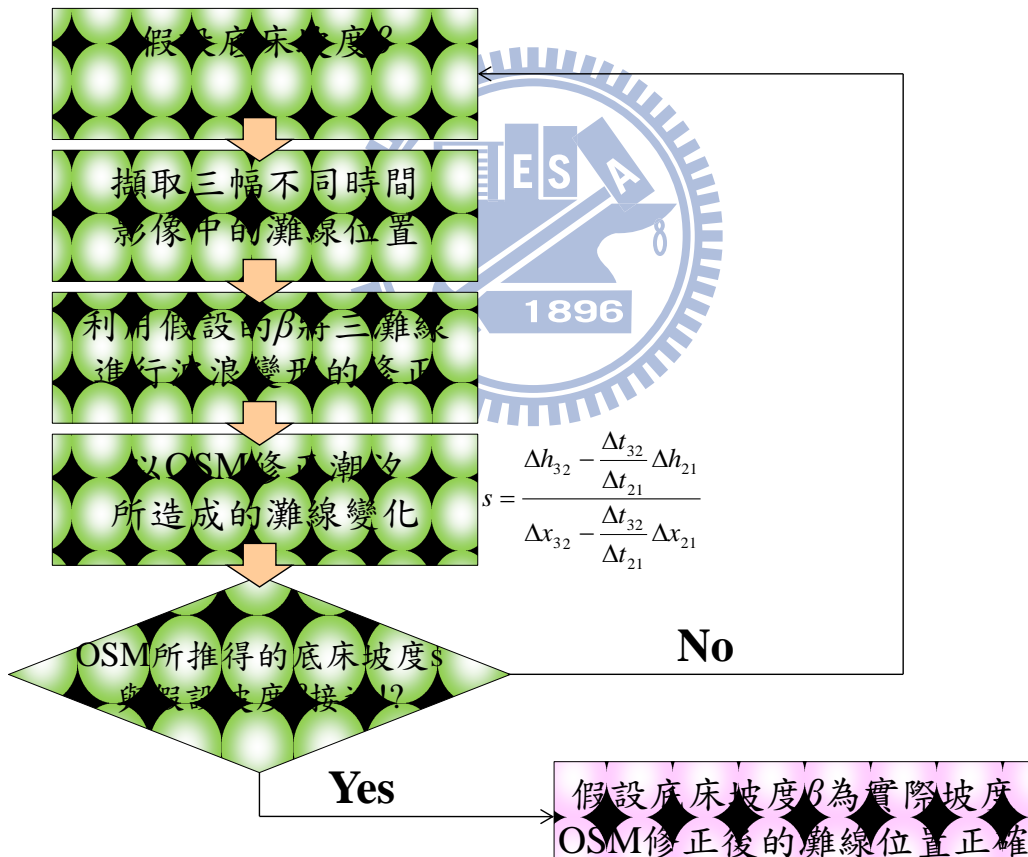


圖 2-22 未知底床坡度情況下之灘線修正流程

第三章 方法驗證與工程應用

本章節針對臺灣海岸各研究基地作灘線變遷分析，由於基地位置不同，有些地點無法取得實測波高資料而無法進行溯升以及水平面抬升的修正。此外，本研究亦將修正後的灘線位置與地形實測資料作比較，其結果分述如以下 3-2 節至 3-5。3-1 節為潮位資料融合的結果，3-6 節則以臺中港北側淤沙區作為研究基地進行溯升經驗公式的測試，並以未知底床坡度的狀況下驗證本文所提出的灘線修正流程。

3-1 臺灣潮位推算之應用

圖 3-1 中虛線部分為 NAO.99b 模式推算潮位結果，實心圓點部分為實測潮位資料，實線部分則為以 NAO.99b 推算東石測站的潮汐經過上述修正的融合資料(Blended data)，圖中顯示修正後的計算潮位與實測資料相當吻合，以六個月資料來進行測試，NAO.99b 模式推估潮位的 RMS 原來為 44.55 cm，經修正後潮位之 RMS 降低為 9.18 cm。NAO.99b 因 M_2 分潮能量消散造成的誤差在修正後高低潮處就發生。

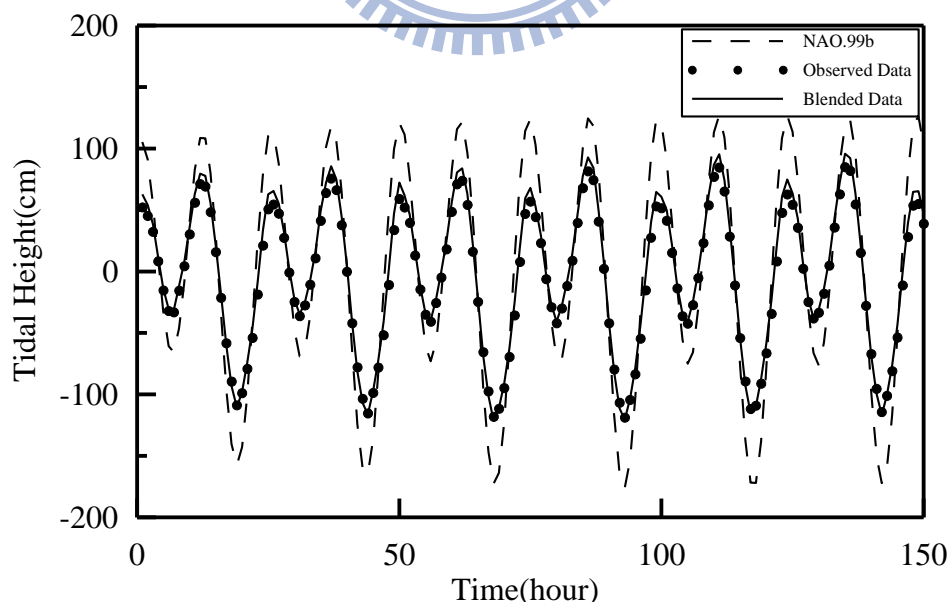


圖 3-1 NAO.99b 模式推算東石測站潮汐及資料融合修正後的潮位與實測資料之比較

應用本研究的資料溶合法修正臺灣西部海岸、西南海岸以及東部海岸各測站的結果示如表 3-1。表 3-1 為由資料融合法修正 NAO.99b 推算潮汐與實測值的 RMS。由表 3-1 顯示以西部海岸各潮汐測站的測試結果潮汐經本資料融合的修正後有明顯的改善，但澎湖、將軍兩站由於澎湖、將軍兩站由於在五個測站中的位置在計算區域區外圍，在資料內插時，只能將其餘四站的網格範圍進行外插，故其修正改善量較差，在表 3-1 中測站名稱標註(*)號代表其位置是屬於在計算網格之外，故潮位修正的 RMS 都較原來推算值差。除這些外插的特殊狀況外，西部海岸三個測站的 RMS 改善率為 64%；西南海岸兩個測站的 RMS 改善率為 73%；東部海岸三個測站的 RMS 改善率為 17%。顯示臺灣西部海岸與西南海岸經本修正後有提高的潮位推算能力，但在東部地區由於 M_2 分潮能量消散的現象不強，所以原本 NAO.99b 推算值的誤差就很低，本文的修正效果則不明顯。

表 3-1 經資料融合修正前後與實測值之誤差

西部海岸			西南海岸			東部海岸		
測站	RMS(cm)		測站	RMS (cm)		測站	RMS(cm)	
	原始推算	修正後		原始推算	修正後		原始推算	修正後
東石	42.55	9.18	高雄*	11.55	8.17	石梯*	11.97	7.67
箔仔寮	26.55	18.02	東港	15.79	4.87	成功	9.46	6.06
塭港	38.35	7.17	小琉球	13.20	3.17	富岡	10.14	9.75
澎湖*	14.18	22.04	蟳廣嘴*	12.87	8.49	綠島	9.59	6.25
將軍*	12.83	36.88				大武*	8.43	11.72
						蘭嶼*	19.01	13.12

標註(*)號代表內差點在在計算網格之外灰階底色為測站修正後 RMS 較原來差者

3-2 外傘頂洲之長期灘線變遷

利用 2-3 節所提出的 one-line 平移灘線修正法將灘線的位置修正至平均潮位的狀況，以便進行後續的灘線變遷分析。修正後的灘線位置與相近時間的地形實測資料比較如表 3-2，表 3-2 的第三欄及第四欄為衛星影像中所辨識出來的灘線位置與相近時間實測灘線的 RMS，第五以及第六欄則是衛星影像中所辨識出來的灘線位置經過修正後與相近時間的實測地形比較結果。由表 3-2 可以發現，將灘線位置修正至平均水位處有大幅改善衛星影像中辨識出灘線的正確性，尤其以海側部分較為明顯。此外由於現地地形測量在外傘頂洲此類大範

圍之地區常需耗時 2~3 個月來進行測量，而衛星影像的灘線擷取卻在瞬時內就完成了，所以即使已經考慮潮汐狀況將灘線修正至平均水位後再與實測地形比較，也仍會有所差異。此外，外傘頂洲位於臺灣西岸的外海，長期以來都缺乏波浪資料，故這部分誤差可能未考慮波浪溯升以及水平面抬升所造成。

表 3-2 修正前後的灘線位置與實測地形之比較

年份	E_R (m) 未修正		E_R (m) 經修正		潮位高 (cm)
	海側	陸側	海側	陸側	
1996	80.92	89.64	76.04	89.60	-25.93
1998	163.73	229.64	65.32	117.94	-83.00
1999	103.44	240.07	43.83	144.44	33.53
2000	109.61	283.70	57.77	193.58	70.42
2001	51.03	126.68	55.04	126.50	-10.95
2002	82.21	127.62	43.09	97.21	15.01
2003	58.79	121.65	56.64	92.50	22.30

由於本研究收集 1994 至 2007 之無雲影像資料只有 14 筆，考慮海側及陸側的變化程度不一，且在不同位置所受風浪影響也不同，故取代表性的斷面進行分析與討論。將每年衛星所觀測之灘線定位繪圖，示如圖 3-2。選取海側以及陸側的 4000m 以及 15000m 處的一共四個斷面作灘線變化的分析，四個斷面的位置如圖 3-2 中的 P1 至 P4 所示。

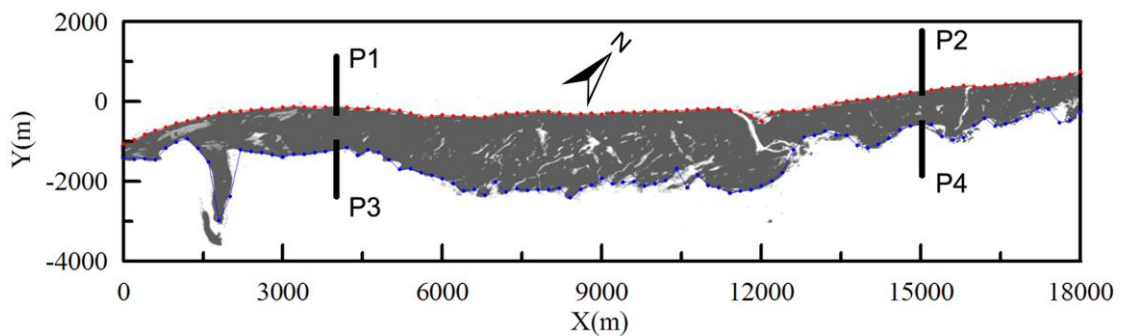


圖 3-2 選擇海側及陸側的四個代表斷面的位置圖

圖 3-3 為選擇四處灘線歷年位置的變化趨勢。圖 3-3 中可看出 P2 及 P4 的灘線變化較小，而 P1 及 P3 的變化較大，此顯示截至 2007

年為止，四處均有陸化的趨勢。若將四處之灘線位置以線性迴歸分析可得灘線之變化率，其值示於圖說明內。圖中說明欄中顯示 P1 至 P4 的灘線變化率，除了下游側較上游變化較快外，在下游 P1 變化率(-81.25)較 P3 者(-76.49)大；而上游的 P4 變化率(-24.16)也較 P2 者(-19.03)大，此結果顯示外傘頂洲上游段逐漸變寬，但下游段逐漸變窄，而外傘頂洲的陸側方向皆逐漸往臺灣本島靠近，呈現沙洲陸化的現象。若此現象持續保持同樣的變化率外傘頂洲的北側將於 2060 年與臺灣本島相連，南側則於 2174 年會與本島相連。

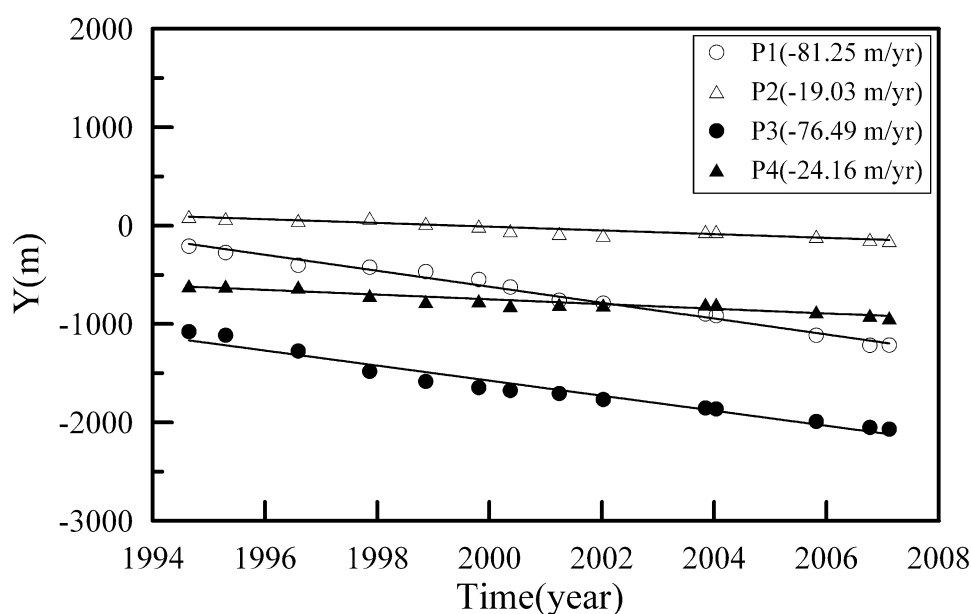


圖 3-3 四個代表斷面的灘線離岸位置

此外透過海側及陸側所灘線位置，本研究估算 1994 至 2007 年外傘頂洲的面積變化，示如圖 3-4。圖 3-4 中顯示自 1994 年至 1998 年外傘頂洲之面積為遞增，但 1999 年起外傘頂洲的面積逐漸變小，其面積變化率分別為 $0.766\text{km}^2/\text{yr}$ 與 $-0.378\text{ km}^2/\text{yr}$ 。

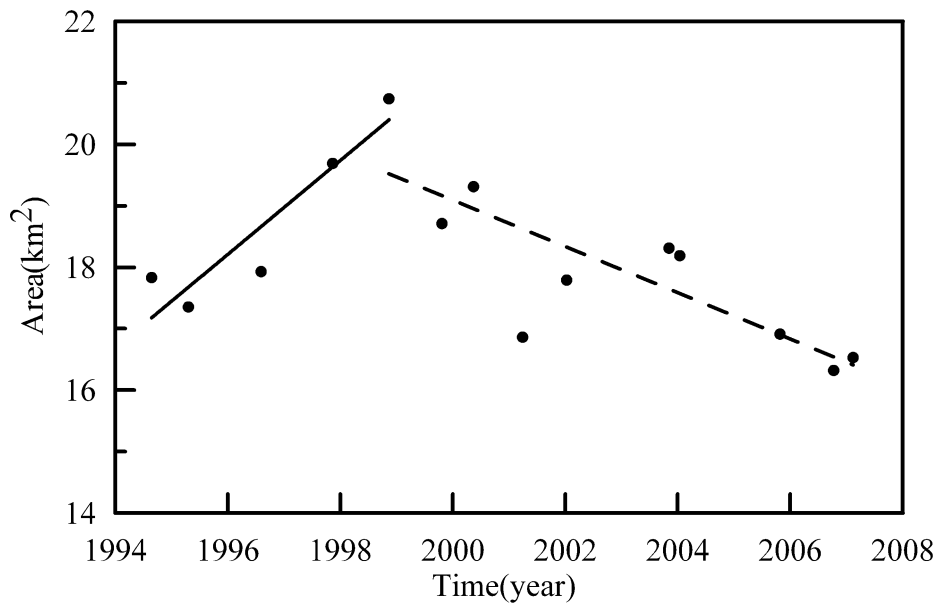


圖 3-4 外傘頂洲的面積變化趨勢

3-3 安平養灘區段灘線監測

本研究另外選定安平港漁港南側至商港北側間的海岸做為研究基地，此段海岸規劃養灘工程並以二個馬刺型突堤的保護之，其範圍如圖 3-5 所示。本研究主要由多次的衛星影像擷取灘線後配合統計方法來了解灘線變化及其整體形狀。圖 3-5 中粗虛線為人工岬灣理論(headland control)預測馬刺型突堤後的灘線。由圖中可發現在灘線的中央部分侵蝕較為嚴重，而在左側馬刺型突堤後方則為淤積。

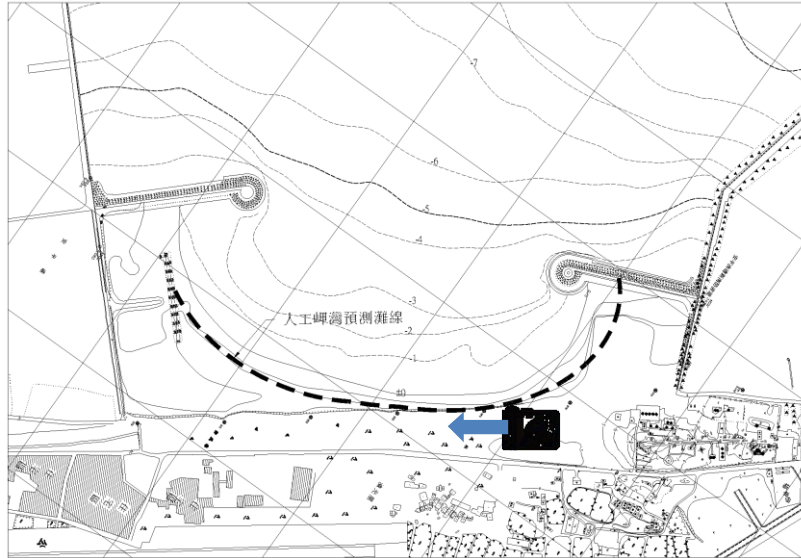


圖 3-5 安平港漁港南側至商港北側間的安平海岸



圖 3-6 上圖海岸的現場拍攝照片(2005)

圖 3-6 為安平地區漁港南側至商港北側間海岸線的中央段 2005 年的海岸照片，在經過海棠(Haitang, 2005)、珊瑚(Sanvu, 2005)、泰利(Talim, 2005)等颱風後所造成的侵蝕，發現目前的海岸線比施作馬刺型突堤及養灘工程前的侵蝕還要嚴重。

經過 2.1 節所提及的影像前置處理後將灘線位置由衛星影像中擷取出來，並進行影像拍攝當時的波浪資料，在所收集的波浪資料中除了 2005 年 5 月以及 2006 年 3 月的波浪資料有缺遺之外，先採用 2-4

節中的方法進行波浪溯升的修正，各影像拍攝時間所對應的波浪資料如表 3-3。此外潮汐變化對影像中海岸線位置的影響本研究使用 2-3 節所提及的平移修正法針對各幅衛星影像在拍攝時的不同潮位來對海岸線進行修正，將海岸線的位置修正至平均潮位的狀況，以便進行後續的分析與比較，修正後的海岸線位置如圖 3-7 所示。圖 3-7 顯示 X 軸方向 8400m 至 9000m 處的灘線位置自 2003 至 2006 以來皆呈現後退的狀態，與圖 3-6 照片中的侵蝕現象相符，另外圖 3-7 中 X 軸方向 8100m 灰色區塊處由於規劃為人工潮池區域，養灘工程中亦有同時進行浚挖，在施工期間人工潮池內又因潮汐漲退幅度而使得潮池區域內有海水滯留的狀況，故其灘線變化趨勢與中央區域並不一致，較難以進行討論。

表 3-3 各影像拍攝時間及其所對應之波浪資料

影像拍攝時間	H_{max} (m)	$H_{1/3}$ (m)	$T_{1/3}$ (sec)	波向($^{\circ}$ N)
2003/12/10 02:33:20.267	0.54	0.34	6.1	156
2004/01/14 02:59:52.917	0.52	0.32	5.3	253
2004/07/14 03:00:51.396	0.69	0.43	5.4	236
2004/09/22 01:42:46.726	0.31	0.19	4.6	215
2005/03/06 02:41:08.482	0.79	0.48	4.3	313
2005/05/23 02:40:12.428	-	-	-	-
2005/11/15 02:52:42.750	1.05	0.65	5.9	311
2006/03/04 02:57:03.623	-	-	-	-
2006/03/30 02:57:01.633	-	-	-	-
2006/07/28 02:01:32.673	2.47	1.54	6.3	217

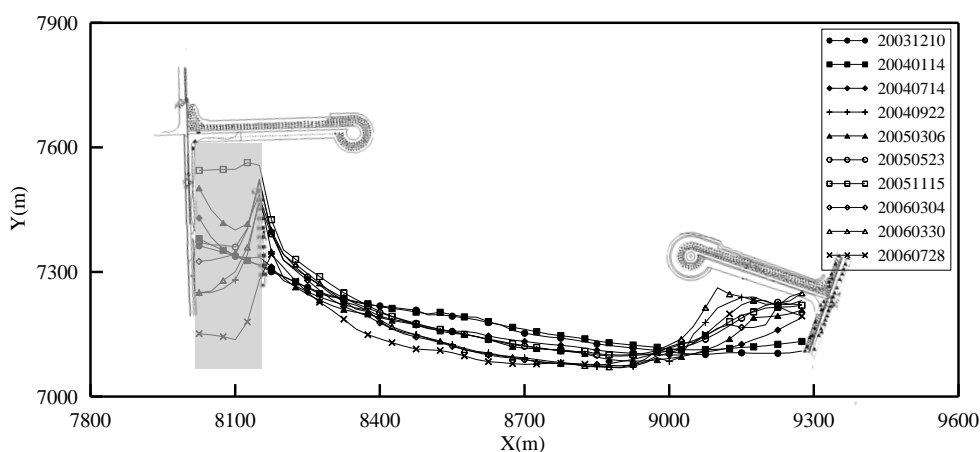


圖 3-7 將海岸線位置修正至平均潮位

本研究所收集的實測地形資料包括 2004 年以及 2005 年的 3 月、6 月、9 月以及 12 月，但由於衛星影像拍攝時間以及實測資料的時間較少有接近的(參見表 3-3 中影像拍攝時間)，故僅取量測時間較為接近的灘線資料來進行比較，比較結果示如表 3-4。

表 3-4 由影像擷取結構物及灘線與實測地形資料的比較

影像拍攝時間 (年/月/日)	結構物 RMS(m)	灘線 RMS(m)	地形實測時間 (年/月/日)
2003/12/10	10.71	--	--
2004/01/14	3.60	--	--
2004/07/14	13.96	--	--
2004/09/22	12.12	23.16	2004/09/20
2005/03/06	9.35	--	--
2005/05/23	14.07	11.62	2005/06/09
2005/11/15	11.66	--	--
2006/03/04	10.13	--	--
2006/03/30	11.01	--	--
2006/07/28	11.54	--	--

本研究於收集的實測地形資料中選取不易變遷的結構物驗證點，結構物驗證點包括圖 3-7 中雙馬刺型突堤、安平商港北堤以及安平漁港南堤的部分。並嘗試於衛星影像中判讀該點座標位置並於實測地形資料比較，結果如表 3-4 中第二欄。10 筆影像資料對結構物判讀結果的 RMS 平均值為 10.81m。而影像中海岸線位置與實測地形資料內插所得的平均灘線位置之 RMS 列於表 3-3-2 中的第三欄，其平均 RMS 為 17.39m。

將灘線位置修正至平均潮位處後進行灘線的變遷分析。圖 3-8 為本研究設定的五條斷面，分別為 ST2 至 ST6 等。可由圖 3-9 看出這五條斷面的灘線變化。

圖 3-9 中橫軸為十次衛星影像拍攝的時間，縱軸為平均潮位海岸線的位置。圖 3-9 中顯示 ST3、ST4 以及 ST5 在馬刺型突堤施工前到完工後都是以相近的趨勢後退，並在 2005 年 11 月 15 日後漸趨平衡且稍微前進。ST6 則在 2004 年 6 月馬刺型突堤的興建時開始急劇的前進，於 2006 年 3 月 4 日漸趨平衡。

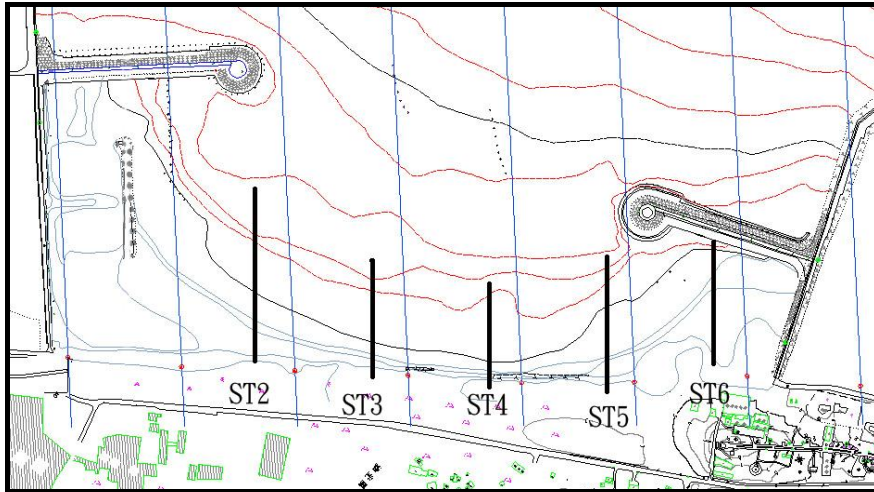


圖 3-8 選擇斷面的位置示意圖

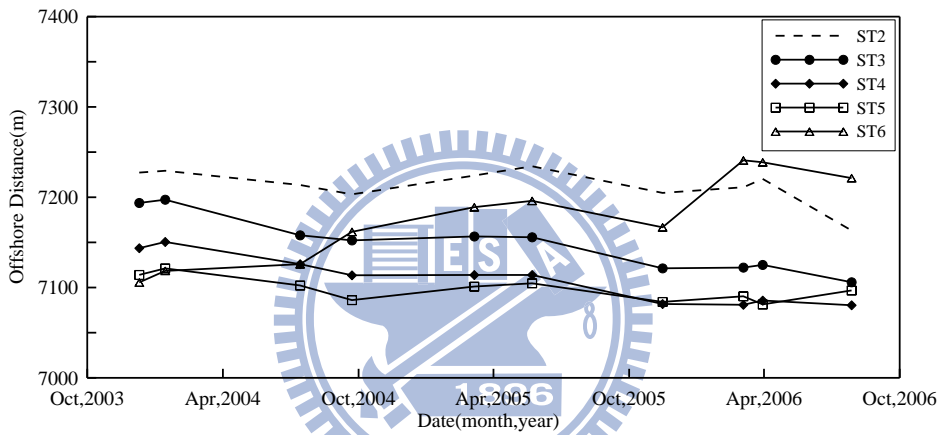


圖 3-9 五條斷面的海岸線變化

3-4 臺中港防波堤擴建之灘線變遷

臺中港防波堤擴建工程大致上分為 1990 年至 1995 年以及 2000 年至 2002 兩段工程期，其擴建後因為突堤效應(effect of groins)影響防波堤北側鄰近海岸，為瞭解臺中港防波堤突堤效應，本文利用衛星影像擷取出 1993、1995、1997、1999 以及 2003 年的平均水位灘線位置，配合臺中港務局所提供 1996 至 1998 以及 2000 至 2006 年的實測地形資料，分析與說明 1993 至 2006 間臺中港北淤沙區的長期灘線變遷。利用衛星影像資料來獲取灘線位置可以追溯往昔沒有實測地形資料的時代來進行分析，本文收集衛星影像擷取出的灘線位置以及時間如圖 3-10 所示。

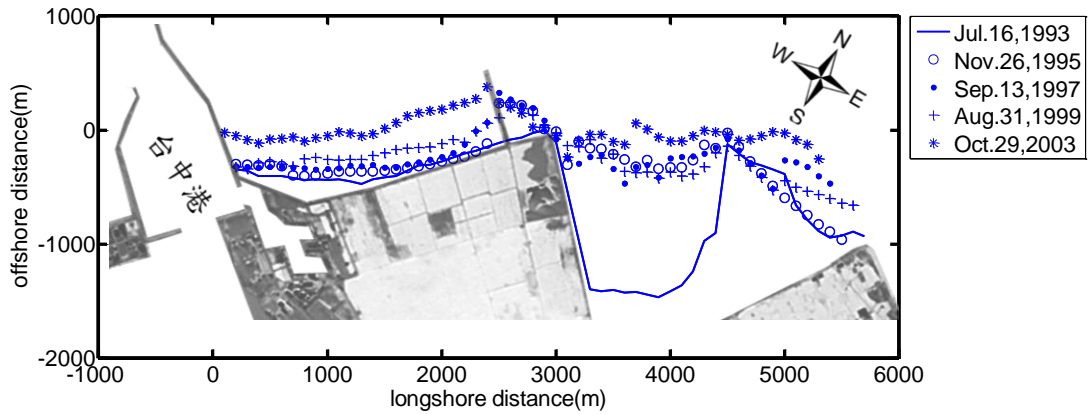


圖 3-10 擷取出的衛星影像平均水位灘線位置

圖 3-10 中顯示 1993 年於臺中港北堤擴建工程施作時，臺中港北堤至北攔砂堤間(圖中沿岸方向 0 至 2500m 間)的沙灘面積很小，只有靠近臺中港北堤處有些許沙灘(圖中沿岸方向 0 至 1500m 間)，而在 1995 年的灘線位置顯示靠近臺中港北堤處的原有沙灘量持續有增加的現象；1997 年的灘線位置則顯示靠近北攔砂堤處(沿岸方向 2000 至 2500m 處)開始淤積的現象；而 1999 年的灘線位置顯示中段(圖中沿岸方向 500 至 2200m 間)開始有明顯的淤積量；直到 2003 年，臺中港北堤至北攔砂堤間在這 10 年間明顯呈現持續淤積的現象，且淤積的量大使沙灘向外海延伸了將近 500m。

在北攔砂堤以北的海岸範圍，如圖 3-11 所示。此段海岸由於靠近大甲溪的河口處，且該區域離人工結構物仍有很長一段距離，使得離岸方向 3000 至 6000m 處的海岸形狀較複雜的淺灘地，除了需考慮大甲溪的輸沙量之外，其海陸交界線也十分複雜，故較難以進行分析，其變化除了 1993 至 1995 間有較明顯的淤積之外，在 1995 年之後除了 1999 有稍微侵蝕的現象之外，整體上則呈現淤積的狀況。



圖 3-11 北攔沙堤以北靠近大甲溪口的淺灘地形區域

擷取 1997 年及 2003 年所選擇衛星影像的灘線位置與臺中港務局的實測地形時間相近，故本研究比較這兩年的灘線位置，其結果如圖 3-12 以及 3-13 所示。圖中實線為衛星影像中所定位出來的平均水位灘線位置，而空心圓點則為實測地形資料轉換為平均潮位的灘線位置。1997 年及 2003 年兩種灘線位置的 RMS 分別為 40.69m 以及 43.65m，此差異量在大範圍且長期的灘線變化比上節討論臺南安平海岸及外傘頂洲灘線的差異量大。其造成的可能原因有三：(1)衛星影像空間解析度的不足(本研究選取的影像資料只有早期 1993、1997 年及 1999 年 SPOT-1 的空間解析度較差，其為 10m)；(2)進行地形實測時的潮位變化以及傳統人工測量所造成的誤差；(3)衛星影像拍攝時間與實測地形時間有所差異，此期間的地形變化(地形實測除了海上的船行測量之外，陸上需輔以人工測量，全程測量時間視其範圍大小，約需幾個月)。

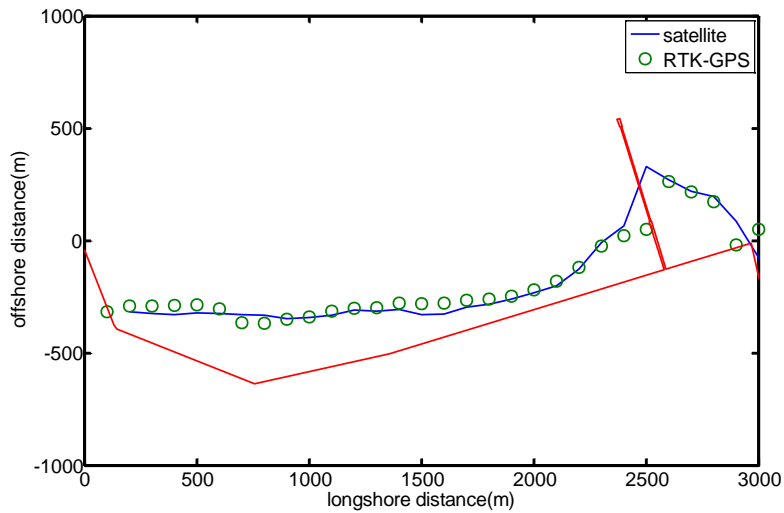


圖 3-12 衛星影像中平均水位灘線與實測地形之比較(1997)

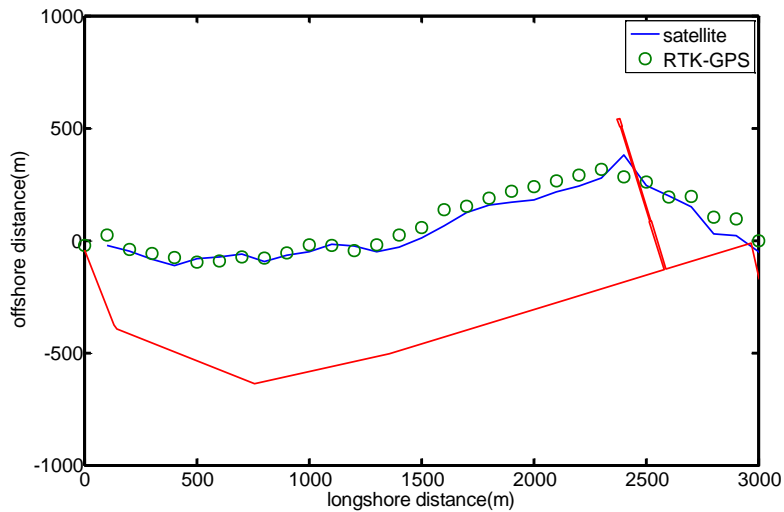


圖 3-13 衛星影像中平均水位灘線與實測地形之比較(2003)

目前以上述衛星影像分析的結果可看出臺中港北堤至北攔沙堤間自 1993 至 2003 呈現一逐漸淤積的狀況，我們以 1993 年為一基準年，1995、1997、1999 以及 2003 年的離岸方向沙灘長度變化量，示如圖 3-14。由圖 3-14 可發現，1995、1997、1999 以及 2003 年在沿岸方向 0 至 2500m 之間皆為逐漸的增加，而沿岸方向 2500 至 4500m 處除了 1993 至 1995 的大量淤積後則保持侵淤互現的狀況。

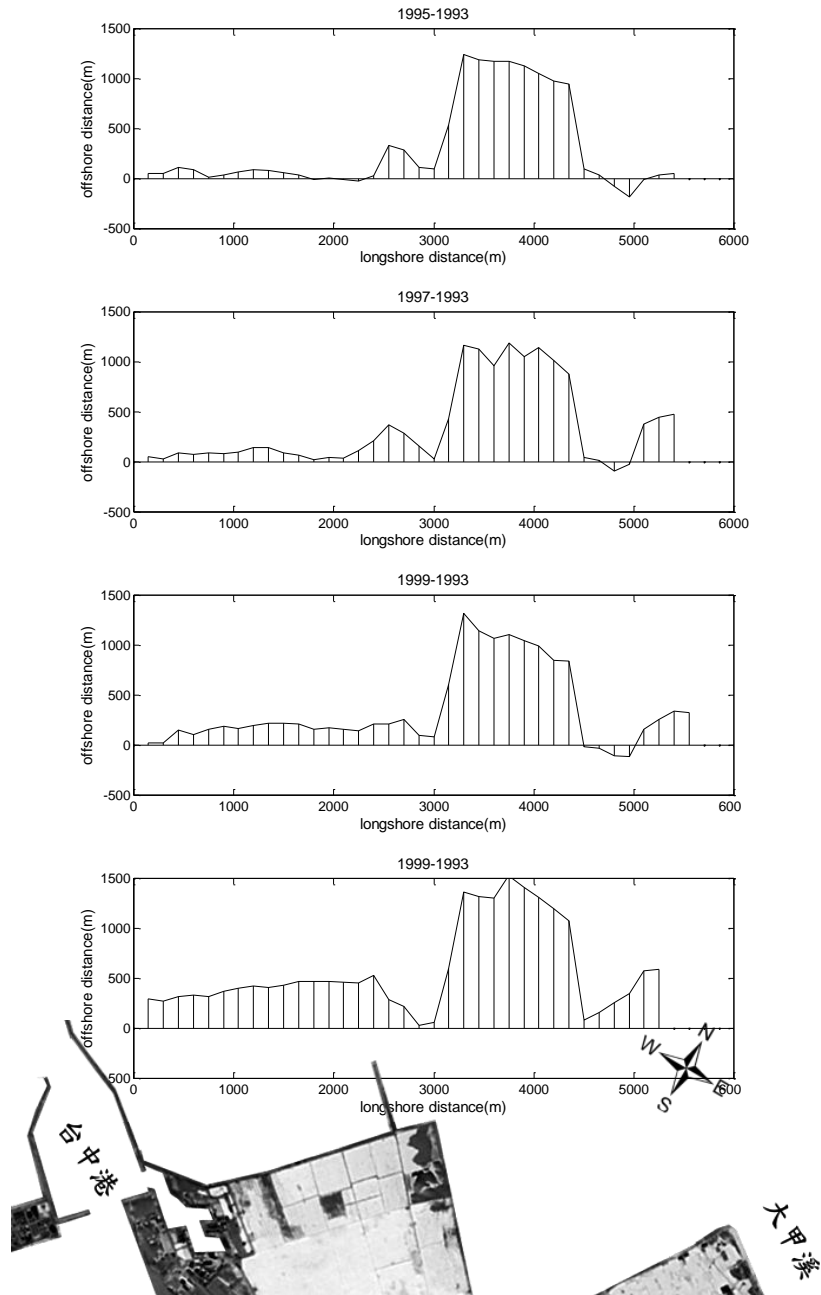


圖 3-14 以 1993 為基準年的灘線離岸距離變化量

除了衛星影像資料以外，本研究亦以目前所收集臺中港務局的實測地形資料進行平均潮位的灘線之擷取，實測地形資料除了須把座標系統統一為 TWD97 的系統之外，為了與衛星影像資料的灘線資料進行分析。往昔的實測資料皆以築港高程為基準，其 0 米線的位置並非平均水準面的水陸交界線，故需將高程系統轉換至中潮系統，以便能與衛星影像的灘線資料進行合併分析。

實測資料的操作與處理簡述如下。從 CAD 圖層資料中將實測地形資料點讀出後，進行座標轉換，即可將非 TWD97 的座標系統統一轉換為 TWD97，並調整其高程至中潮系統。其後將所有資料點在研究範圍內以間距 20m 透過 Kriging 法做二維資料格網化，並繪製等高線圖以擷取出 0 米線的位置。最後 0 米線再透過座標旋轉以原點順時鐘旋轉 48.14 度，在將其位置平移映射至接近原點的位置。而衛星影像資料所定位的平均水位灘線亦經此座標映射至原點附近，即可以沿岸方向當作 x 軸，離岸方向的灘線變遷量即為 y 軸來進行分析與比較。

合併比較衛星影像以及地形實測資料的灘線位置可表示出 1993 年至 2006 年的灘線位置變化，本研究選定 6 個代表性的斷面來說明臺中港北堤海岸的灘線變化情形，斷面位置示如圖 3-15。

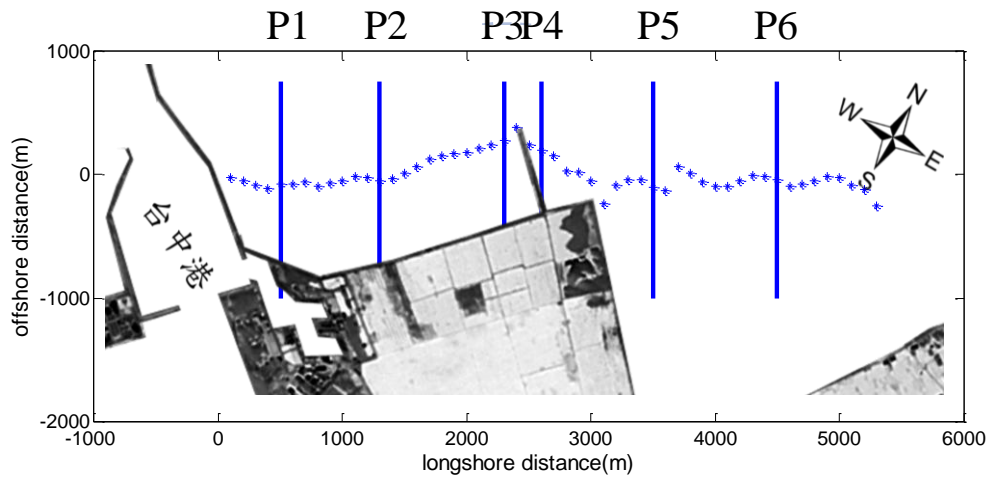


圖 3-15 選擇臺中港北堤六個斷面的位置示意圖

上述六個斷面的灘線位置的變化則如圖 3-16 至圖 3-21 所示。圖中星號為各時間的灘線位置，實線則表示 1993 至 2006 年間以一次線性迴歸所畫出的趨勢線。六張圖的線性迴歸結果與實測灘線位置的 R^2 值分別為 0.93、0.97、0.94、0.03、0.33、以及 0.14，顯示線性迴歸適合用來描述斷面 P1、P2 以及 P3，但 P4、P5 以及 P6 則因為灘線幾乎沒有變化，故 R^2 較低，而不適合以線性迴歸來描述其灘線變化的趨勢。P1、P2 以及 P3 三處的斷面分析結果皆顯示灘線持續有淤積的現象，其淤積的速度分別為 31.45 m/yr、46.80 m/yr、46.96 m/yr，以北攔沙堤處的 P3 最快，而 P1 最慢。另外在北攔沙堤以北

的區域以線性迴歸結果來看顯示 P4、P5 以及 P6 近年來有緩慢淤積的現象。淤積速度分別為 4.05 m/yr、18.93 m/yr、5.50 m/yr，P4 及 P6 則灘線變化不大。

近年來臺中港所進行的擴建工程共有兩項，其一為 1990 年至 1995 年臺中港北堤向外海延伸 850m，第二為臺中港北堤再度向外海延伸 480m，在圖 3-16 至圖 3-21 中將這兩段施工時間標記為灰色區塊(I)以及灰色區塊(II)。圖 3-16 至圖 3-18 及圖 3-20 可以發現 P1、P2、P3 以及 P5 在灰色區塊(I)完工之後皆有明顯的淤積現象；而在經過灰色區塊(II)之後，僅有 P2 以及 P3 有明顯的淤積現象。可看出兩段擴建工程對本研究基地不同的斷面位置有不同的影響，但基本上 P2 以及 P3 在兩次擴建後其沙灘沙量皆有大幅度的增加。

以目前 1993 至 2006 的灘線資料來看，六個斷面的迴歸分析結果皆表現為淤積，但其淤積速度至 2004 年之後幾乎都已趨於穩定，甚至在 P1 以及 P5 等斷面在 2004 年灘線趨於穩定後開始有灘線後退的現象發生。

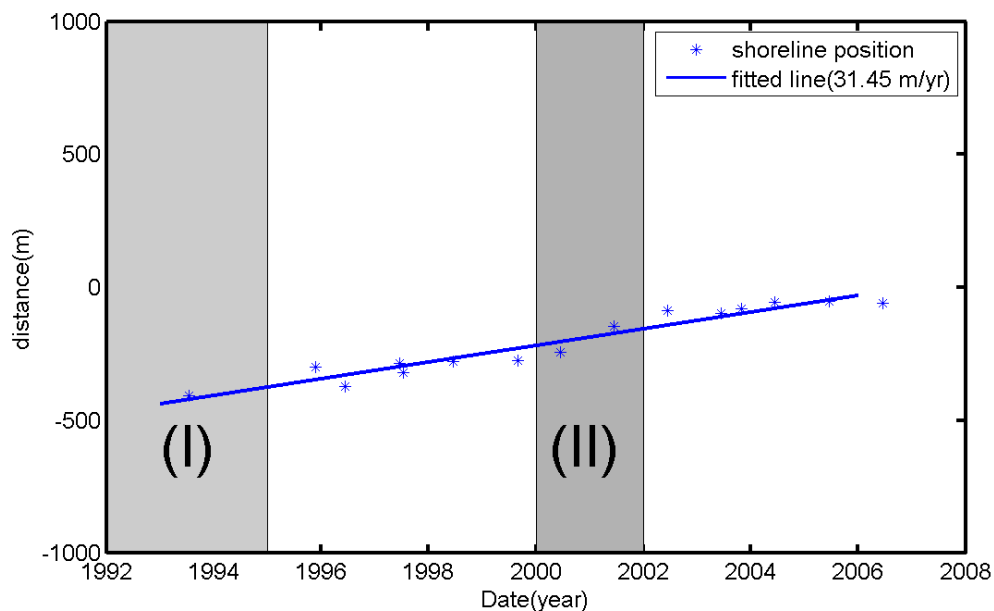


圖 3-16 斷面 P1 的灘線變化圖

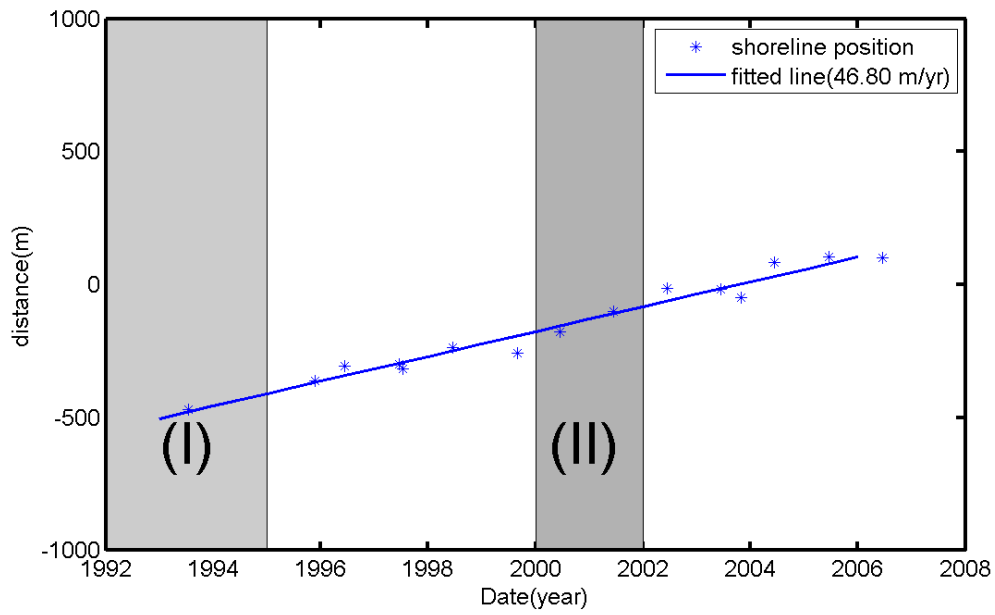


圖 3-17 斷面 P2 的灘線變化圖

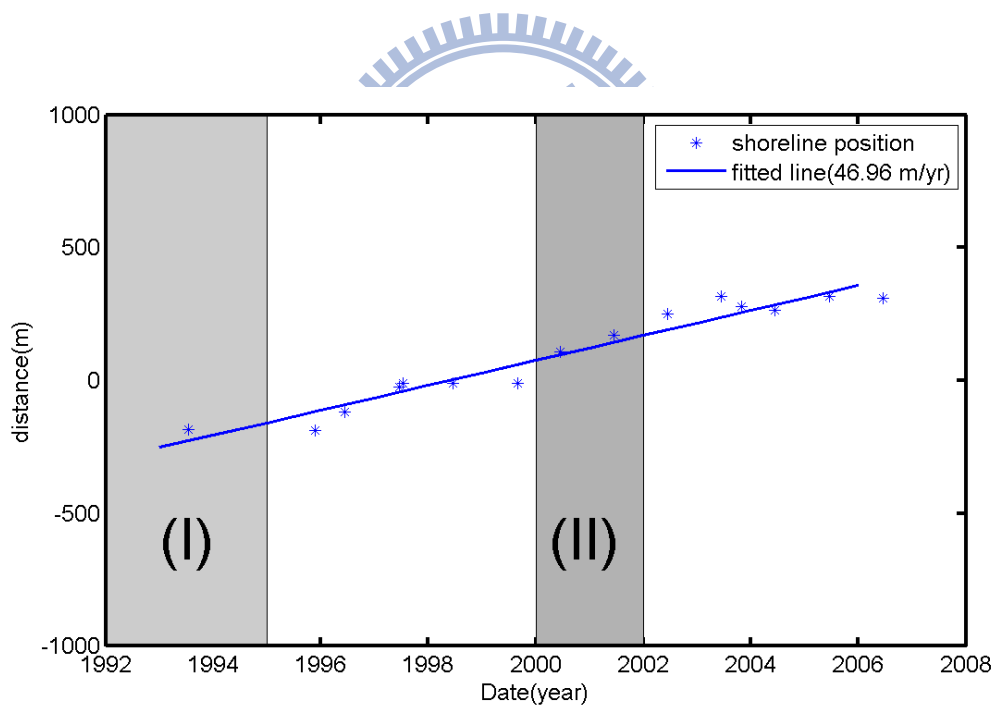


圖 3-18 斷面 P3 的灘線變化圖

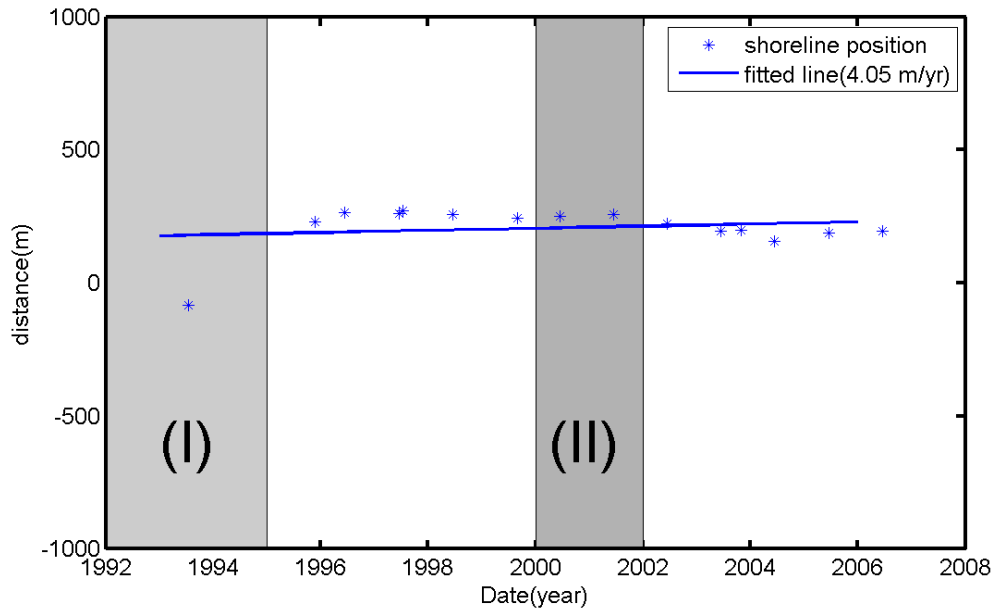


圖 3-19 斷面 P4 的灘線變化圖

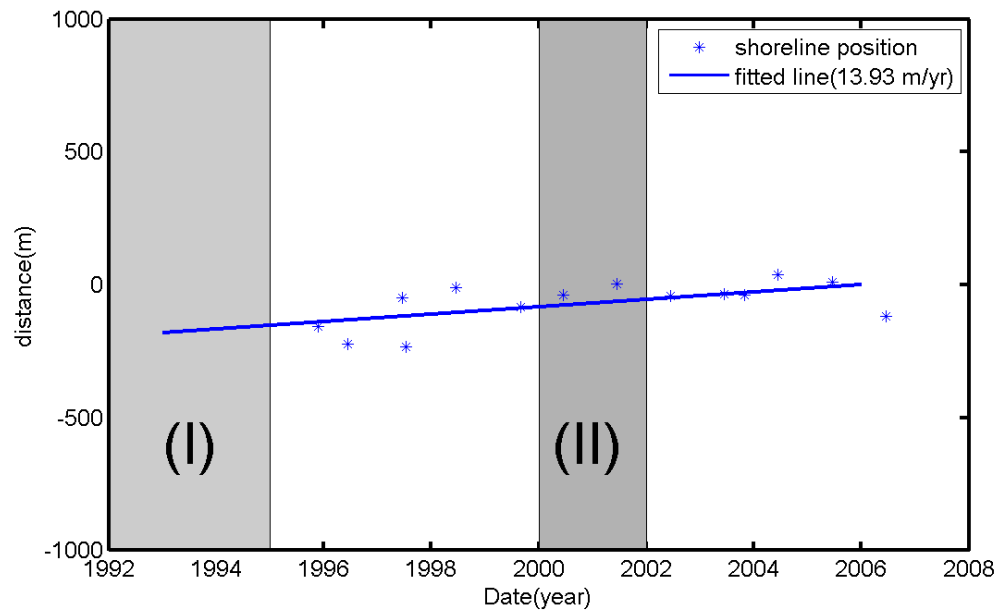


圖 3-20 斷面 P5 的灘線變化圖

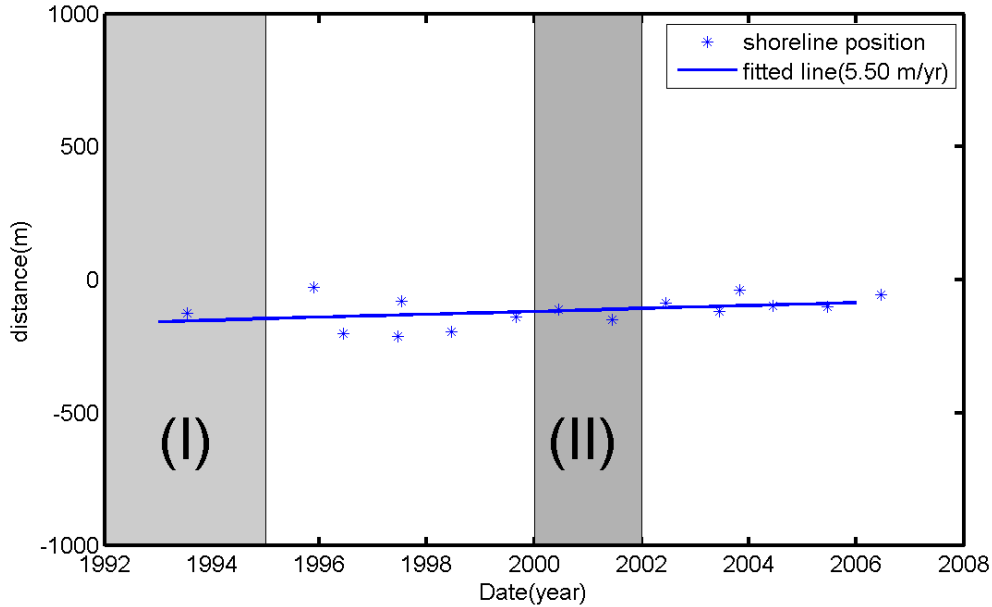


圖 3-21 断面 P6 的灘線變化圖

3-5 最佳溯升公式及底床坡度之推估

因為本文外傘頂灘線變化所使用衛星影像的拍攝時間並無波浪資料以估算溯升及抬升，而分析安平海岸的灘線變化因為在漁港防波堤及馬刺型突堤之包圍下，波浪產生明顯繞射效應，而無法直接地解析計算溯升與抬升。在臺中港北淤沙區海岸，因為有波浪資料且受結構物影響產生波浪繞射較少，所以選擇此段灘線探討波浪溯升及抬升對擷取衛星影像灘線影響。式(2-23)至式(2-29)的經驗公式或是灘線平移，底床坡度的輸入值對於其結果的正確性十分重要，本研究採用 2003 年臺中港周邊的實測地形資料以九種不同的方式取平均坡度來比較其適用性，其結果如表 3-5。其中表 3-5 是以 2003 年 9 月底至 10 月底間的三幅衛星影像，此期間無颱風侵臺，故較能確保地形維持穩定，三張影像時間以及對應的海象資料如下表 2-4 所示。

九種底床坡度取樣方式分別為：(1)0 米線前後共 25m 內；(2)0 米線往陸側 25m 內；(3)0 米線往海側 25m 內；(4)0 米線往陸側 50m 內；(5)0 米線往海側 50m 內；(6)0 米線海陸兩側共 75m 內；(7)0 米線海陸兩側共 125m 內；(8)0 米線海陸兩側共 175m 內；(9)0 米線海陸兩側共 225m 內。

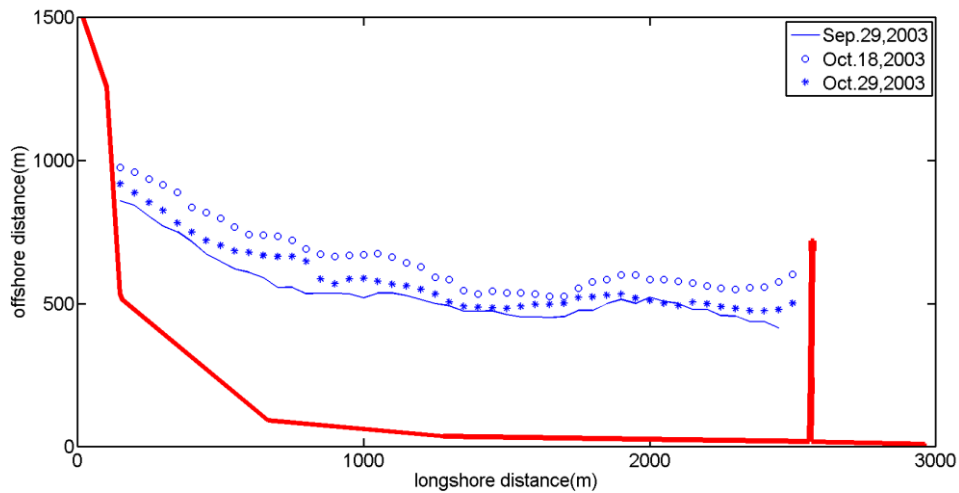
表 3-5 以不同溯升公式與底床平均坡度修正灘線的 RMS

RMS (m)	R_{\max}	$R_{2\%}$	$R_{1/10}$	$R_{1/3}$	\bar{R}	式(15)
1	40.44	40.23	40.74	41.65	43.59	49.18
2	36.44	36.31	36.88	37.90	40.01	45.99
3	62.67	62.34	63.18	64.59	67.32	74.30
4	46.27	46.08	46.75	47.93	50.27	56.57
5	64.34	64.00	64.78	66.08	68.63	75.22
6	33.97	33.86	34.42	35.44	37.56	43.65
7	25.53	25.53	26.19	27.41	29.88	36.73
8	28.89	28.89	29.57	30.80	33.27	40.11
9	38.00	37.92	38.71	40.11	42.83	50.02

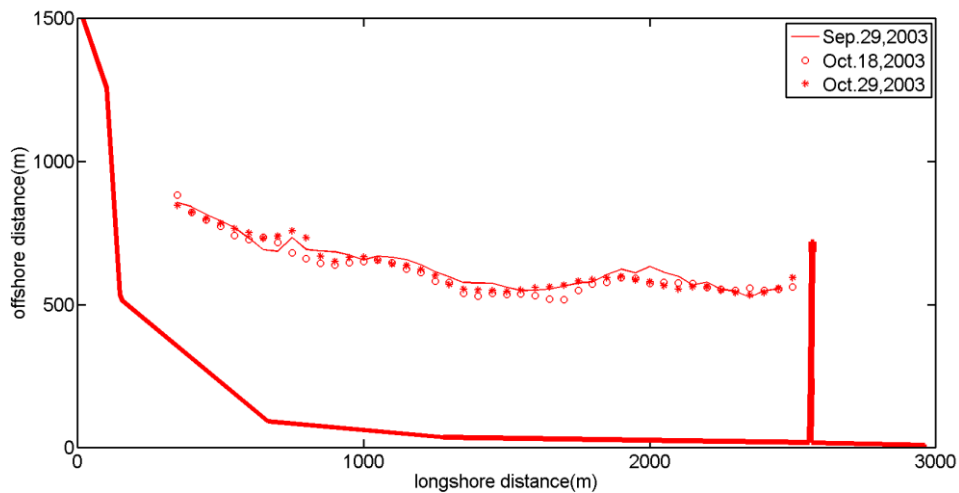
表 3-5 中各列代表 9 種底床坡度，各行代表六種溯升公式。表 3-5 中可發現無論採用何種經驗公式，皆以第七種底床坡度取樣法獲得最低的 RMS。此結果顯示雖然臺中港周邊潮差超過兩米，但針對以上修正所輸入的底床坡度範圍是以 0 米線海側 62.5m 以及陸側 62.5m 兩點高程差除以距離當該斷面的平均底床坡度為最佳。而其他八種底床坡度取樣方式所得到的平均坡度其變異性大，其修正後的結果正確性較低。

另外在六種不同的溯升公式中，以 $R_{2\%}$ 計算出的溯升波高來修正灘線位置的 RMS 最低，因此最為合適判定海灘乾濕界線，而 R_{\max} 次之，而以式(2-29)所修正出來的三灘線平均 RMS 相當大。由上述討論以第七種底床坡度取樣法以及 $R_{2\%}$ 公式計算溯升修正三條灘線的結果示如下圖 3-22。

圖 3-22(a)中為三幅衛星影像擷取出來的乾濕沙地交接位置，圖 3-22(b)則為經過波浪及潮位修正後的灘線位置，可發現經修正後三條灘線的位置接近，其平均 RMS 為 25.53.m。



(a)原始擷取灘線



(b)修正後灘線

圖 3-22 經過波浪修正以及潮位修正的灘線位置

上述結果係以底床坡度已知的情況下所得，若在未知底床坡度的情況下，本研究提出在底床坡度未知的狀況下修正灘線的方法。先透過底床坡度的假設，針對灘線位置進行波浪的修正，並以 2-3 節所提出的 one-line shift method (OSM) 來將波浪修正後的灘線位置，再修正至平均潮位處，而 OSM 中可由潮位與灘線位置的相互關係求得如式 (2-10) 之底床坡度，最後此底床坡度可與之前的假設坡度比較，當兩值接近時即認為此值可適合進行波浪修正的假設底床坡度。本文提出之方法所修正後的三條灘線位置接近，其平均 RMS 為 29.64m，此

RMS 值僅稍較已知底床坡度情況的結果差。圖 3-23 實點為計算的灘線坡度，而線條則為實測的底床坡度。圖 3-23 顯示在兩側靠近結構物的部分坡度較緩，而中間部分較陡。此結果顯示在底床坡度未知的情況下，運用本方法仍可有效將灘線位置修正可靠程度

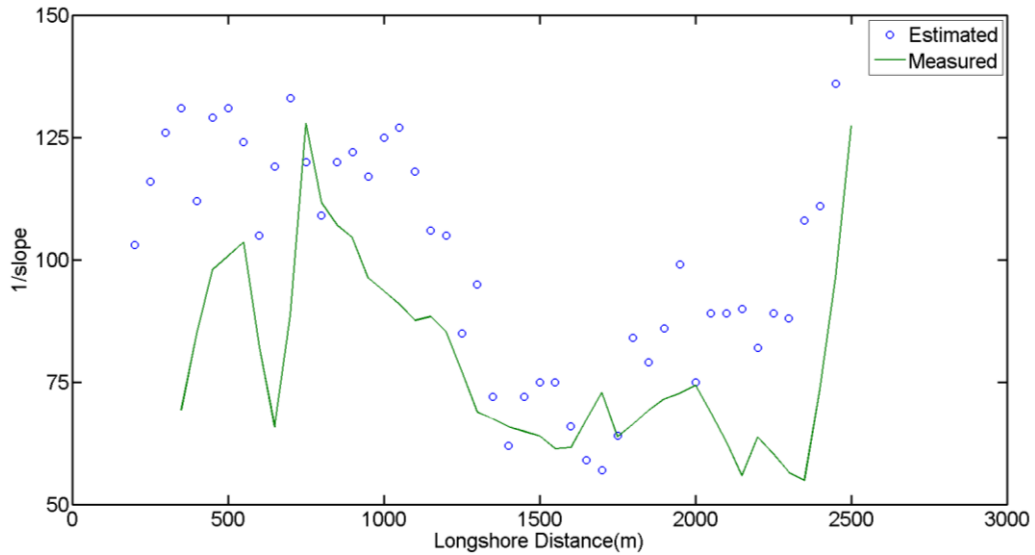


圖 3-23 估算底床坡度與實測底床坡度的比較圖



第四章 結論與建議

4-1 結論

本研究提供一種省時且經濟的方法能夠利用衛星影像來監測海岸線的位置。影像的前置處理上採用了直方圖等化以及影像強化，在過程中發現，直方圖等化能夠提高影像中對比度，使主題突顯；影像強化對於微小的水面波紋以及雜訊有消除的作用，在影像辨識上有很大的助益。但風浪大時所拍攝的衛星影像會在碎波帶偵測出大量的水面波紋以及碎波所造成的白泡沫，對於海岸線判讀會造成許多的誤判，需要利用其他 GIS 軟體來進行人工剔除是較為不便的問題。

若要將灘線修正至平均位置需要有可靠的潮汐與波浪資料，本研究利用 NAO.99b 推算臺灣西部、西南部、以及東部海岸的潮位站進行測試。發現 NAO.99b 在東部海岸的潮位推算相當準確，而西部海岸以及西南海岸近岸處有較大的誤差。故本研究提出一資料融合法來對 NAO.99b 推算出來結果進行修正，經各潮位站測試可改善 NAO.99b 的潮位推估結果。西部海岸的東石、箔仔寮及塭港三個測站的 RMS 改善率為 64%；西南海岸的東港及小琉球兩個測站的 RMS 改善率為 73%；東部海岸的成功、富岡及綠島三個測站的 RMS 改善率為 17%。但本方法仍需周邊有潮位站的資料，且推估位置必須在周邊潮位站的內插範圍內才有較好的修正結果，在以上兩個限制下，本方法可用來推估往昔無實測潮位站地點的潮位高度，以及用來進行潮位資料的補遺。在衛星遙測與工程設計的應用上有較大幫助。

透過衛星遙測技術配合本文提出的 OSM 修正灘線來分析外傘頂洲的變遷狀況。灘線修正後的海岸線位置與實測資料比較後發現可改善拍攝時潮位不同的問題。由分析的結果顯示外傘頂洲 1993 年至 2007 年間海側及陸側的變化趨勢皆有向臺灣本島靠近的陸化現象。其中海側的陸化速度較陸側為快；西南側的陸化速度較東北側為快。故外傘頂洲本體由目前的走向正以逆時鐘方向旋轉，並有向東南延伸的趨勢。就目前臺灣本島與外傘頂洲的幾何位置關係來說，外傘頂洲將逐漸與臺灣本島的西海岸平行而漸漸貼近臺灣西海岸，若此變遷趨

勢不改變的情況下外傘頂洲將成為臺灣西海岸的一部分。外傘頂洲北側將於 2060 年與臺灣本島相連，南側則於 2174 會與本島相連。

臺南安平商港與漁港間養灘區域的灘線分析中，對影像中結構物判讀結果平均 RMS 為 10.81m。而影像判讀平均灘線位置與實測地形資料的比較結果平均 RMS 為 17.39m。養灘區域中間的 ST3、ST4 以及 ST5 在馬刺型突堤施工前到完工後都是以相近的趨勢後退，並在 2005 年 11 月 15 日後漸趨平衡且稍微前進。養灘區域北側馬刺型突堤後的 ST6 則在 2004 年 6 月即突堤興建時開始急劇的前進，於 2006 年 3 月 4 日漸趨平衡。

臺中港北淤沙區的灘線分析中，本研究利用 1993 年至 2003 年的衛星影像資料透過影像前置處理以及灘線位置的修正，擷取出各年平均水位處的灘線位置，以分析臺中港北堤以北至大甲溪河口處的灘線變遷，並加入了臺中港務局 1996 至 2006 年間的地形實測資料進行長期的灘線變遷分析，其結果顯示臺中港北堤至北攔沙堤間的沙灘段自 1993 年開始由於臺中港北堤的擴建工程而持續有淤積的現象直至 2004 年趨於穩定，而北攔沙堤以北的區域由於受到大甲溪河口的輸沙補注，發展成一片廣大且複雜的淺灘地形，但除了 1993 至 1995 年間有較大的淤積量之外，該區域沙量皆保持穩定。

除以上實際應用案例外，本文以時間相近的三幅衛星影像針對往昔研究所提出的波浪溯升經驗公式作測試，同時考慮了波浪溯升、平均水位抬升，以及潮位變化等影響衛星影像中灘線位置的變量作了修正。其結果顯示 Mase(1989)所提出的 $R_{2\%}$ 經驗公式最適合用於衛星影像中的波浪溯升修正。此外在波浪變形修正中所需輸入的底床坡度，較適合以 0 米線海側 62.5m 以及陸側 62.5m 兩點高程差除以距離來當作平均底床坡度較為適合。本研究另外提出一流程，可在底床坡度未知的狀況下，僅利用三幅影像擷取時的波高、週期、以及潮位高來對灘線作修正。以上述的波浪變形修正配合 OSM 來修正受潮位影響的灘線，不但可以同時考慮均勻變化的底床坡度，亦可以透過 OSM 所計算出來的底床坡度來進行疊代，解決當底床坡度未知時，波浪變形與潮位變化的修正工作，進行正確可靠的灘線修正。

4-2 建議

本研究透過遙測技術、影像處理的整合並考慮海洋科學中波浪與潮位的修正方法來改善往昔的灘線測量方法，以期能在海岸工程規劃上提供便利的監測技術。由於涉及的範圍廣泛，本研究流程中可能會發生的誤差較難以估算。就目前應用的成果與經驗來說，可能的誤差有四：1.潮位與波浪實測資料來源的誤差；2.遙測技術與邊界擷取技術的誤差；3.波浪溯升經驗公式的誤差；4.研究基地底床坡度不符合均勻時變率所造成的誤差等。其中第一與第二項未來隨著海象測量與遙測技術的提升必能有更好的資料來源，第三項則需透過更多的水工試驗或數值模式來進行改善，而第四項誤差量需視衛星影像的時間取樣間隔來作更進一步的評估。本研究未來可應用於海岸工程規劃、監測及灘線變遷模式的發展。



參考文獻

1. 郭金棟、陳文俊、黃重誠(1997)，臺南縣海岸線砂洲變遷分析，第十九屆海洋工程研討會論文集，臺中，第 553-560 頁。
2. 陳良健、徐啟崇(1998)，光學與合成孔徑雷達影像特徵分析於灘線萃取之研究，第十七屆測量學術及應用研討會論文集，第 787-797 頁。
3. 張憲國，黃金維(2001)，以 NAO99b 潮汐模式預測臺灣西岸潮汐之評估，第二十三屆海洋工程研討會論文集，臺南，第 105-111 頁。
4. 郭一羽 (2001)，海岸工程學，文山書局。
5. 何育廷，陳文福(2002)，外傘頂洲乾砂洲面積變化影響因子之探討，第十二屆水利工程研討會，第 D190-D195 頁。
6. 吳哲榮、吳啟南(2003)，遙測技術應用於臺灣西海岸五十年來變遷分析，航測及遙測學刊，第八卷，第三期，第 95-110 頁。
7. 呂黎光(2004)，海岸線與面積之遙感測繪應用研究，海洋工程學刊，第四卷，第一期，第 71-88 頁。
8. 張憲國、陳蔚瑋(2005)，以衛星影像探討外傘頂洲的海灘變遷，第二十七屆海洋工程研討會論文集，臺中，第 823-830 頁。
9. 莊文傑、江中權(2006)，臺灣四周海域旋轉潮波系統之同潮圖，第二十八屆海洋工程研討會論文集，高雄，第 325-330 頁。
10. 陳蔚瑋、張憲國、劉勁成(2007)，衛星影像分析安平港新增突堤對灘線變遷之影響，第二十九屆海洋工程研討會論文集，臺南，第 851-856 頁。
11. 陳蔚瑋、張憲國(2008)，臺灣沿岸潮位推算之資料溶合法，第三十屆海洋工程研討會論文集，新竹，第 325-330 頁。

12. 陳蔚瑋、張憲國、劉勁成(2009)，考慮波浪溯升與水位抬升因素以衛星影像監測灘線變遷，第三十一屆海洋工程研討會論文集，臺中，第 751-755 頁。
13. Boak, E. B, Turner, I. L. (2005) Shoreline definition and detection: A review, *Journal of Coastal Research*, 21(4), 688-703.
14. Cartwright, D. E. and Ray, R. D. (1990) Oceanic tides from geosat altimetry, *Journal of Geophysical Research*, 95(C3), 3069-3090.
15. Chen, W. W. and Chang, H. K. (2009) Estimation of shoreline position and change from satellite images considering tidal variation, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 84, 54-60.
16. Darwin, G. H. (1907) *The Harmonic analysis of tidal observation and on tidal*, in *Scientific Papers, Vol. 1, Ocean tides and lunar disturbances of gravity*, Cambridge University Press, London, 463.
17. Gardel, A. and Gratiot, N. (2005) A satellite image-based method for estimating rates of mud banks migration, *Journal of Coastal Research* 21, 720-728.
18. Gilvear, D., Andrew, T. and Corine, D. (2004) Detection of estuarine and tidal river hydromorphology using hyper-spectral and LiDAR data: Forth estuary, Scotland, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 61, 379-392.
19. Gonzalez, R. C. (2004) *Digital Image Processing using MATLAB*, Pearson Prentice Hall.
20. Groves, G. W. and Reynolds, R. W. (1975) An orthogonalized convolution method of tide prediction, *Journal of Geophysical Research*, 80(30), 4131-4138.
21. Hanson, H., Gravens, M. B. and Kraus, N. C. (1988) Prototype applications of a generalized shoreline change numerical model.

Proceedings of the 21st international conference on Coastal Engineering, Costa del Sol Malaga, Spain, 1265-1279.

22. Horikawa, K. (1988) *Nearshore dynamics and coastal processes*, University of Tokyo press, Tokyo.
23. Hwang, C. and Chen, S. A. (2000) Fourier and wavelet analyses of TOPEX/POSEIDON-derived sea level anomaly over the South China Sea altimetry data, *Journal of Geophysical Research*, 105, 28785-28804.
24. Linwood, V. and Zeki, D. (2002) *Coastal Engineering Manual*, US Army Corps of Engineers.
25. Liou, J. C., Chang, H. K., Chen, W. W. and Liaw, S. R. (2009) Beach erosion and preventive countermeasure at Kangnan Coast, Taiwan, *Journal of Coastal Research*, 25(2), 405-416.
26. Matsumoto, K., Ooe, M. and Sato, T. (1995) Ocean tide model obtained from TOPEX/POSEIDON altimetry data, *Journal of Geophysical Research*, 100(C12), 25319-25330.
27. Matsumoto, K., Takanezawa, T. and Ooe, M. (2000) Ocean tide model developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimetry data into hydrodynamical model: A global and a regional model around Japan, *Journal of Oceanography*, 56, 567-581.
28. Mase, H. (1989) Random wave runup height on gentle slope, *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 115(5), 649-661.
29. Munk, W. H. and Cartwright, D. E. (1966) Tidal spectroscopy and prediction, *Philosophy Transactions Royal Society London, Series A*, 259, 533-581.
30. Kobayashi, N., Cox, D.T. and Wurjanto, A. (1990) Irregular wave reflection and run-up on rough impermeable slopes, *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 116(6), 708-726.

31. Kobayashi, N., Wurjanto, A. and Cox, D. T. (1990) Irregular wave on rough permeable slopes, *Journal of Coastal Research, Special Issue*, No. 7, 167-184.
32. Komar, P. D. (1998) *Beach Processes and Sedimentation*, Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, USA, 544 pp.
33. Kurosawa, T. and Tanaka, H. (2001) A study of detection of shoreline position with aerial photographs, *Proceedings of Coastal Engineering*, JSCE, 48, 586-590.
34. Ryu, J. H., Won, J. S. and Min, K. D. (2002) Waterline extraction from Landsat TM data in a tidal flatA case study in Gomso Bay, Korea,” *Remote Sensing of Environment*, 83, 442-456.
35. Ryu, J. H., Kim, C. H., Lee, Y.K., Won, J.S., Chun, S.S. and Lee, S. (2008) Detecting the intertidal morphologic change using satellite data, *Estuarin, Coastal and Shelf Science*, 78, 623-632.
36. Saville, T. (1956) Wave run-up on shore structures, *Journal of the Waterways Division of the American Society of Civil Engineers*, 82(WW2), 925-1-925-14.
37. Schwiderski, E. W. (1980) On charting global ocean tides, *Geophysics and Space physics*, 18(1), 243-265.
38. Silvester, R. and Hsu, J. R. C. (1993) *Coastal Stabilisation*, Singapore: World Scientific, 102 pp.
39. US ARMY CORPS OF ENGINEERS (1995) *Coastal Engineering Manual*, Washington, DC, USA.
40. Zu, T., Gan, J. and Erofeeva, S. Y. (2008) Numerical study of the tide and tidal dynamics in the South China Sea, *Deep-Sea Research Part I*, 55, 137-154.