

97-60-7345
MOTC-IOT-96-H3DA002

潮殘餘流與臺灣西海岸長期 沖淤潛勢之研究(1/2)

- 臺灣環島海域海洋數值模式之引進及建置 -



交通部運輸研究所
中華民國 97 年 4 月

97
潮殘餘流與臺灣西海岸長期沖淤潛勢之研究
(1/2)

交通部運輸研究所

GPN : 1009701024

定價 200 元

97-60-7345
MOTC-IOT-96-H3DA002

潮殘餘流與臺灣西海岸長期
沖淤潛勢之研究(1/2)
—臺灣環島海域海洋數值模式之引進及建置—

著者：莊文傑

交通部運輸研究所
中華民國 97 年 4 月

國家圖書館出版品預行編目資料

潮殘餘流與臺灣西海岸長期沖淤潛勢之研究.(1/2) : 臺灣環島海域海洋數值模式之引進及建置 / 莊文傑著. -- 初版. -- 臺北市 : 交通部運輸研究所, 民 97. 04

面; 公分

參考書目:面

ISBN 978-986-01-4056-9(平裝)

1. 潮流 2. 海岸 3. 海流 4. 數值分析

351.9719

97007779

潮殘餘流與臺灣西海岸長期沖淤潛勢之研究(1/2)
— 臺灣環島海域海洋數值模式之引進及建置 —

著 者：莊文傑

出版機關：交通部運輸研究所

地 址：臺北市敦化北路 240 號

網 址：www.ihmt.gov.tw (中文版>中心出版品)

電 話：(04) 26587185

出版年月：中華民國 97 年 4 月

印 刷 者：福島實業有限公司

版(刷)次冊數：初版一刷 110 冊

本書同時登載於交通部運輸研究所港灣技術研究中心網站

定 價：200 元

展 售 處：

交通部運輸研究所運輸資訊組•電話：(02)23496880

五南文化廣場：臺中市中山路 6 號•電話：(04)22260330

GPN：1009701024

ISBN：978-986-01-4056-9 (平裝)

著作財產權人：中華民國(代表機關：交通部運輸研究所)

本著作保留所有權利，欲利用本著作全部或部份內容者，須徵求交通部運輸研究所書面授權。

交通部運輸研究所自行研究計畫出版品摘要表

| | | | |
|--|-------------------------|--------------------------|--|
| 出版品名稱：潮殘餘流與台灣西海岸長期沖淤潛勢之研究(1/2) — 臺灣環島海域海洋數值模式之引進及建置 — | | | |
| 國際標準書號 (或叢刊號) ISBN978-986-01-4056-9 (平裝) | 政府出版品統一編號 1009701024 | 運輸研究所出版品編號 97-60-7345 | 計畫編號 96-H3DA002 |
| 主辦單位：港灣技術研究中心 主管：邱永芳 計劃主持人：莊文傑 研究助理：錢爾潔、馬維倫 聯絡電話：(04)26587185 傳真號碼：(04)26564415 | | | 研究期間 自 96 年 01 月 至 96 年 12 月 |
| 關鍵詞：潮殘餘流、海流、輸沙潛勢、海岸沖淤、臺灣海域 | | | |
| 摘要： 潮殘餘流為在近岸淺水海域因潮流的非線性本質所衍生的平均流，與近岸海域漂沙物質的長期性輸送趨勢甚具關聯性。因此，潮殘餘流相關的研究成果，不僅可有效用以評估臺灣環島海岸長期性的沖淤趨勢，更可作為政府釐訂海岸自然保育策略的參考。本研究為政府科技計畫地球環境科技群組 2 年(96 至 97 年度)固定期程之任務導向型一般研究計畫。主要的研究目標在引進建置 POM 三維海洋環流數值模式，藉以詳細模擬計算臺灣環島海域的潮流，並與以往應用 MIKE21_HD 二維非線性水動力模式之模擬計算成果相互驗證比較，從而針對臺灣環島海域，計算潮殘餘流之強弱分布特性，並評估其所引致之沖淤潛勢對海岸自然長期侵蝕趨勢的影響。依據早期大比例尺的臺灣海圖，在環島水深 50 米以內海域，明顯可見水下大型沉積沙體。應用二維水動力模式計算之潮流逐時流場，結合輸沙模式，現階段可得半月期間之輸沙潛勢及用其特性所陳現的潮殘餘流流場。將兩者相互對照比較後，初步可證實，潮殘餘流對漂沙物質的長期輸運作用，不僅與水下大型沙體的沉積形成有關，更與臺灣環島沿岸海域的長期輸沙優勢方向與海岸的自然沖淤趨勢相吻合。 | | | |
| 出版日期 | 頁數 | 定價 | 本出版品取得方式 |
| 97 年 4 月 | 104 | 200 | 凡屬機密性出版品均不對外公開。普通性出版品，公營、公益機關團體及學校可函洽本所免費贈閱；私人及私營機關團體可按定價價購。 |
| 機密等級： <input type="checkbox"/> 密 <input type="checkbox"/> 機密 <input type="checkbox"/> 極機密 <input type="checkbox"/> 絕對機密 (解密條件： <input type="checkbox"/> 年 <input type="checkbox"/> 月 <input type="checkbox"/> 日解密， <input type="checkbox"/> 公布後解密， <input type="checkbox"/> 附件抽存後解密， <input type="checkbox"/> 工作完成或會議終了時解密， <input type="checkbox"/> 另行檢討後辦理解密) <input checked="" type="checkbox"/> 普通 | | | |
| 備註：本研究之結論與建議不代表交通部之意見。 | | | |

**PUBLICATION ABSTRACTS OF RESEARCH PROJECTS
INSTITUTE OF TRANSPORTATION
MINISTRY OF TRANSPORTATION AND COMMUNICATIONS**

| | | | |
|--|--|---------------------------------|--|
| TITLE: Investigations on tidally residual currents and evaluating the long-term potential of erosion and deposit on the west coast of Taiwan (1/2) | | | |
| ISBN (OR ISSN) ISBN978-986-01-4056-9 (pbk) | GOVERNMENT PUBLICATIONS NUMBER 1009701024 | IOT SERIAL NUMBER 97-60-7345 | PROJECT NUMBER 96-H3DA002 |
| DIVISION: HARBOR & MARINE TECHNOLOGY CENTER DIVISION DIRECTOR: Chiu Yung-fang PROJECT ADVISOR: Juang Wen-Jye PRINCIPAL INVESTIGATOR: Juang Wen-Jye PROJECT STAFF: Chien Er-Jier, Ma Wei-Luen PHONE: 04-26587185 FAX: 04-26564415 | | | PROJECT PERIOD FROM January 2007 TO December 2007 |
| KEY WORDS: Tidally Residual Currents; Ocean Circulation; Potential of Sediment Transport; Trend of Coastal Erosion and Deposition; Seas around Taiwan | | | |
| ABSTRACT: <p style="text-align: justify;">The tidally residual current, which is induced from the essential nonlinearity of tidal currents, is a kind of mean current in near-shore and shallow water regions. It is generally close relating to the long-term trend of sediment transport. Prospective research results, therefore, could apply to not only evaluating the long-term trend of coastal erosion and deposition, but also making the coastal management strategies around Taiwan. This study is the 1st year of mission-oriented research with an overall period of two years granted by the projects of terrestrial environment under scientific-technical programs of government. The main purpose of this study is set to introduce and set up the 3Ds model of POM, the Princeton Ocean Model, such that the tidal current can be simulated in more detail and the tidally residual current could be computed and investigated in good precision. At present, a map of tidally residual current that equivalently presented by the potential of sediment transport, which is simulated by coupling the 2Ds models of MIKE21_HD with MIKE21_ST, is available. Based on an ancient sea map of Taiwan, many observed appearances of large-scale submerged salient, located at around 50m depths around the coast of Taiwan, show positive agreement with the patterns of tidally residual current. Moreover, applying the tidally residual current can also describe the predominant direction of sediment transport and the erosion and deposit trends that both physically occurred on the coast around Taiwan.</p> | | | |
| DATE OF PUBLICATION April 2007 | NUMBER OF PAGES 104 | PRICE 200 | CLASSIFICATION <input type="checkbox"/> RESTRICTED <input type="checkbox"/> CONFIDENTIAL <input type="checkbox"/> SECRET <input type="checkbox"/> TOP SECRET <input checked="" type="checkbox"/> UNCLASSIFIED |
| The views expressed in this publication are not necessarily those of the Ministry of Transportation and Communications. | | | |

目錄

| | |
|------------------------------|------------|
| 目錄 | I |
| 圖目錄 | IV |
| 表目錄 | VII |
| 第一章 緒論 | 1-1 |
| 1.1 研究緣起 | 1-1 |
| 1.2 研究方法 | 1-3 |
| 1.3 工作項目 | 1-4 |
| 1.4 預期目標 | 1-4 |
| 第二章 POM 模式之理論概要 | 2-1 |
| 2.1 模式特性 | 2-1 |
| 2.2 控制方程式 | 2-2 |
| 2.2.1 三維連續方程式與動量方程式 | 2-2 |
| 2.2.2 紊流閉合模式 | 2-4 |
| 2.2.3 s 座標轉換 | 2-5 |
| 2.2.4 水深積分方程式 | 2-8 |
| 2.2.5 邊界條件 | 2-10 |
| 2.3 數值方法 | 2-11 |
| 2.3.1 網格配置 | 2-11 |
| 2.3.2 數值離散 | 2-12 |
| 2.3.3 穩定條件 | 2-13 |

| | |
|------------------------------------|------------|
| 第三章 POM 模式數值模擬環境建置與測試 | 3-1 |
| 3.1 硬體設備建置 | 3-1 |
| 3.2 軟體環境建置 | 3-1 |
| 3.2.1 作業系統..... | 3-1 |
| 3.2.2 開發與必備軟體..... | 3-2 |
| 3.3 資料蒐集..... | 3-4 |
| 3.3.1 海表面風場資料..... | 3-4 |
| 3.3.2 海平面大氣壓力資料..... | 3-4 |
| 3.3.3 海面溫度..... | 3-4 |
| 3.3.4 海洋鹽度與溫度..... | 3-5 |
| 3.3.5 潮位資料..... | 3-5 |
| 3.4 POM 模式建置 | 3-5 |
| 3.5 POM 模式之操作說明 | 3-6 |
| 3.6 模式運轉測試與驗證..... | 3-6 |
| 3.6.1 風剪力推升水位..... | 3-7 |
| 3.6.2 淡鹽水混合..... | 3-7 |
| 3.6.3 臺灣鄰近海域洋流的模擬計算..... | 3-8 |
| 3.6.4 臺灣鄰近海域潮流的模擬計算..... | 3-10 |
| 第四章 臺灣四周海域的潮波系統與潮殘餘流..... | 4-1 |
| 4.1 潮波系統概述 | 4-1 |
| 4.2 矩形海峽內之凱文波交會 | 4-2 |

| | |
|-------------------------------|------------|
| 4.3 臺灣鄰海內之潮波同潮圖..... | 4-5 |
| 4.4 潮殘餘流..... | 4-8 |
| 4.5 潮流與可能形成潮殘餘流之機制..... | 4-9 |
| 第五章 潮殘餘流與長期性海岸的沖淤..... | 5-1 |
| 5.1 臺灣環島海岸之沖淤課題..... | 5-1 |
| 5.2 臺灣環島海域的地形水深與沖淤變遷..... | 5-2 |
| 5.3 臺灣環島海域的海流與潮流..... | 5-3 |
| 5.3 臺灣環島海域的水下大型沉積沙體..... | 5-4 |
| 5.4 臺灣環島海域的輸沙潛勢與潮殘餘流..... | 5-7 |
| 第六章 結論..... | 6-1 |
| 參考文獻..... | 參-1 |

圖目錄

| | |
|--|------|
| 圖 2-1 S 座標系統 (Mellor , 2003)..... | 2-15 |
| 圖 2-2 內外模相嵌示意圖 (Mellor , 2003)..... | 2-15 |
| 圖 2-3 二維外部模式網格配置圖 (Mellor , 2003)..... | 2-16 |
| 圖 2-4 三維內部模式網格配置圖 (Mellor , 2003)..... | 2-16 |
| 圖 2-5 POM 模式之計算流程圖..... | 2-17 |
| 圖 3-1 起始安裝(左)及安裝完成後的首次開機(右)畫面..... | 3-13 |
| 圖 3-2 Linux SUSE_10.2 電腦作業系統資訊..... | 3-13 |
| 圖 3-3 POM 模式建置完成後之操作使用與資料處理流程..... | 3-14 |
| 圖 3-4 風力引致水位推升之 POM 模式運轉測試設定示意圖..... | 3-15 |
| 圖 3-5 風力引致水位推升之 POM 模式運轉測試模擬計算結果..... | 3-15 |
| 圖 3-6 POM 模式模擬計算淡鹽水混合交換過程之長形渠道配置與 其中剖面第 0 小時之初始條件..... | 3-16 |
| 圖 3-7 POM 模式模擬計算淡鹽水混合交換過程之長形渠道配置與 其中剖面第 2 小時之模擬計算結果..... | 3-16 |
| 圖 3-8 POM 模式模擬計算淡鹽水混合交換過程之長形渠道配置與 其中剖面第 12 小時之模擬計算結果..... | 3-17 |
| 圖 3-9 POM 模式模擬計算淡鹽水混合交換過程之長形渠道配置與 其中剖面第 72 小時之模擬計算結果..... | 3-17 |
| 圖 3-10 北太平洋海域模式之計算範圍與地形水深..... | 3-18 |
| 圖 3-11 臺灣鄰近海域模式之計算範圍與地形水深..... | 3-18 |

| | |
|---|------|
| 圖 3-12 北太平洋海域模式洋流之模擬計算結果 | 3-19 |
| 圖 3-13 臺灣鄰近海域模式洋流之模擬計算結果 | 3-20 |
| 圖 3-14 東亞邊緣海模式洋流之模擬計算結果 | 3-21 |
| 圖 3-15 台灣周邊海域模式洋流之模擬計算結果 | 3-22 |
| 圖 3-16 台灣鄰近海域 2004/02/01 02:00 台灣海峽正值退潮段的潮位 (上)與潮流(下)逐時變化型態之模擬計算結果 | 3-23 |
| 圖 3-17 台灣鄰近海域 2004/02/01 09:00 台灣海峽正值漲潮段的潮位 (上)與潮流(下)逐時變化型態之模擬計算結果 | 3-24 |
| 圖 3-18 台灣鄰近海域應用 MIKE21_HD 模式模擬計算 2002/11/21 13:00 台灣海峽正值退潮段的潮位(色階)與潮流(箭矢)逐時 變化型態之模擬計算結果 | 3-25 |
| 圖 3-19 台灣鄰近海域應用 MIKE21_HD 模式模擬計算 2002/11/21 09:00 台灣海峽正值漲潮段的潮位(色階)與潮流(箭矢)逐時 變化型態之模擬計算結果 | 3-26 |
| 圖 4-1 忽略底床摩擦力作用之矩形海峽內凱文波交會之旋轉潮波 系統同潮圖(黑：同振幅線；紅：同潮時線) | 4-11 |
| 圖 4-2 考量底床摩擦力作用之矩形海峽內凱文波交會之旋轉潮波 系統同潮圖(黑：同振幅線；紅：同潮時線) | 4-11 |
| 圖 4-3 臺灣鄰近海域的水深地形(左)及真實潮波模擬計算的海域 範圍(右) | 4-12 |
| 圖 4-4 臺灣環島沿岸海域依據中央氣象局 1997 年 6 月 23 日預報資 料所整理之日滿潮同潮時圖(左)及沿岸潮時變化(右) | 4-12 |
| 圖 4-5 臺灣鄰近海域之同潮差圖(單位：呎) | 4-13 |
| 圖 4-6 臺灣四周海域月大小潮期間台中港接近乾潮及滿潮位瞬時 之逐時潮位與潮流變化 | 4-13 |

| | |
|--|------|
| 圖 4-7 臺灣四周海域月小潮期間之同潮圖(黑：同振幅線；紅：同潮時線) | 4-14 |
| 圖 4-8 臺灣四周海域月大潮期間之同潮圖(黑：同振幅線；紅：同潮時線) | 4-15 |
| 圖 5-1 臺灣環島近岸海域的水深地形(詹森，2002)..... | 5-11 |
| 圖 5-2 臺灣環島海岸的沖淤趨勢分佈(張、黃，1997)..... | 5-11 |
| 圖 5-3 臺灣海峽海域應用 1999-2001 年 Sb-ADCP 觀測資料分析所得之平均流(王玉懷，2002)..... | 5-12 |
| 圖 5-4 臺灣環島海域實測之年平均表層海流型態(國家海洋科學研究中心資料庫) | 5-12 |
| 圖 5-5 臺灣環島海域於台中港滿潮(上)與退潮平潮期(下)之潮流模擬計算型態..... | 5-13 |
| 圖 5-6 臺灣環島海域於台中港近乾潮(上)與漲潮平潮期(下)之潮流模擬計算型態..... | 5-14 |
| 圖 5-7 臺灣環島海域於台中港近滿潮(上)與退潮平潮期(下)之潮流模擬計算型態..... | 5-15 |
| 圖 5-8 臺灣環島海域於台中港漲潮(上)與退潮期(下) 計算潮流型態之差異..... | 5-16 |
| 圖 5-9 存在於臺灣環島近岸海域之水下大型沈積沙體 | 5-17 |
| 圖 5-10 台灣環島海域輸沙潛勢的強弱分布(色階)及輸沙的主要運移方向(箭矢)..... | 5-18 |
| 圖 5-11 台灣環島海域以輸沙潛勢強弱及主要運移方向所推測的潮殘餘流型態..... | 5-19 |

表目錄

| | | |
|-------|-----------------------------|------|
| 表 3-1 | QSCAT/NCEP 混合風場資料格式 | 3-11 |
| 表 3-2 | NCEP/NCAR 分析風場資料格式 | 3-11 |
| 表 3-3 | NCEP/NCAR 海平面大氣壓力資料格式 | 3-11 |
| 表 3-4 | NOAA OI 海面溫度資料格式 | 3-12 |
| 表 3-5 | WOA05 海洋資料庫格式 | 3-12 |

第一章 緒論

1.1 研究緣起

臺灣為一典型之海島國家，四面環海，除本島外，另有 85 個離島，海岸線全長約 1,520 公里（臺灣環島海岸線全長約 1,200 公里；澎湖等離島海岸線總長約 320 公里）（經濟部水利處, 2001），陸地面積約 36,000 平方公里，陡峻之山地佔國土之 30%；丘陵地佔 40%；而平原僅有 30%（歐 等，2001）。基於地形之特性，大多之社會、經濟活動皆集中於環島之沿海及平原地區，近岸海域環境因此與人民生活息息相關，海岸亦成為甚重要之國土資源，但由於地理位置 - 東亞大陸棚架緣、天然海氣象條件 - 潮汐、潮流與季風、颱風波浪、以及過去數十年間之海岸開發利用與河川整治等因素影響，政府雖曾為防治海岸災害以確保沿岸居民之安全，自民國六十二年以來即由臺灣省水利局（經濟部水利署前身）釐訂全國海堤整建計畫，並陸續於臺灣環島沿岸海岸災害較嚴重地區，採行興建海堤、突堤、及離岸堤等硬性海岸保護工法，惟部分海岸依舊面對海岸之沖蝕問題，原來綿延 1,520 公里長之海岸線，現今 80% 仍顯現侵蝕趨勢（Hou et al., 2000），鑑此，為海岸國土之永續經營，保育近岸海域環境並防護海岸已成為政府海洋事務權責機關目前當急之務。

眾所週知，近岸海域漂沙輸送運移不平衡將導致海岸沖淤變遷，而影響近岸海域漂沙輸送運移不平衡之因素，依據其時空尺度變化型態通常可分為三類：（一）大尺度變遷，如全球氣候暖化導致平均海面上昇、地下水超抽導致地層下陷、及潮流長期攜運等所引起之長期大規模海岸與近岸海域地形變化；（二）中尺度變遷，如海岸或海埔地過度開發或過當保護、港灣超限擴建利用、港灣大規模防波堤等結構物興建、與河川流域經理與砂石開採盜挖導致河流供沙減少等，由於局部近岸海域漂沙之輸送平衡被阻隔破壞，以致引起近岸海域地形水深產生變化；（三）小尺度變遷，如海岸受颱風暴潮巨浪衝襲與季風波浪作

用,由於近岸海域近岸流系統之短期變化,以致引起海岸前灘之沖蝕(歐等,2001)。以上有關臺灣環島中、小尺度之海岸侵蝕變遷課題及相關之保育、防護對策,國內已有甚多學者專家,如:郭(1990);許、溫(1997);張、黃(1997);黃等(2000);歐等(2001);郭、簡(2001)等曾從事精闢之調查與深入之研究,但對於大尺度之海岸侵蝕變遷及其保育、防護對策課題,近年來,除中國大陸學者林瑋等(2000)曾針對「東中國海陸架水下沙體與潮流作用」進行研究探討外,國內相關之研究與文獻則尚不多見。其間之困難處,除臺灣環島近岸海域海床底質粒徑分佈調查與漂沙濃度(concentration)分析資料庫尚不夠完備、漂沙輸送之優勢海潮流方向尚待確立外,環島近岸海域直接面對廣闊之開放海域,而開放海域上並無適切、準確地長期潮位及海潮流等資訊可供研究應用應為最重要之原因。

近年來,政府正逐漸重視研發各類型近岸災害之防救課題與技術。其中,近岸海域長期性的沖淤潛勢,不僅與永續海岸環境保育課題息息相關,更與近岸災害防救課題關係密切。

對於我國海岸的保育、開發、利用、管理及在短期的海岸沖淤災害防治對策上,國內的產官學研各界,歷經 30 餘年的努力(國內海年召開一次的海洋工程研討會,目前已過第 29 屆),迄今不僅在波、流、風、潮、輸沙、與海岸地形變遷等領域,累積有大量的近岸海象調查資料,更具有豐富的研究成果與豐碩的應用經驗。在此一基礎上,有關近岸海域長期性的沖淤趨勢研究,適值得推展並加以深化。

在國內外,目前欲有效地評估海岸長期性的沖淤潛勢,普遍依賴於國內學者許榮中教授 1989 年旅居西澳洲大學時所發表的岬頭控制之「靜態岬灣經驗式」。不過,靜態岬灣經驗式,主要係針對具岬頭之海岸或在近岸海灘構建適當人工構造物,藉以達成保育、穩定海岸之目的,至於對近岸海域長期性的水下漂沙沉積特性及其運移潛勢的衝擊影響評估,國內相關的研究成果尚甚少見。

潮殘餘流是潮波在特定海域的運動過程中,因非線性作用所引起

的持久性平均流，一般只會在具有複雜地形的近岸海灣或河口海域，潮殘餘流才比較明顯，並會與近岸海域物質的傳輸過程產生密切的關聯。

基於潮殘餘流之特質，配合國家海洋科學研究中心的實測海流及近年本研究先期所完成臺灣四周海域海流計算之成果與經驗，再依據臺灣環島近岸海域早期地圖所呈現明顯之大型水下沙體的沉積型態，初步研判其係海流長期的移運所造成，而在眾多海流成分中，潮殘餘流應具有主導性的角色與地位。

為改善國內災害風險評估系統，促進既有監測體系的完整，強化救災及預警科技之評估效能及應用，提升災害應變與預警能力，達成國家永續發展之目標，因此，依據第七次全國科學技術會議結論、國家科技發展綱領，並配合海洋科技發展相關策略及措施，在政府科技計畫地球環境科技群組下，研訂本任務導向型的一般研究計畫。

1.2 研究方法

為克服以往從事大尺度海岸侵蝕與近岸海域地形變遷課題所面對之研究限制，本研究將從潮汐殘餘流(residual current)之觀點出發，應用近期針對臺灣環島近岸海域模擬計算所求得含括大、小潮共半月期間之長期逐時潮流流場(莊、江，2000；Juang et al., 2001)，使用一般近岸海域海床底質粒徑分佈參數與Engelund & Hansen (1976)之總漂沙(total load)濃度公式，配合丹麥水力研究所之MIKE21_ST漂沙計算模式(DHI, 1996)，藉潮流之漂沙攜運動力，以探討臺灣環島近岸海域大尺度長期平均之輸沙潛勢(sediment transport capacity)，並闡釋臺灣環島海岸之沖淤變遷趨勢，進而提供釐定相關海岸保育與防護對策之參考。

此外，為充分考量臺灣環島海域地形水深、溫鹽變化、氣壓與風力的影響，本研究尚將引進並建置美國普林斯頓大學所研發之三維非線性海洋環流模式：POM，籍以完全從海洋物理水動力學的觀點出發，

首先，建構臺灣環島海域三維的海潮流流場，然後，依據相關理論定義，詳細確認臺灣環島近岸海域的潮殘餘流特性，最後，評估潮殘餘流對臺灣四週近岸海域環境所可能造成之長期性衝擊。

1.3 工作項目

為詳細確認臺灣環島近岸海域的潮殘餘流特性，並評估其可能對海域環境所造成之長期性衝擊。本研究計畫擬定重點工作項目如下：

- (1) 蒐集與建置模式計算所需的海底地形水深、海氣象、潮流與潮位資料，並購置及建置數值模擬及成果展示所需之軟、硬體作業環境。
- (2) 引進及建置美國普林斯頓大學研發之 POM 海洋數值計算模式，並研習適應其相關資料輸出、輸入處理系統與模擬成果展示系統；建立與完成模式計算所需的軟硬體電腦環境。
- (3) 完成臺灣環島海域三維海潮流之模擬，並驗證模擬結果之正確性。
- (4) 進行臺灣環島海域潮殘餘流的計算，確立臺灣環島海域潮殘餘流與大型水下沉積沙體型態之相關性。
- (5) 評估潮殘餘流對臺灣四週近岸海域環境所可能造成之長期性衝擊。

1.4 預期目標

- (1) 掌握臺灣環島海域潮波與潮流之影響因子，推廣前置研究：『臺灣四周海域海流數值模擬研究』之應用，全面性模擬計算並掌握臺灣環島鄰近海域之潮殘餘流特性。
- (2) 確立潮殘餘流與臺灣環島海域大型水下沉積沙體型態之相關性，進而瞭解並評估潮殘餘流對臺灣環島近海環境所可能造成之衝擊。
- (3) 充實臺灣環島海域執行海岸調查、開發、利用、防護、及保育決策所需長期性相關之海象資訊。

- (4) 從海岸到海洋，整合地科、大氣、及海洋之科研成果，強化海洋科技 - 藍色科技之科研能力，充實臺灣大百科知識庫、海洋科研資料庫，深耕海洋文化，厚植海洋科技發展相關產業之基礎。
- (5) 落實科技的民生應用，強化社會與海洋環境科技的互動，研發新災害課題之防治方法與技術。
- (6) 配合建立近岸防災預警與風險管理機制之關鍵技術，精進災害風險評估系統，以降低生態環境衝擊，並因應全球環境之變遷，補充既有監測體系的完整，強化救災及預警科技之評估效能及應用，提升災害應變與預警能力，達成國家海洋資源永續保育、利用之目標。

第二章 POM 模式之理論概要

2.1 模式特性

計算海洋水動力所使用的數值模式，一般以水深平均之模式進行模擬，如此可以節省計算時間，增加模式執行之效率。但在水深方向的物理量變化很大時，這些模式的功能將無法描述，此時必須使用三維模式來模擬。本計畫使用的美國普林斯頓大學海洋模式是由 Blumberg 和 Mellor (1987) 所發展及撰寫，POM 模式屬於三維的數值模式，含有紊流閉合模式 (turbulence closure model) 來處理垂直方向的混合作用，能描述三維的海洋變化物理現象。另外在數值技巧方面，水平網格也可根據地形的需要，利用正交曲線網格，提高局部解析度並增加計算效率。POM 模式之數值技巧分為外模式 (external mode) 和內模式 (internal mode) 兩組不同的模式功能，前者計算二維，後者計算三維的流場。模式演算上先計算外模式的水深平均流場，計算速度較快，所需計算時距較短，再計算內模式垂直方向各層的流速流場，計算速度較慢，時距可以取得較長，如此兩種不同計算技巧的運用可以大量節省電腦運算時間。

POM 模式垂直方向的座標採用 Phillips (1957) 創立之 s 座標系統，此座標可以解析地形變化梯度很大的地方，例如複雜起伏多變的河口及沿岸海域地形、大陸棚斜坡或斷層等。模式中也包含熱動力學理論，可輸入或計算熱含量和熱通量，也可輸入邊界水位、邊界流速或大尺度的風應力來驅動模式中的流場。另者，模式在河口區也可以加入河流排放量來研究河口的物理動力機制，由於海水與淡水在此交會，兩者密度不同，故存在鹽、淡水混合的問題，透過鹽度狀態方程式，亦可以描述河口附近海域鹽度的變化。以下則簡介該模式之控制方程式、邊界條件與數值方法。

2.2 控制方程式

2.2.1 三維連續方程式與動量方程式

POM 模式的基本控制方程式為質量守恆和動量守恆方程式，為了簡化 POM 的方程式，模式採用了兩個假設，第一個假設為流體為不可壓縮，則在卡式座標下的連續方程式表示如下：

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \dots\dots\dots(2-1)$$

式中 U 、 V 為水平方向的流速， W 為 z 方向上為正的流速， x 方向為向岸座標， y 方向為沿岸座標， z 方向則為水深方向之座標。第二個假設則是使用近似的方法簡化流體的動力方程式，引用包氏近似 (Boussinesq approximation)，因此流體的水平方向動量方程式可寫為：

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + W \frac{\partial U}{\partial z} - fV = -\frac{1}{r_o} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial U}{\partial z} \right) + F_u \dots\dots\dots(2-2)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + W \frac{\partial V}{\partial z} + fU = -\frac{1}{r_o} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial V}{\partial z} \right) + F_v \dots\dots\dots(2-3)$$

水深方向的動量方程式，因為水深方向流速 (W) 的大小比起水平方向的海流 (U, V) 尺度小了許多，故可以把水深方向的動量方程式化簡為靜水壓方程式來代替，則變成下面的形式：

$$r g = -\frac{\partial p}{\partial z} \dots\dots\dots(2-4)$$

式 (2-4) 為靜水壓方程式， $r = r_o + r'$ 為海水混合密度， r_o 為平均海水密度， r' 為密度擾動量， K_M 為動量垂直渦旋混合擴散係數 (vertical eddy viscosity diffusivity of turbulent momentum mixing)， g 為重力加速度， f 為科氏力參數， F_u 為 x 方向之雷諾應力， F_v 為 y 方向之雷諾應力。

水深方向的壓力可以藉由對動量方程式，式 (2-4) 的垂直分量作

積分，可得

$$p(x, y, z, t) = p_{atm} + g \mathbf{r}_o \mathbf{h} + g \int_z^0 \mathbf{r}(x, y, z', t) dz' \dots\dots\dots(2-5)$$

溫度、鹽度的守恆方程式分別為：

$$\frac{\partial q}{\partial t} + U \frac{\partial q}{\partial x} + V \frac{\partial q}{\partial y} + W \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial q}{\partial z} \right) + F_q \dots\dots\dots(2-6)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + U \frac{\partial S}{\partial x} + V \frac{\partial S}{\partial y} + W \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right) + F_S \dots\dots\dots(2-7)$$

其中 q 表示溫度， S 為鹽度， K_H 為熱能和鹽度的垂直渦旋混合擴散係數 (vertical eddy viscosity diffusivity of turbulent of heat and salt)， F_q 為水平方向由溫度擴散產生之側向混合力， F_S 為水平方向由鹽度擴散產生之側向混合力。

海水混合密度為溫度和鹽度之函數，可表示為：

$$\mathbf{r} = \mathbf{r}(q, S) \dots\dots\dots(2-8)$$

在控制方程式中的 F_u 、 F_v 、 F_q 、 F_S 分別表示如下：

$$F_u = \frac{\partial}{\partial x} \left(2A_M \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ A_M \left[\left(\frac{\partial U}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] \right\} \dots\dots\dots(2-9)$$

$$F_v = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ A_M \left[\left(\frac{\partial U}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left(2A_M \frac{\partial V}{\partial y} \right) \dots\dots\dots(2-10)$$

$$F_f = \frac{\partial}{\partial x} \left(A_H \frac{\partial f}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_H \frac{\partial f}{\partial y} \right) \dots\dots\dots(2-11)$$

式 (2-11) 中的 f 可分別用 q 和 S 來表示。

A_M 、 A_H 分別為動量及熱量之水平渦旋擴散係數，可利用 Smagorinsky 公式 (Smagorinsky 等人，1965) 求得，其表示式為

$$(A_M, A_H) = (C_{vis}, C_{dif}) \Delta x \Delta y \left[\left(\frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \dots\dots(2-12)$$

其中 C 為 Horcon 參數，範圍在 $0.1 \leq C \leq 0.2$ 之間， Δx 、 Δy 表示 x 和 y 方向的格網間距。而 POM 模式利用 Schmidt 數以之與 A_M 相關聯，即 $A_H / A_M \equiv TPRNI$ ，該值通常設定為一個很小的數，例如 0.2 或甚至在某些例子為零 (Oey 等人，1985a；1985b)。

2.2.2 紊流閉合模式

在式 (2-2)、(2-3)、(2-6) 及 (2-7) 中的渦旋混合擴散係數 K_M 、 K_H 利用 Mellor 和 Yamada (1982) 所發展的二階紊流模式來計算。將動量垂直渦黏擴散係數 K_M 以及熱能和鹽度垂直渦黏擴散係數 K_H ，以紊流的動能 $q^2/2$ 及紊流的尺度參數 l 分別表示如下：

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2}{\partial t} + \frac{\partial q^2 U}{\partial x} + \frac{\partial q^2 V}{\partial y} + \frac{\partial q^2 W}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \right) + 2K_M \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] \\ + \frac{2g}{r_o} K_H \frac{\partial r}{\partial z} - \frac{2q^3}{B_1 l} + F_q \end{aligned} \quad (2-13)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2 l}{\partial t} + \frac{\partial U q^2 l}{\partial x} + \frac{\partial V q^2 l}{\partial y} + \frac{\partial W q^2 l}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_q \frac{\partial (q^2 l)}{\partial z} \right] \\ + E_1 l \left\{ K_M \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] \right\} \dots\dots\dots(2-14) \\ + E_3 \frac{g}{r_o} K_H \frac{\partial r}{\partial z} \left\{ - \frac{q^3}{B_1} \tilde{W} + F_l \right\} \end{aligned}$$

式中 \tilde{w} 為接近壁面函數 (wall proximity function)，定義為：

$$\tilde{W} = 1 + E_2 \left(\frac{l}{kL} \right) \dots\dots\dots(2-15)$$

其中 L 表示為：

$$(L)^{-1} = (h - z)^{-1} + (H - z)^{-1} \dots\dots\dots(2-16)$$

此處 H 為任意水深， E_1 、 E_3 為經驗係數， $k = 0.4$ 為 von Karman 常數。

動量以及熱能和鹽度之垂直渦旋擴散係數分別表示如下：

$$K_M = qlS_M \dots\dots\dots(2-17)$$

$$K_H = qlS_H \dots\dots\dots(2-18)$$

$$K_q = qlS_q \dots\dots\dots(2-19)$$

其中 S_M 、 S_H 、 S_q 定義為穩定函數，而以下式表示：

$$S_H [1 - (3A_2B_2 + 18A_1A_2)G_H] = A_2 [1 - 6A_1 / B_1] \dots\dots\dots(2-20)$$

$$S_M [1 - 9A_1A_2G_H] - S_H [(18A_1^2 + 9A_1A_2)G_H] = A_1 [1 - 3C_1 - 6A_1 / B_1] \dots\dots\dots(2-21)$$

$$S_q = 0.20 \dots\dots\dots(2-22)$$

上二式中

$$G_H \equiv \frac{l^2}{q^2} \frac{g}{r_o} \frac{\partial r}{\partial z} \dots\dots\dots(2-23)$$

其中參數分別為

$$(A_1, A_2, B_1, B_2) = (0.92, 0.74, 16.6, 10.1)$$

$$(E_1, E_2, E_3) = (1.8, 1.33, 1.0)$$

$$C_1 = \frac{1}{3} (1 - 6A_1B_1^{-1} - A_1^{-1}B_1^{-1/3}) = 0.08$$

2.2.3 s 座標轉換

由於傳統卡式座標系統 (x, y, z, t) 在地形水深變化複雜處計算上不方便，POM 模式利用 Phillips (1957) 所創立之 s 座標系統將所有的控

制方程式自卡式座標系統轉換至 s 座標系統。 s 座標是將不同的水深等分為固定的垂直分層，垂直方向的水深雖然都不同，網格數卻都一樣，但網格間的距離會隨水深的不同而改變。如此邊界上的分層不會變化，對模式計算上帶來很大的便利。卡式座標與 s 座標轉換關係如下所示：

$$x^* = x \quad , \quad y^* = y \quad , \quad s = \frac{z-h}{H+h} \quad , \quad t^* = t \dots\dots\dots(2-24)$$

應用上式之轉換，任何物理變數 G 在兩座標系之微分式可由以下方程式建立關聯：

$$\frac{\partial G}{\partial x} = \frac{\partial G}{\partial x^*} - \frac{\partial G}{\partial s} \left[\frac{s}{D} \frac{\partial D}{\partial x^*} + \frac{1}{D} \frac{\partial h}{\partial x^*} \right] \dots\dots\dots(2-25)$$

$$\frac{\partial G}{\partial y} = \frac{\partial G}{\partial y^*} - \frac{\partial G}{\partial s} \left[\frac{s}{D} \frac{\partial D}{\partial y^*} + \frac{1}{D} \frac{\partial h}{\partial y^*} \right] \dots\dots\dots(2-26)$$

$$\frac{\partial G}{\partial z} = \frac{1}{D} \frac{\partial G}{\partial s} \dots\dots\dots(2-27)$$

$$\frac{\partial G}{\partial t} = \frac{\partial G}{\partial t^*} - \frac{\partial G}{\partial s} \left[\frac{s}{D} \frac{\partial D}{\partial t^*} + \frac{1}{D} \frac{\partial h}{\partial t^*} \right] \dots\dots\dots(2-28)$$

其中 x 、 y 、 z 是一般的卡式座標， $D \equiv H+h$ 而 $H(x,y)$ 是底部地形， $h(x,y,t)$ 為表面高程。將上列 (2-25) 至 (2-28) 式代入控制方程式，則上列所有的方程式將自卡式座標系統轉換至 s 座標系統，而經此座標轉換後垂直方向之範圍將由 $z=h$ （水面）至 $z=-H$ （水底）轉變為 $s=0$ 至 $s=-1$ ，如圖 2-1 所示。

假設一變量是 x 是 x^* 、 y^* 、 s 和 t^* 的函數 $x = x(x^*, y^*, s, t^*)$ ，則 z 垂直方向之流速分量 W 可表示為 $W = dz/dt$ ，如下式：

$$W = \frac{dz}{dt} = \frac{\partial z}{\partial t^*} + U \frac{\partial z}{\partial x^*} + V \frac{\partial z}{\partial y^*} + w \frac{\partial z}{\partial s} \dots\dots\dots(2-29)$$

將 $z = Ds + h$ 帶入上式，則 s 垂直座標上之流速分量 w 表示為，

$$w \equiv \frac{1}{D} \left\{ W - U \left[s \frac{\partial D}{\partial x^*} + \frac{\partial h}{\partial x^*} \right] - V \left[s \frac{\partial D}{\partial y^*} + \frac{\partial h}{\partial y^*} \right] - \left[s \frac{\partial D}{\partial t^*} + \frac{\partial h}{\partial t^*} \right] \right\} \dots\dots\dots(2-30)$$

則轉換至 x^* 、 y^* 、 s 和 t^* 座標上之連續方程式：

$$\frac{\partial DU}{\partial x^*} + \frac{\partial DV}{\partial y^*} + \frac{\partial w}{\partial s} + \frac{\partial h}{\partial t} = 0 \dots\dots\dots(2-31)$$

動量守恆方程式：

$$\begin{aligned} \frac{\partial UD}{\partial t^*} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x^*} + \frac{\partial UVD}{\partial y^*} + \frac{\partial Uw}{\partial s} - fVD + gD \frac{\partial h}{\partial x^*} \\ + \frac{gD^2}{r_o} \int_s^0 \left[\frac{\partial r}{\partial x^*} - \frac{s}{D} \frac{\partial D}{\partial x^*} \frac{\partial r}{\partial s} \right] ds = \frac{\partial}{\partial s} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial s} \right] + DF_u \dots\dots\dots(2-32) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial VD}{\partial t^*} + \frac{\partial UVD}{\partial x^*} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y^*} + \frac{\partial Vw}{\partial s} + fUD + gD \frac{\partial h}{\partial y^*} \\ + \frac{gD^2}{r_o} \int_s^0 \left[\frac{\partial r}{\partial y^*} - \frac{s}{D} \frac{\partial D}{\partial y^*} \frac{\partial r}{\partial s} \right] ds = \frac{\partial}{\partial s} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial s} \right] + DF_v \quad (2-33) \end{aligned}$$

溫度守恆方程式：

$$\frac{\partial qD}{\partial t^*} + \frac{\partial UqD}{\partial x^*} + \frac{\partial VqD}{\partial y^*} + \frac{\partial qw}{\partial s} = \frac{\partial}{\partial s} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial q}{\partial s} \right] + DF_q \dots\dots\dots(2-34)$$

鹽度守恆方程式：

$$\frac{\partial SD}{\partial t^*} + \frac{\partial USD}{\partial x^*} + \frac{\partial VSD}{\partial y^*} + \frac{\partial Sw}{\partial s} = \frac{\partial}{\partial s} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial s} \right] + DF_s \dots\dots\dots(2-35)$$

紊流的動能 $q^2/2$ 及紊流的尺度參數 l 表示：

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2 D}{\partial t^*} + \frac{\partial q^2 UD}{\partial x^*} + \frac{\partial q^2 VD}{\partial y^*} + \frac{\partial q^2 \mathbf{w}}{\partial \mathbf{s}} &= \frac{\partial}{\partial \mathbf{s}} \left(\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2}{\partial \mathbf{s}} \right) \\ &+ \frac{2K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \mathbf{s}} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \mathbf{s}} \right)^2 \right] \dots\dots\dots(2-36) \\ &+ \frac{2g}{r_o} K_H \frac{\partial \mathbf{r}}{\partial \mathbf{s}} - \frac{2q^3 D}{B_1 l} + DF_q \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2 l D}{\partial t^*} + \frac{\partial q^2 l UD}{\partial x^*} + \frac{\partial q^2 l VD}{\partial y^*} + \frac{\partial q^2 l \mathbf{w}}{\partial \mathbf{s}} &= \frac{\partial}{\partial \mathbf{s}} \left[\frac{K_q}{D} \frac{\partial (q^2 l)}{\partial \mathbf{s}} \right] \\ &+ \frac{E_1 l}{D} \left\{ K_M \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \mathbf{s}} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \mathbf{s}} \right)^2 \right] \right\} \dots(2-37) \\ &+ E_3 \frac{g}{r_o} K_H \frac{\partial \mathbf{r}}{\partial \mathbf{s}} - \frac{q^3 D}{B_1} \tilde{W} + DF \end{aligned}$$

式中 U 、 V 與 \mathbf{w} 分別為 x^* 、 y^* 與 \mathbf{s} 座標方向之流速。

2.2.4 水深積分方程式

在海洋變動中包含了快速的慣性重力波與緩慢變化的內波，為了可以有效率的模擬海洋變動，所以將上述的三維方程式利用水深積分技巧轉換成二維模式。如此可依波動變化速度的分別，將模式分成二維模式來模擬快速變動的慣性重力波，而三維模式來模擬緩慢變化的內部波動或熱動力變化等，其分割技巧(Simons, 1974; Madala 和 Piacsek, 1977)可以有效率的解決三維模式模擬速度較慢的缺陷。因此將式 (2-31) 至 (2-33) 由 $s = -1$ 積分至 $s = 0$ 的水深積分方式消除所有垂直方向的變化，則二維方程式可表示成，

$$\frac{\partial \mathbf{h}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{U} D}{\partial x} + \frac{\partial \bar{V} D}{\partial y} = 0 \dots\dots\dots(2-38)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{U}D}{\partial t} + \frac{\partial \bar{U}^2 D}{\partial x} + \frac{\partial \bar{U}\bar{V}D}{\partial y} + gD \frac{\partial \mathbf{h}}{\partial x} = +f\bar{V}D - \langle wu(0) \rangle + \langle wu(-1) \rangle \\ + \tilde{F}_x + G_x \quad (2-39) \\ - \frac{gD}{\mathbf{r}_0} \int_{-1}^0 \int_{\mathbf{s}}^0 \left[D \frac{\partial \mathbf{r}'}{\partial x} - \frac{\partial D}{\partial x} \mathbf{r}' \frac{\partial \mathbf{r}'}{\partial \mathbf{s}} \right] d\mathbf{s}' d\mathbf{s} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{V}D}{\partial t} + \frac{\partial \bar{U}\bar{V}D}{\partial x} + \frac{\partial \bar{V}^2 D}{\partial y} + gD \frac{\partial \mathbf{h}}{\partial y} = -f\bar{U}D - \langle wv(0) \rangle + \langle wv(-1) \rangle \\ + \tilde{F}_y + G_y \quad (2-40) \\ - \frac{gD}{\mathbf{r}_0} \int_{-1}^0 \int_{\mathbf{s}}^0 \left[D \frac{\partial \mathbf{r}'}{\partial y} - \frac{\partial D}{\partial y} \mathbf{r}' \frac{\partial \mathbf{r}'}{\partial \mathbf{s}} \right] d\mathbf{s}' d\mathbf{s} \end{aligned}$$

式中，

$$\bar{U} = \int_{-1}^0 U d\mathbf{s} \quad , \quad \bar{V} = \int_{-1}^0 V d\mathbf{s} \quad \dots\dots\dots(2-41)$$

而 $-\langle wu(0) \rangle$ 與 $-\langle wv(0) \rangle$ 為海表面風剪應力， $\langle wu(-1) \rangle$ 與 $\langle wv(-1) \rangle$ 為底床摩擦剪應力。 \tilde{F}_x 與 \tilde{F}_y 定義為，

$$\tilde{F}_x = \frac{\partial}{\partial x} \left(2H\bar{A}_M \frac{\partial \bar{U}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left[H\bar{A}_M \left(\frac{\partial \bar{U}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{V}}{\partial x} \right) \right] \dots\dots\dots(2-42a)$$

$$\tilde{F}_y = \frac{\partial}{\partial y} \left(2H\bar{A}_M \frac{\partial \bar{V}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left[H\bar{A}_M \left(\frac{\partial \bar{U}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{V}}{\partial x} \right) \right] \dots\dots\dots(2-42b)$$

而 G_x 與 G_y 定義為，

$$G_x = \frac{\partial \bar{U}^2 D}{\partial x} + \frac{\partial \bar{U}\bar{V}D}{\partial y} - \tilde{F}_x - \frac{\partial \bar{U}^2 D}{\partial x} - \frac{\partial \bar{U}\bar{V}D}{\partial y} + \tilde{F}_x \dots\dots\dots(2-43a)$$

$$G_y = \frac{\partial \bar{U}\bar{V}D}{\partial x} + \frac{\partial \bar{V}^2 D}{\partial y} - \tilde{F}_y - \frac{\partial \bar{U}\bar{V}D}{\partial x} - \frac{\partial \bar{V}^2 D}{\partial y} + \tilde{F}_y \dots\dots\dots(2-43b)$$

2.2.5 邊界條件

連續方程式 (2-31) 的垂直邊界條件

$$w(x^*, y^*, 0, t^*) = w(x^*, y^*, -1, t^*) = 0 \dots\dots\dots (2-44a,b)$$

動量方程式 (2-32)、(2-33) 兩式的表面邊界條件

$$\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial s}, \frac{\partial V}{\partial s} \right) = (\langle wU(0) \rangle, \langle wV(0) \rangle), \quad s \rightarrow 0 \dots\dots\dots (2-45a,b)$$

底部邊界條件

$$\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial s}, \frac{\partial V}{\partial s} \right) = C_z [U^2 + V^2]^{1/2} (U, V), \quad s \rightarrow -1 \dots\dots\dots (2-45c,d)$$

其中

$$C_z = \text{MAX} \left[\frac{k^2}{[\ln\{(1 + s_{kb-1})H / z_0\}]^2}, 0.0025 \right] \dots\dots\dots (2-45e)$$

其中 von Karman 常數： $k = 0.4$ ， z_0 ：摩擦參數， s_{kb} 表示當垂直層 $k = kb$ 層時的值， kb 表示垂直層的最底層。

溫度和鹽度方程式 (2-34)、(2-35) 的邊界條件

$$\frac{K_H}{D} \left(\frac{\partial q}{\partial s}, \frac{\partial S}{\partial s} \right) = (\langle wq(0) \rangle), \quad s \rightarrow 0 \dots\dots\dots (2-46a)$$

$$\frac{K_H}{D} \left(\frac{\partial q}{\partial s}, \frac{\partial S}{\partial s} \right) = 0, \quad s \rightarrow -1 \dots\dots\dots (2-46b)$$

式 (2-36)、(2-37) 的邊界條件：

$$(q^2(0), q^2l(0)) = (B_1^{2/3} u_t^2(0), 0), \quad s \rightarrow 0 \dots\dots\dots (2-47a,b)$$

$$(q^2(-1), q^2l(-1)) = (B_1^{2/3} u_t^2(-1), 0), \quad s \rightarrow -1 \dots\dots\dots (2-47c,d)$$

其中 B_1 為紊流閉合常數， u_t 為在表面與底部的摩擦速度。開放邊界流

速邊界條件

$$H\bar{U} \pm c_e h = BC^2 \dots\dots\dots(2-48)$$

開放邊界水位邊界條件

$$h = BC \dots\dots\dots(2-49)$$

式中

$$c_e = \sqrt{gH} \dots\dots\dots(2-50)$$

其中 H 為任意水深， g 為重力加速度， \bar{U} 為垂直平均速度， h 為水位， BC 表示由使用者自行指定。

2.3 數值方法

2.3.1 網格配置

模式中的控制方程式包含了傳輸速度較快的表面重力波，以及傳輸速度較慢的內部重力波，在數值計算上區分為計算正壓流的外部模式及計算斜壓流的內部模式，此種方法就是所謂的 mode splitting，如下圖 2-2 所示。模式的計算上外部模式為計算速度較快的表面重力波，計算時間較短且將流速依垂直方向取平均值，以求得水平傳輸量，因此只有二維的運算。內部模式則為計算速度較慢的內部重力波，計算時距可以取的較長但是需要較高的空間解析度，所以採用三維空間網格。如此兩種不同計算技巧的運用可以大大減少電腦運算時間。在空間網格的設定上，水平方向採用 Arakawa C-grid 系統，是一種交錯的網格分布，如圖 2-3、2-4 所示。水平速度 U 、 V 分別位於東、西、南、北向的格網中間，至於其他的變量，例如水位 h ，垂直方向的流速 w ，溫度 T 以及鹽度 S 等等，則位於網格中間。

2.3.2 數值離散

關於數值離散方面，在三維模式中可將計算分為垂直與水平傳導與擴散兩步驟，在 POM 模式中將垂直方向分量以隱式 (implicit) 積分，而水平分量以顯式 (explicit) 積分。例如以溫度平衡方程式可離散成

$$\frac{\partial DT}{\partial t} + Adv(T) - Dif(T) = \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \mathbf{s}} \left(K_H \frac{\partial T}{\partial \mathbf{s}} \right) - \frac{\partial R}{\partial \mathbf{s}} \dots\dots\dots(2-51)$$

其中 $Adv(T)$ 與 $Dif(T)$ 分別表示水平傳導項與水平擴散項。而時間積分採用兩步驟法分割水平與垂直分量，如下式表示，

$$\frac{\tilde{D}\tilde{T} - D^{n-1}T^{n-1}}{2\Delta t} = -Adv(T^n) + Dif(T^{n-1}) \dots\dots\dots(2-52)$$

$$\frac{D^{n+1}T^{n+1} - \tilde{D}\tilde{T}}{2\Delta t} = \frac{1}{D^{n+1}} \frac{\partial}{\partial \mathbf{s}} \left(K_H \frac{\partial T^{n+1}}{\partial \mathbf{s}} \right) - \frac{\partial R}{\partial \mathbf{s}} \dots\dots\dots(2-53)$$

式中 n 表示積分時間。由於模式在時間計算上採用蛙跳差分法的技巧，為了消除微小數值震盪，故需藉由濾波器來使數值結果平滑化，如下式所示，

$$T_s = T + \frac{\mathbf{a}}{2} (T^{n+1} - 2T^n + T^{n-1}) \dots\dots\dots(2-54)$$

其中 T_s 是平滑化的解， \mathbf{a} 取 0.05。

在空間離散方面，POM 模式採用有限體積 (finite volume) 的概念，則水平傳導項可離散為，

$$-Adv(T)h_x h_y = \mathbf{d}_x (Dh_y UT) + \mathbf{d}_y (Dh_x VT) + h_x h_y \frac{\mathbf{d}_s (wT)}{\Delta \mathbf{s}} \dots\dots\dots(2-55)$$

式中， h_x 與 h_y 分別表示 x 與 y 方向格網間距。 \mathbf{d} 表示不同方向之離散方法，在 POM 模式預設為中央差分法。而模式的計算流程與相對應的副程式如圖 2-5 中所示。

2.3.3 穩定條件

在水深積分模式中即外部模式，以及傳輸方程式計算時所取時距限制是根據 Courant-Friedrichs-Levy (CFL) 計算穩定條件

$$\Delta t_E \leq \frac{1}{C_i} \left| \frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right|^{-1/2} \dots\dots\dots(2-56)$$

其中

$$C_i = 2(gH)^{1/2} + U_{\max} \dots\dots\dots(2-57)$$

式中 U_{\max} 是可預期的最大速度，實際應用上的穩定條件會比上式的估計約小 90%。而以類似的方式估計內部模式計算時所取時距限制為，

$$\Delta t_I \leq \frac{1}{C_T} \left| \frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right|^{-1/2} \dots\dots\dots(2-58)$$

其中

$$C_T = 2c + U_{\max} \dots\dots\dots(2-59)$$

C_T 是最大內部重力波速，一般尺度約為 2 m/s， c 表示波速。 U_{\max} 是最大傳導速度。在一般應用於海岸模式的情況下， $\Delta t_I / \Delta t_E$ 的比率約為 30 至 80 之間。除上述條件之外，仍有兩個額外的限制會影響 POM 模式的數值穩定性，其中與動量方程式中水平擴散項有關的穩定條件，依照上述方式可推論其條件為：

$$\Delta t_I \leq \frac{1}{4A} \left| \frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right|^{-1} \dots\dots\dots(2-60)$$

其中 $A = A_M$ 或 $A = A_H$ 。而科氏力項可能造成的穩定條件為：

$$\Delta t_I \leq \frac{1}{2\Omega \sin f} \dots\dots\dots(2-61)$$

根據上述條件，在計算時必須注意計算時距大小的設定。此外，由於 s 座標的關係，會在靠近海岸處形成不可計算的奇異點，故在水深給定時必需設定最小水深，在 POM 模式預定的最小水深為 10 公尺，但可隨計算案例的不同給定可能的最小水深。

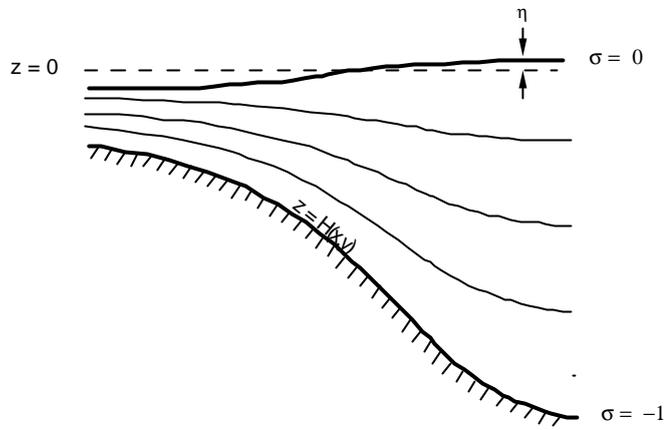


圖 2-1 σ 座標系統 (Mellor, 2003)

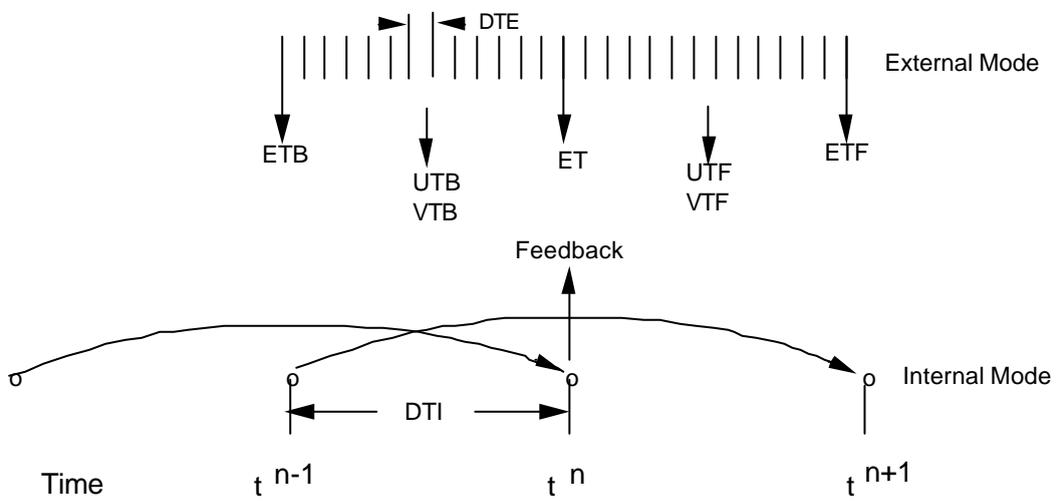


圖 2-2 內外模相嵌示意圖 (Mellor, 2003)

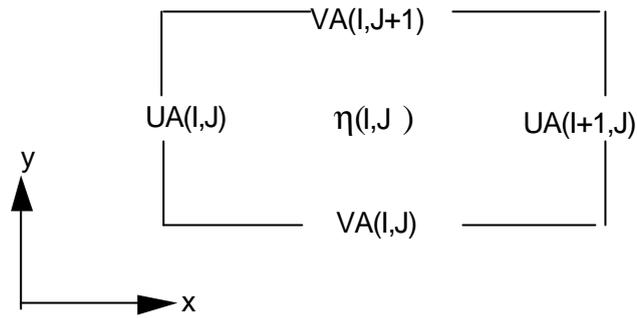


圖 2-3 二維外部模式網格配置圖 (Mellor , 2003)

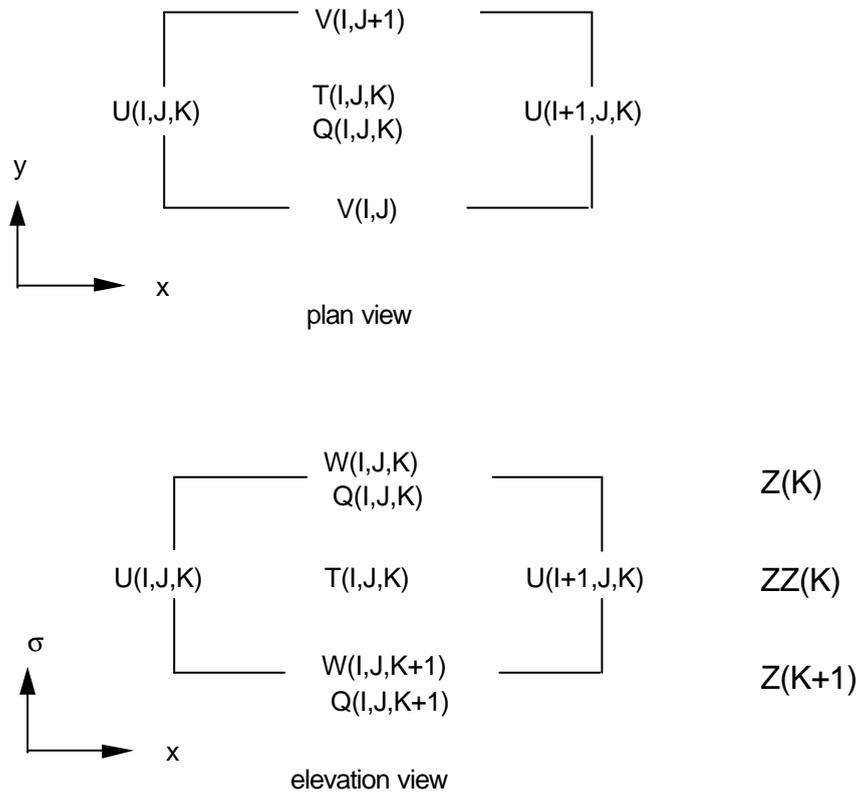
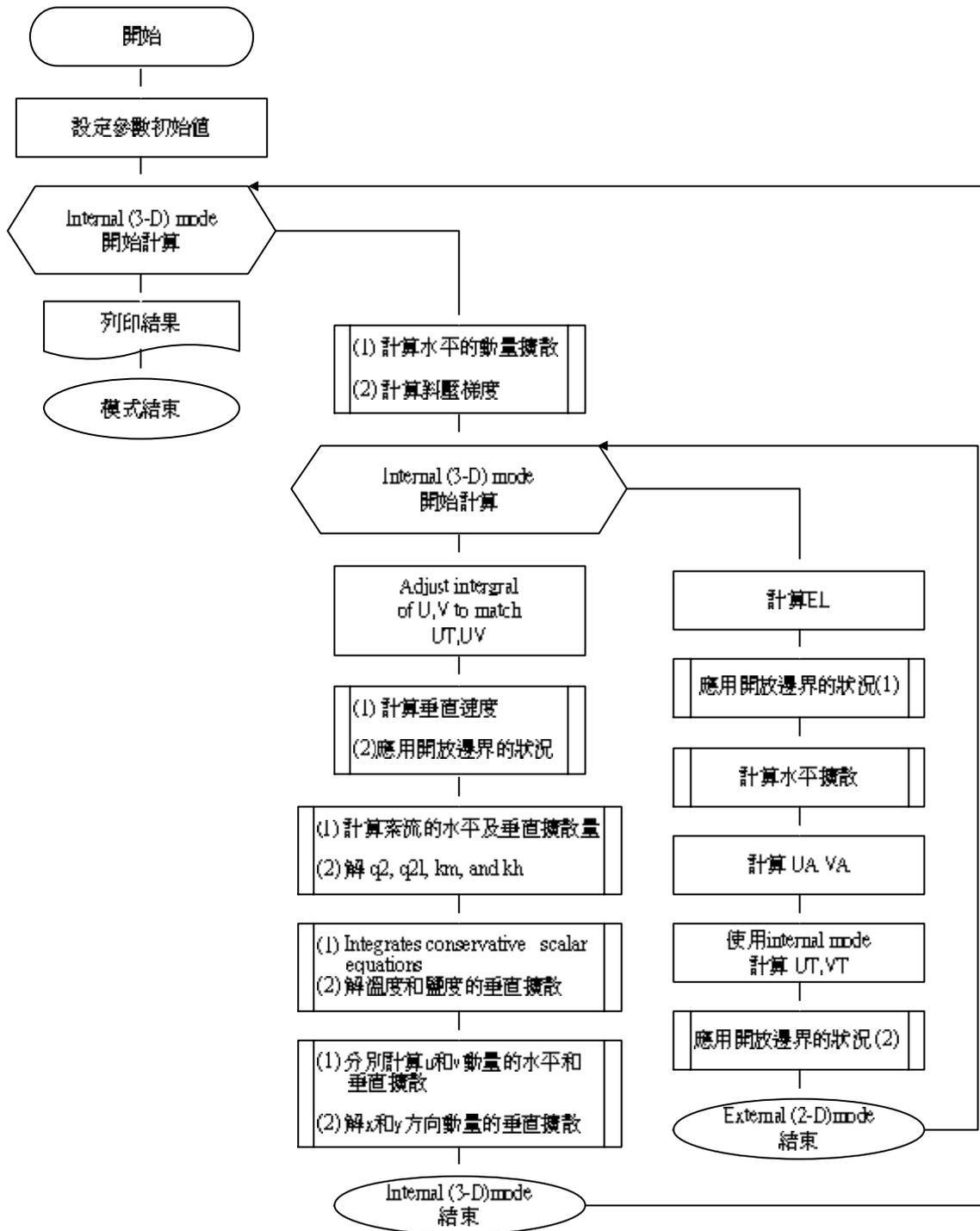


圖 2-4 三維內部模式網格配置圖 (Mellor , 2003)
 (Q 表示 K_m 、 K_h 、 q^2 或 q^{2l} 。T 表示 T 、 S 或 r)



第三章 POM 模式數值模擬環境建置與測試

3.1 硬體設備建置

本研究主要工作項目之一為引進建置 POM 之三維海潮流模式，藉以透過數值模擬環境之建立，使其能應用於臺灣環島海域海潮流特性的模擬。

由於 POM 模式為三維海洋模式，故其需要較大的計算能量與模式輸出入資料的儲存空間，因此，本研究透過合作研究方式，由合作研究單位 - 大仁科技大學，自原合作研究經費中，編列儀器設備費用進行電腦購置。

為配合 POM 模式的運作需要，硬體設備以建置一台個人電腦為主，主要的配置包含：美國 Intel 公司 Core 2 Duo E6700 2.6GHz 雙核心處理器、高效能 Intel 處理器相容主機板、DDR2 2GB 隨機動態主記憶體、兩部 200GB SATA 硬碟、ATI 3D 顯示卡、及一台液晶顯示器。

3.2 軟體環境建置

3.2.1 作業系統

POM 模式並未限制模式之執行環境，惟考量未來的擴充性及為降低模式發展與執行時所遭遇的阻礙，本研究因此選定以 Linux 作業系統作為主要的系統環境。

Linux 作業系統近幾年來發展迅速，不論是伺服器或桌面應用，皆有相當數量的開放性源碼(open source)軟體可供支援選擇，尤其在科學運算與數據處理上，更是有許多自由軟體(freeware)可供應用，如此可大大降低軟體購置費用，同時可有效增加系統未來的擴充性。

在眾多的 Linux 作業系統中，本研究採用美國 Novell 公司所負責

維護的 openSUSE Linux 套件，使用 Linux Kernel 2.6 核心，主要的採用考慮，包括其具有執行速度最佳化、更廣泛的硬體支援、有效率的檔案系統與電源管理等特點。使用者可自由地自官方網站：http://en.opensuse.org/Welcome_to_openSUSE.org 下載安裝光碟。本研究下載安裝的作業系統為 openSUSE 10.2 64bit 版本。圖 3-1 所示為起始安裝及安裝完成後的首次開機畫面，圖 3-2 所示則為安裝建置完成後，Linux SUSE_10.2 所展示電腦作業系統之總體資訊。

3.2.2 開發與必備軟體

POM 模式為一源碼開放軟體，其利用標準 FORTRAN 77 程式語言開發，故需要 FORTRAN 編譯器才可編譯程式。為了程式執行與開發，本研究由合作研究單位購置 Intel Fortran for Linux 來解決編譯程式的問題。而 Intel Fortran for Linux 具有標準 FORTRAN 77、90 與 95 的編譯能力，有卓越的浮點計算能力、最佳化的執行速度、多執行緒程式的編譯能力與支援 64 位元作業系統等特點。其安裝方式如下步驟：

- (1) 放入安裝光碟，以終端機視窗與管理者身分鍵入『`./media/Linux_CD1/CD/common/BITS/FCOMP/install.sh`』指令進入安裝程序。
- (2) 輸入授權密碼檔案路徑與檔案名稱，而授權密碼檔案可由網路上申請，已安裝至系統中請妥善保存。
- (3) 選擇安裝 EMT64 之 64 位元版本與 32 位元版本之編譯器 (compiler)。
- (4) 選擇安裝 Intel Debug 除錯器，即可完成安裝程序。
- (5) 安裝程序完成後必須以管理者身分在終端機視窗中鍵入『`echo 'source /opt/intel/fc/9.1.036/bin/ifortvars.sh' >> /etc/bash.bashrc.local`』，其中/opt/intel 為安裝目錄，而 fc 為版本型態可分為 fc 之 32 位元版本與 fce 之 64 位元版本，9.1.036 為版本編號依其安裝版本進行變更，而/etc/bash.bashrc.local 為系統環境變數設定檔。

(6) 完成上述步驟後，本機使用者可透過 ifort 指令進行 FORTRAN 程式的編譯。

除了編譯器的設定外，由於 POM2K 版本增加了 NetCDF 程式庫的支援，而 NetCDF (network Common Data Format) 最早是由美國國家科學委員會資助之 Unidata 計畫所發展，其用意是提供一種可以通用的資料存取方式，資料的形狀包括單點的觀測值、時間序列、規則排列的網格、以及人造衛星或雷達之影像檔案。其資料格式廣泛應用於大氣與海洋研究中，為一自我描述資料的格式、並且可以跨越平台和機器的限制，現有之 NetCDF 程式庫可提供 C、Fortran、C++、Perl、或其他語言的聯結，以讓程式發展者可以快速的讀寫資料檔案。

NetCDF 亦為開放源碼軟體，其官方網站為 <http://www.unidata.ucar.edu/software/netcdf/>，使用者可自由下載，其最新版本為 3.6.2。在任一個 NetCDF 的檔案均含有下列幾個部分：維度 (dimensions)，多維資料結構，例如 latitude、longitude、layers 與 time；變數 (variables)，各種變數，例如 temperature、salinity 與三維流速資料；屬性 (attributes)，輔助記憶的說明檔頭；資料 (data)，主要的資料部分。由於 NetCDF 是利用位元形式來儲存資料，故讀寫資料都必須透過 NetCDF 程式庫來完成，以下則簡述安裝步驟：

- (1) 下載後解壓縮檔案，使用者可自由選擇解壓縮位置。
- (2) 於終端機視窗中輸入 『gunzip netcdf-3.6.2.tar.gz』，『tar -xf netcdf-3.6.2.tar』，完成解壓縮程序。
- (3) 執行目錄下之組態設定，輸入 『cd netcdf-3.6.2』，『./configure -prefix=/opt/netcdf』，其中安裝目錄/opt/netcdf 使用者可自行指定。
- (4) 編譯程式，輸入 『make check』，並利用系統管理者身分(root)安裝程式，輸入 『make install』，即可將 NetCDF 程式庫安裝至使用者指定位置。

3.3 資料蒐集

3.3.1 海表面風場資料

在風場資料方面，本研究蒐集美國 UCAR (University Corporation for Atmospheric Research) 資料庫中 QSCAT/NCEP 混合風場資料，其資料混合了 QuickSCAT 衛星風場資料與 NCEP 氣象中心模式的分析場，其資料時間範圍為 1999 年 07 月至 2006 年 06 月，時間解析度為 6 小時，空間解析度為 0.5 度，資料範圍涵蓋全球，資料格式說明如表 3-1 所示。原資料網址為 <http://dss.ucar.edu/datasets/ds744.4/>。

此外，本研究亦蒐集了 NCEP/NCAR 分析風場資料，其資料為模式運算後資料同化之輸出結果，資料時間範圍自 1948 年至今，時間解析度為 6 小時，空間解析度約為 2.0 度，資料範圍涵蓋全球，資料格式說明如表 3-2 所示。原資料網址為 <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.html>。

3.3.2 海平面大氣壓力資料

關於海平面大氣壓力資料，本研究蒐集了 NCEP/NCAR 分析海平面大氣壓力場資料，其資料與 NCEP/NCAR 海表面風場資料相同為模式運算後資料同化之輸出結果，資料時間範圍自 1948 年至今，時間解析度為 6 小時，空間解析度為 2.0 度，資料範圍涵蓋全球，資料格式說明如表 3-3 所示。資料網址為 <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.html>。

3.3.3 海面溫度

關於海面溫度資料，本計畫蒐集了 NOAA 海面溫度資料，其資料為資料測站與衛星資料利用最佳內插法之輸出結果，資料時間範圍自 1990 年至今，時間解析度為 7 天，空間解析度為 1.0 度，資料範圍涵蓋全球，資料格式說明如表 3-4 所示。資料網址為 <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.noaa.oisst.v2.html>。

。 3.3.4 海洋鹽度與溫度

關於海洋鹽度與溫度，本計畫蒐集了 NODC (National Oceanographic Data Center) 的 WOA (World Ocean Atlas) 海洋水文資料庫，其分析場資料包含海洋溫度、鹽度、溶氧、磷酸鹽、矽酸鹽等資料，資料時間為 2005 年，水平空間解析度為 1.0 度，垂直方向共有 33 層，分別位於 0、10、20、30、50、75、100、125、150、200、250、300、400、500、600、700、800、900、1000、1100、1200、1300、1400、1500、1750、2000、2500、3000、3500、4000、4500、5000 與 5500 公尺，其資料範圍涵蓋全球，資料格式說明如表 3-5 所示。資料網址為 http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA05/pr_woa05.html。

3.3.5 潮位資料

潮位資料的來源是利用 NAO99b 潮位模式，其係為日本國家天文觀測局(National Astronomical Observatory) 所建立，該潮位模式曾利用 TOPEX/POSEIDON 衛星測高儀資料進行模式資料同化處理，並配合 Schwiderski (1980)所推導的潮汐動力學方程，發展出可計算全球海域各主要分潮特性分布的資料庫。該資料庫中包括有兩種解析度，第一種為日本近海的區域模式，解析度為 1/12 度；第二種為全球模式，解析度為 0.5 度。主要資料的下載網址為 http://www.miz.nao.ac.jp/staffs/nao99/README_NAOTIDE_En.html。有興趣的使用者可前往該網址自由下載。

3.4 POM 模式建置

POM 模式為一源碼開放軟體，可由官方網站上依其需要自由下載與修正，其網址為 <http://www.aos.princeton.edu/WWWPUBLIC/htdocs.pom/index.html>，本計畫所使用的是 POM2K 版本，發表日期為 2006 年 5 月 3 日。由於程式中並未提供完整的資料輸入選項，使用者必須自行建立輸入資料的介面，並依計算方案的不同提供相對應的輸

入資料等。為了方便模式發展與執行，本計畫首先進行輸入介面的發展，提供使用者更為快速的資料輸入方式。並依計畫目的臺灣環島海域海洋數值模式之引進及建置，增加 POM 模式中對於資料的處理與計算。圖 3-3 為 POM 模式資料處理流程圖，資料經由前置處理程式將海面邊界與側向潮位邊界資料透過內插法內插至 POM 模式格網上，透過 POM 模式進行模擬，之後輸出格網上流速、鹽度、溫度、密度等變數資料，再經由後置處理程式分析各種變量之變化趨勢並繪製圖表。

3.5 POM 模式之操作說明

關於 POM 模式的操作與相關檔案的詳細說明，請參考本研究合作研究計畫：『臺灣環島海域海洋數值模式之引進及建置』（計畫編號：MOTC-IOT-96-H3DB005)報告書之附錄。

在現有規劃上，POM 模式的操作與相關檔案，大致上可分為：原始程式、可執行程式、輸出入資料、與命令腳本檔等四大類檔案。在原始程式方面，主要是以 Fortran 程式開發，故其副檔名為 f90、f、inc 與 h，經編譯後之可執行程式則是以 exe 做為附加檔名。在輸出入資料方面，副檔名 in 為可執行程式之命令輸入檔，inp 與 dat 則為可執行程式之資料輸出入檔，nc 則為 NetCDF 資料格式檔案。在命令腳本檔方面，其主要是使用 linux shell script 所自行開發，當有大量執行某一段時間內的 POM 模式計算模擬與資料分析需求時，使用者可以透過此命令腳本，藉以省去繁複資料輸入檔製作之不便。POM 模式建置完成後，詳細的操作使用與資料處理流程，如圖 3-3 所示。

3.6 模式運轉測試與驗證

本研究在合作研究單位的支援配合下，目前已完成 POM 模式的初步運轉測試與驗證，其中，在理想條件下，包括風力推升水位與淡鹽水混合測試。而在實例計算中，則包括北太平洋洋流模擬與臺灣附近

海域洋流與潮流變化模擬。相關模式測試與驗證結果，說明如后。

3.6.1 風剪力推升水位

由於海面風與海面的摩擦下，在模式中會以海面風剪應力的形式造成海面變動，此種現象在渠道或大陸棚上特別明顯。例如在臺灣西海岸海岸坡度平緩，由風所引致的水位變化是不可忽略的。故本測試以理想狀態下，以 POM 模式測試均勻向岸風場在海岸上所造成的水位推升高，並將其結果與理論分析結果相比較。

在應用 POM 模式進行模擬計算之前，首先選取一東西向長 50 公里、寬 25 公里的計算範圍，如圖 3-4 所示，在計算範圍內，設定格網間距為 500 公尺，垂直方向取為 31 層，西側邊界之水深設定為 20 公尺，東側邊界則取為海岸線，底床坡度因此為 1/250，風場假定為具 32 m/s 風速之均勻向岸風。依據 Dean & Dalrymple (1991)之經驗理論，若只考慮底床與水表面之剪應力作用，則斜坡底床上，風所引致之水位推升高變化可寫成下式，

$$\frac{x}{l} = \left(1 - \frac{h+h}{h_o}\right) - A \ln \left(\frac{\frac{h+h}{h_o} - A}{1-A} \right) \dots\dots\dots(3-1)$$

式中 $A = nt_{wx}l / rgh_o^2$ ， t_{wx} 為海表面風剪應力， $n = 1 - t_{bx} / t_{wx}$ 的範圍為 1.15 至 1.30 (Shore Protection Manual, 1977)，在此採用 1.22。 l 為吹風距離，在此為計算領域長度。 h_o 為外海水深。相關水位推升高變化之模擬計算結果，如圖 3-5 所示，圖中，圓點為 POM 模式之模擬計算值，實線則為理論計算值，由圖中比較可知，兩者的結果彼此甚相符合，可見，POM 模式不僅可順利運轉，對於風所引致之水位推升高變化模擬，更具有可觀的準確性。

3.6.2 淡鹽水混合

為進一步測試 POM 模式運算設定的完整性，以下將針對一長形等

深渠道，在不同區域設定不同的起始鹽度，然後進行複雜的淡鹽水混合情況模擬。眾所週知，由於鹽度會影響水體密度，進而造成水體交換的現象，故此種測試通常又稱為鎖定交換(lock exchange)測試。

在一長 50 公里、寬 25 公里的長形等深渠道計算範圍內，設定格網間距為 500 公尺，垂直方向取 51 層，水深為 20 公尺，四周為封閉邊界，如圖 3-6 中所示，渠道右側設定鹽度為 35 psu，與海水鹽度相近，而右側設定為 0.5 psu，與淡水鹽度相近。圖中為第 0 小時沿著 $y = 12500$ 公尺處之橫切面鹽度分布圖，其可表示為模式起始值。圖 3-7 為模擬第 2 小時後，計算所得之鹽度分布圖，由圖中可看出底層鹽水向淡水側入侵，而表層的淡水向鹽水側移動，形成淡鹽水交換現象。圖 3-8 則為模擬第 12 小時後，計算所得的鹽度分布圖，由圖中看到鹽水已經移動至 $x = 42000$ 處，移動速度約為 0.4 公尺每秒。而圖 3-9 為第 72 小時鹽度分布圖，可見鹽度分布漸趨穩定，並形成分層狀態。經由本測試，從淡鹽水混合情況之模擬結果可判知，POM 模式應用於模擬淡鹽水的混合交換過程，仍具有其符合實際之合理性。

3.6.3 臺灣鄰近海域洋流的模擬計算

為實際測試 POM 模式應用於模擬計算臺灣鄰近海域海流的能力，本研究應用 ETOPO2 地形水深資料庫，建置兩層的巢狀網格計算海域範圍，第一層網格含蓋東經 100 度至西經 170 度，南緯 19 度至北緯 66 度，全計算海域格網間距為 0.5 度，範圍包括全北太平洋海域，計算格網與地形水深如圖 3-10 所示；第二層網格僅包括東經 116 度至東經 126 度，北緯 19 度至 29 度，全計算海域格網間距為 0.05 度，範圍包括臺灣鄰近海域，計算格網與地形水深如圖 3-11 所示。

在邊界條件之設定應用方面，在圖 3-10 與圖 3-11 的計算海域範圍內，海面溫度採 NOAA Extended Reconstructed Sea Surface Temperature 的逐月平均資料庫，其資料範圍為 1854 年 1 月至今，海面風場與氣壓資料為 NCEP/NCAR Reanalysis 的逐月大氣資料庫，其資料範圍為 1948 年至今。鹽度與溫度起始資料為 WOA 的海洋資料庫。

關於模式計算期間的設定，在北太平洋模式中，起始時間為 1968 年 1 月 1 日 0 時，計算積分時距為 30 秒，總計算期間為 30 年。而在臺灣鄰近海域模式中，起始時間為 1990 年 1 月 1 日 0 時，計算積分時距為 5 秒，總計算期間為 5 年。

應用 POM 模式進行模擬計算，可得 1995 年 3、6、9 與 12 月，北太平洋海域模式及臺灣鄰近海域模式，海面洋流平均流速之模擬計算結果分別如圖 3-12 及圖 3-13 所示。在北太平洋海域，由圖 3-12 可見，黑潮起源之北太平洋赤道流在夏季達到流速高鋒的現象，而其向北分支則是黑潮，亦在夏季達到流速最大。而在臺灣鄰近海域，由圖 3-13 清楚可見隨季節性變化的黑潮流態。

有關臺灣鄰近海域的洋流，國家海洋科學研究中心亦曾應用 POM 模式進行北太平洋海域 (North Pacific Ocean, NPO)、東亞邊緣海域 (East Asian Marginal Seas, EAMS)、南海海域 (South China Sea Model, SCS)、北南海海域 (Northern South China Sea, NSCS)、臺灣周邊海域 (Seas Around Taiwan, SAT) 及臺灣海峽海域 (Taiwan Strait Mode, TS) 洋流的模擬研究，相關研究成果可參照該中心海洋資料庫之「海流數值模式展示」(<http://www.ncor.ntu.edu.tw/ODBS/Achievement/numerical/main.html> ; <http://140.112.65.17/odbs/Achievement/numerical/main.html>)。圖 3-14 及圖 3-15 分別即為其東亞邊緣海及臺灣周邊海域模式之洋流模擬結果。

將圖 3-12、圖 3-13 與圖 3-14、圖 3-15 作概略的對照，可發現本研究現階段經初步運轉測試的洋流模擬結果與國家海洋科學研究中心之相關結果具有總體上近似的型態，但在臺灣鄰近海域，尤其是位在臺灣南北兩端近岸海域的洋流，詳細的流場型態，仍具有一些特性上的差異，足見，本研究應用 POM 模式進行臺灣鄰近海域洋流的模擬，在準確性及邊界與初始條件的掌握層面，仍有甚大的改進空間。儘管如此，基於總體洋流流場型態尚可概略掌握，故現階段初步運轉測試的模擬結果，應可被接受。

3.6.4 臺灣鄰近海域潮流的模擬計算

在應用 POM 模式進行臺灣鄰近海域的潮流模擬運轉測試方面，應用圖 3-11 所示之臺灣鄰近海域模式計算範圍與地形水深，邊界條件採用 Matsumoto 等人(2000)所提出的 NAO99b 模式進行天文潮位邊界設定，即以 NAO99b 天文潮位模式的輸出結果，做為 POM 模式進行天文潮推算所需的驅動動力，因此可得臺灣鄰近海域 2004 年 2 月 1 日臺灣海峽正值退潮與漲潮段的潮位與潮流模擬結果分別如圖 3-16 及圖 3-17 所示。

有關臺灣鄰近海域的潮流，莊、江(2000~2005)曾應用二維非線性淺水波模式：MIKE21_HD 進行系列的研究。圖 3-18 與圖 3-19 分別即為其在臺灣鄰近海域臺灣海峽正值退潮與漲潮段的潮位與潮流模擬結果。將圖 3-16、圖 3-17 與圖 3-18、圖 3-19 作概略的對照，可發現本研究現階段經初步運轉測試的潮流模擬結果與莊、江(2000~2005)之相關結果，流場總體上的分布與變化型態，彼此甚相近似。此一事實說明，本研究所引進建置的 POM 模式，於現階段初步運轉測試下，已可充分準確地應用於模擬計算臺灣鄰近海域潮流的逐時變化型態。

此外，基於以上臺灣鄰近海域潮流逐時變化型態測試模擬的良好展現，未來，可預期地只要透過模式控制參數的進一步瞭解與適應，再加上邊界與初始條件更準確有效地的講究，對於臺灣鄰近海域目前僅可概略模擬計算之洋流季節性變化特性，深信其精確度應可大幅增進與提昇。

表 3-1 QSCAT/NCEP 混合風場資料格式

| | |
|--------------|---------------------------------------|
| 屬性 | 設定值 |
| 時間範圍(period) | 1999/07~2006/06 |
| 變數(variable) | 表面風速(surface winds) |
| 高度(level) | 海平面 10 公尺高(10m) |
| 資料型式(type) | 格網化資料(grid) |
| 資料範圍 | 0.5°×0.5° , 0.5E~360.0E , 88.0S~88.0N |
| 資料來源(source) | NWRA/CORA |

表 3-2 NCEP/NCAR 分析風場資料格式

| | |
|--------------|--------------------------------|
| 屬性 | 設定值 |
| 時間範圍(period) | 1948/01/01~迄今 |
| 變數(variable) | 表面風速(surface winds) |
| 高度(level) | 海平面 10 公尺高(10m) |
| 資料型式(type) | 192×94 格網化資料(Gaussian grid) |
| 資料範圍 | 0.0E~358.12E , 88.542S~88.542N |
| 資料來源(source) | NCEP/NCAR |

表 3-3 NCEP/NCAR 海平面大氣壓力資料格式

| | |
|--------------|-----------------------------|
| 屬性 | 設定值 |
| 時間範圍(period) | 1948/01/01~迄今 |
| 變數(variable) | 海平面大氣壓力(sea level pressure) |
| 高度(level) | 近海面(0.995 sigma level) |
| 資料型式(type) | 144×73 格網化資料(grid) |
| 資料範圍 | 0.0E~357.5E , 90.0S~90.0N |
| 資料來源(source) | NCEP/NCAR |

表 3-4 NOAA OI 海面溫度資料格式

| 屬性 | 設定值 |
|--------------|-------------------------------|
| 時間範圍(period) | 1990~迄今 |
| 變數(variable) | 海面溫度(sea surface temperature) |
| 高度(level) | 海面 |
| 資料型式(type) | 180×360 格網化資料(grid) |
| 資料範圍 | 0.5E~359.5E , 89.5S~89.5N |
| 資料來源(source) | NOAA |

表 3-5 WOA05 海洋資料庫格式

| 屬性 | 設定值 |
|--------------|--------------------------------|
| 時間範圍(period) | 2005 |
| 變數(variable) | 溫度 (temperature)、鹽度 (salinity) |
| 高度(level) | 33 層 |
| 資料型式(type) | 格網化資料(grid) |
| 資料範圍 | 0.0E~359.0E , 89.5S~89.5N |
| 資料來源(source) | NODC |

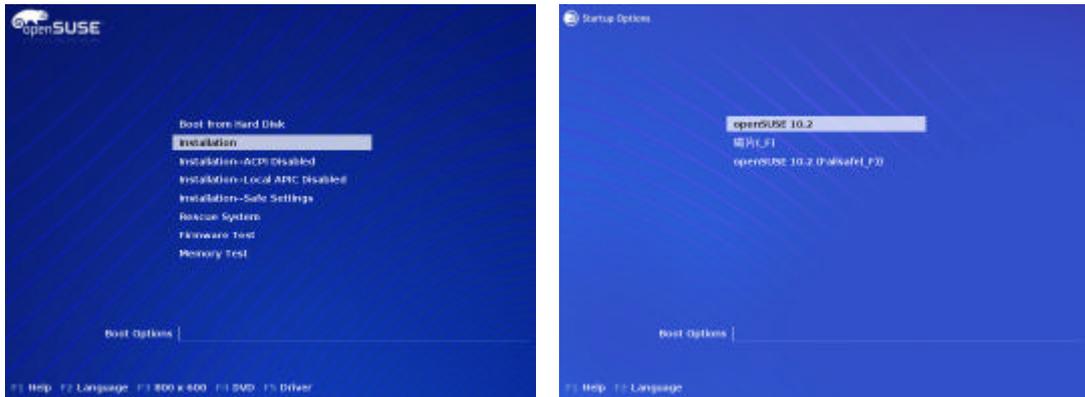


圖 3-1 起始安裝(左)及安裝完成後的首次開機(右)畫面

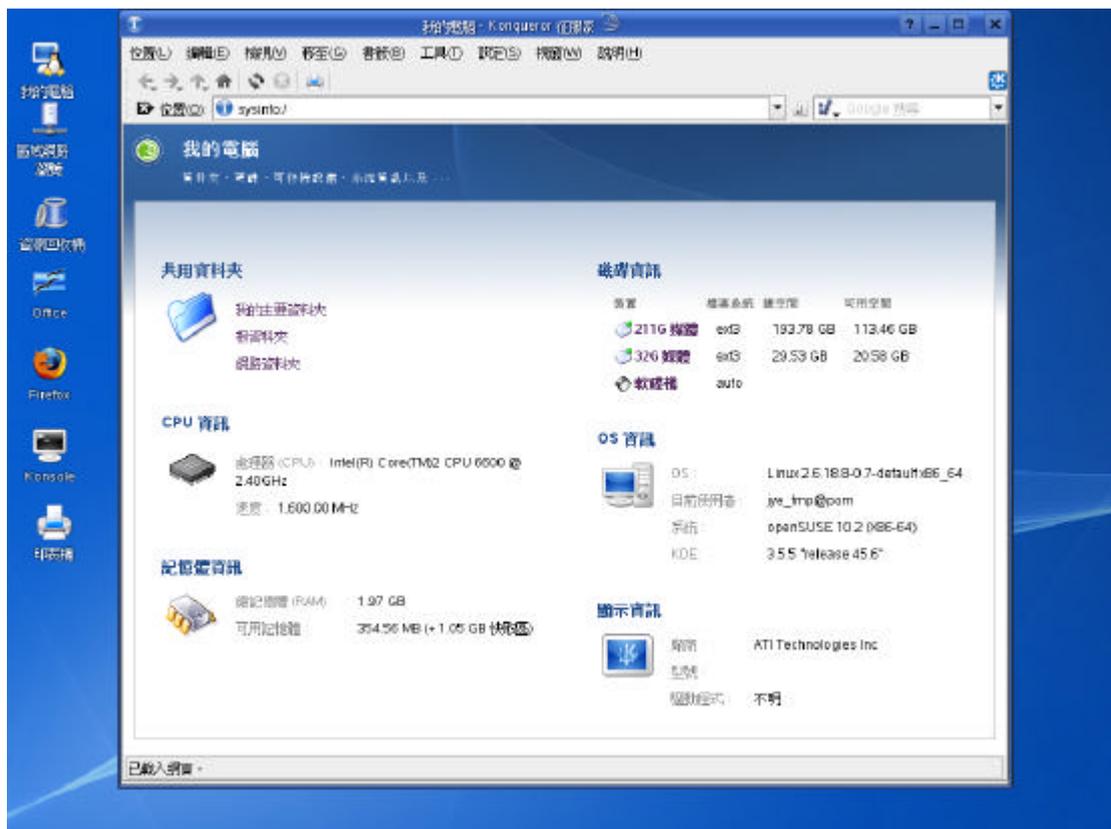


圖 3-2 Linux SUSE_10.2 電腦作業系統資訊

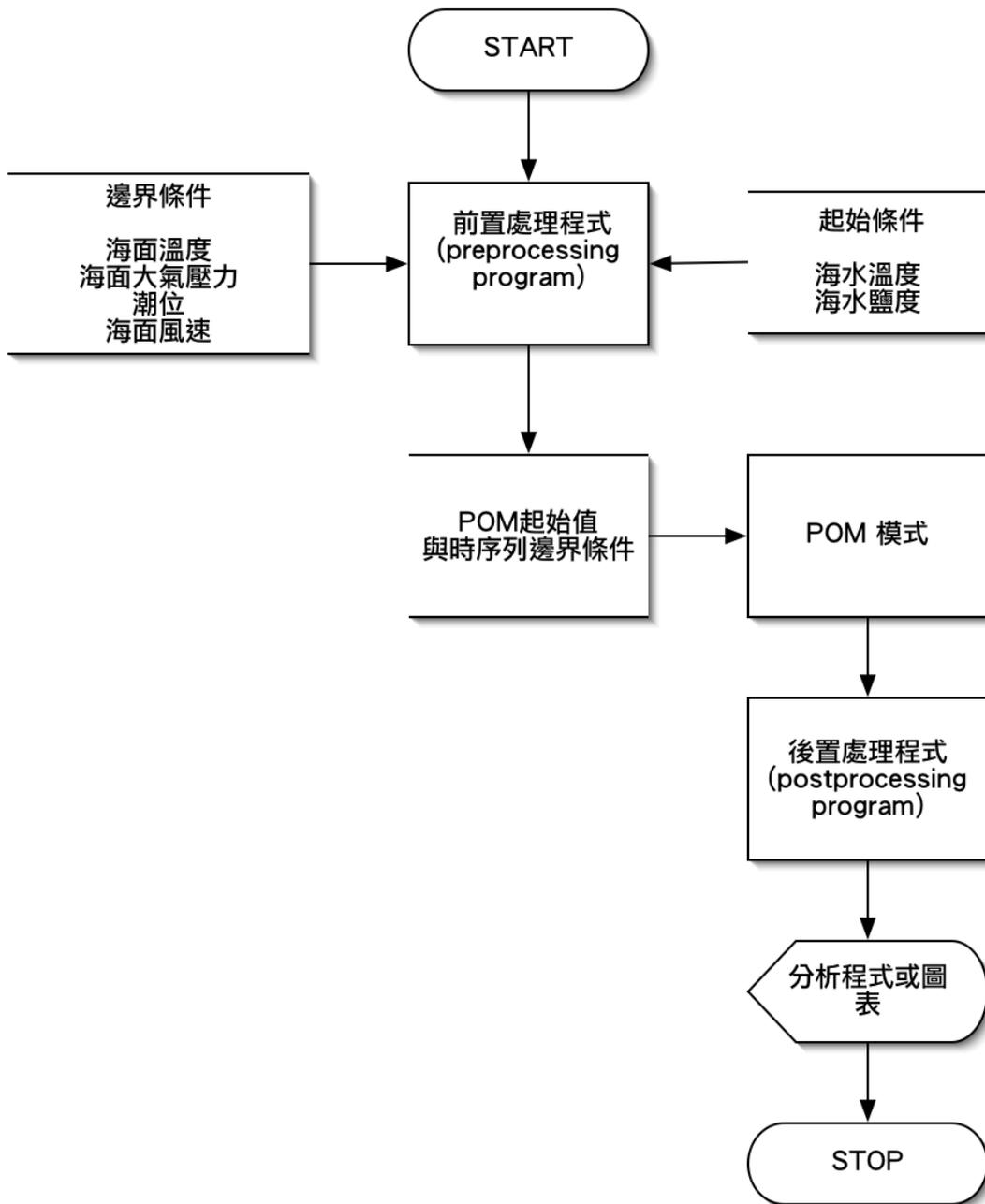


圖 3-3 POM 模式建置完成後之操作使用與資料處理流程

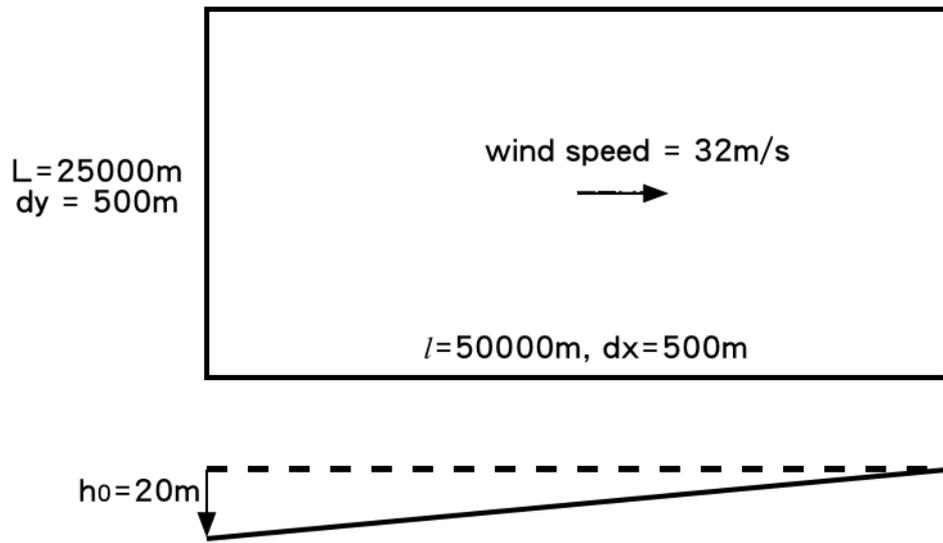


圖 3-4 風力引致水位推升之 POM 模式運轉測試設定示意圖

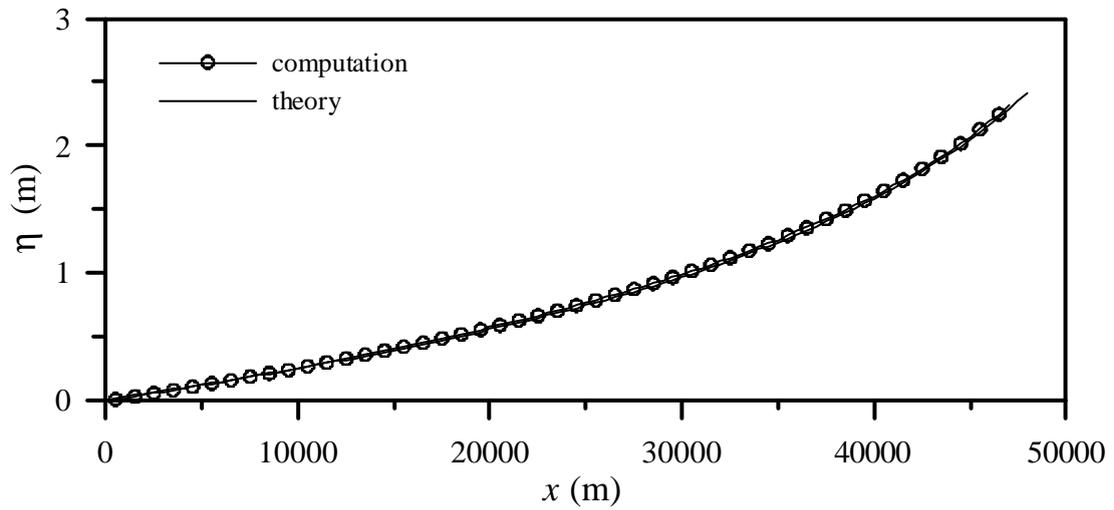


圖 3-5 風力引致水位推升之 POM 模式運轉測試模擬計算結果

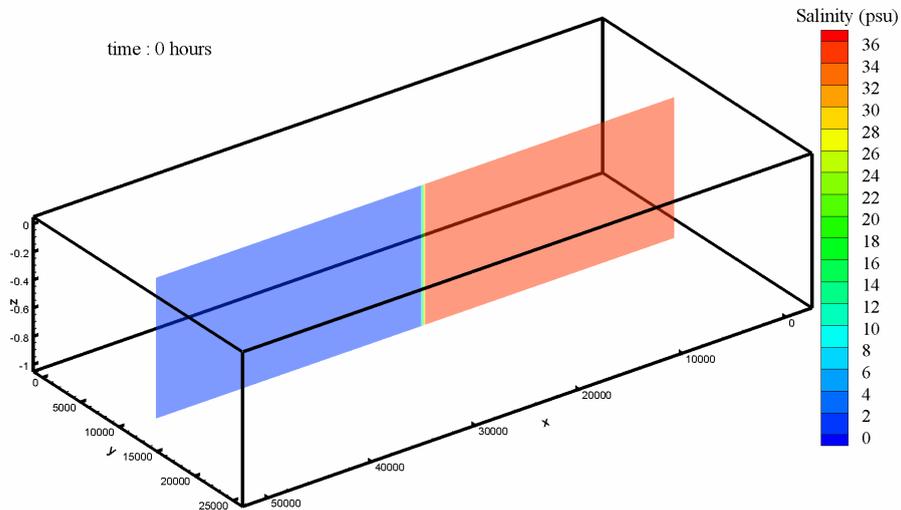


圖 3-6 POM 模式模擬計算淡鹽水混合交換過程之長形渠道配置與其中剖面第 0 小時之初始條件

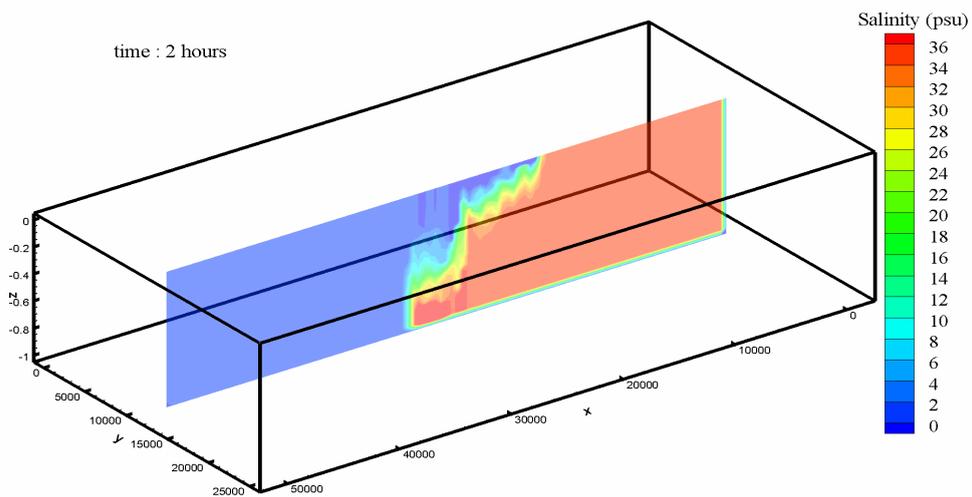


圖 3-7 POM 模式模擬計算淡鹽水混合交換過程之長形渠道配置與其中剖面第 2 小時之模擬計算結果

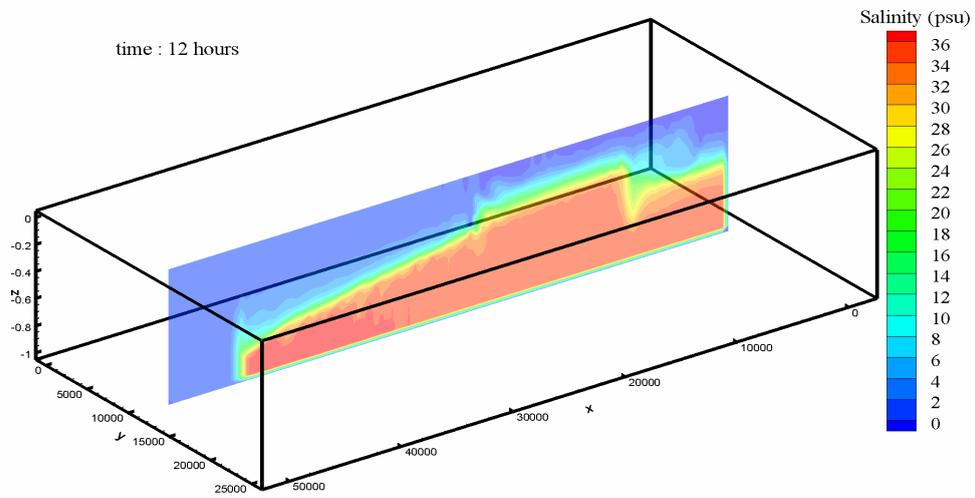


圖 3-8 POM 模式模擬計算淡鹽水混合交換過程之長形渠道配置與其中剖面第 12 小時之模擬計算結果

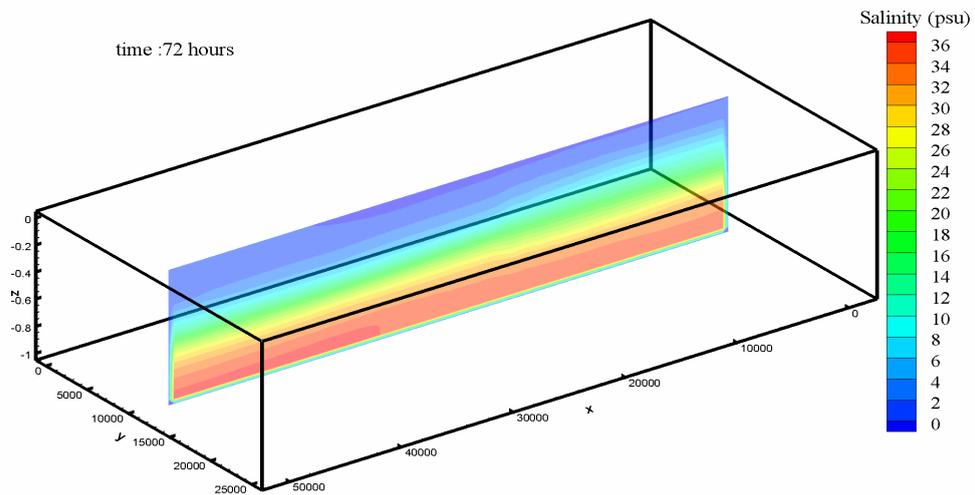


圖 3-9 POM 模式模擬計算淡鹽水混合交換過程之長形渠道配置與其中剖面第 72 小時之模擬計算結果

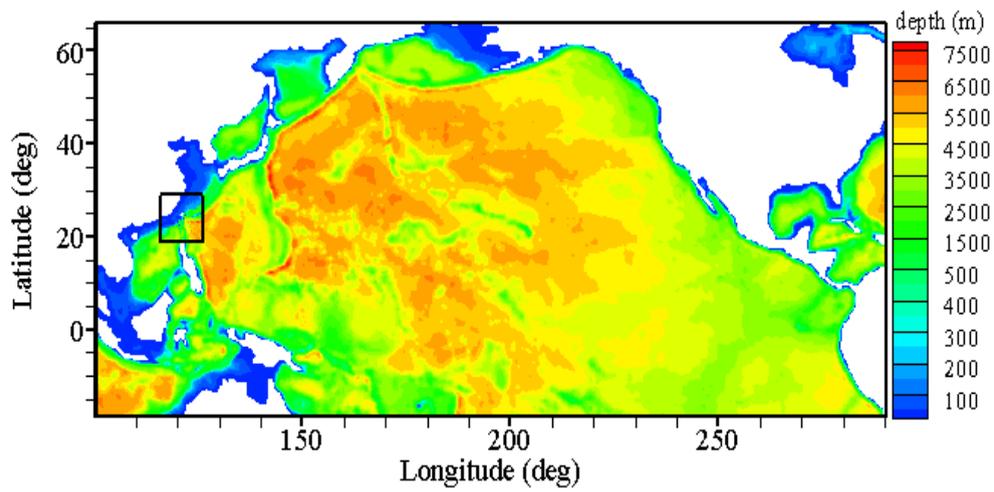


圖 3-10 北太平洋海域模式之計算範圍與地形水深

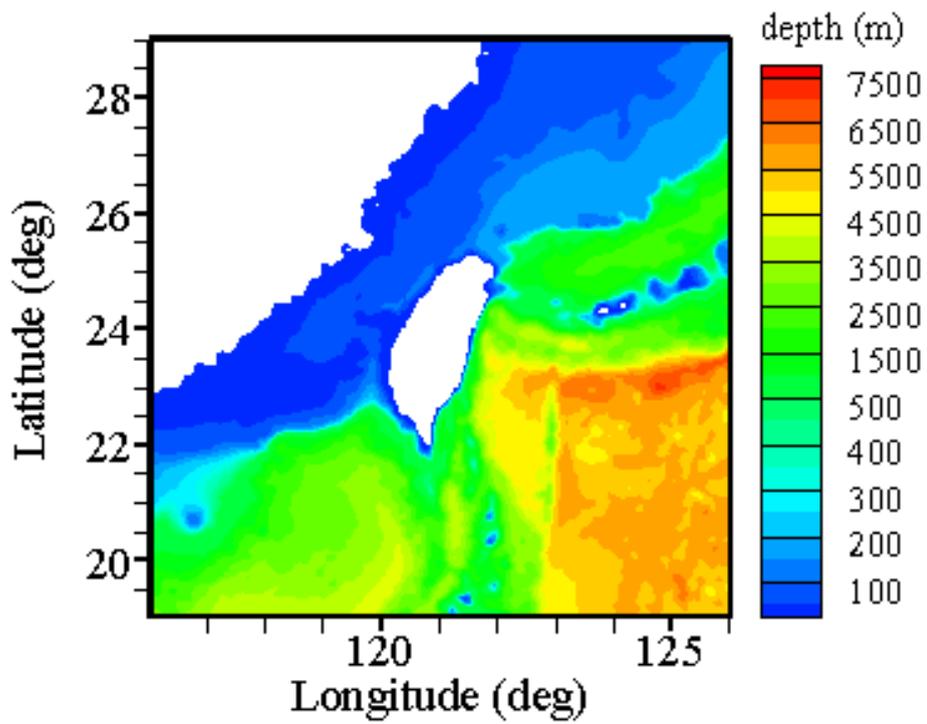


圖 3-11 臺灣鄰近海域模式之計算範圍與地形水深

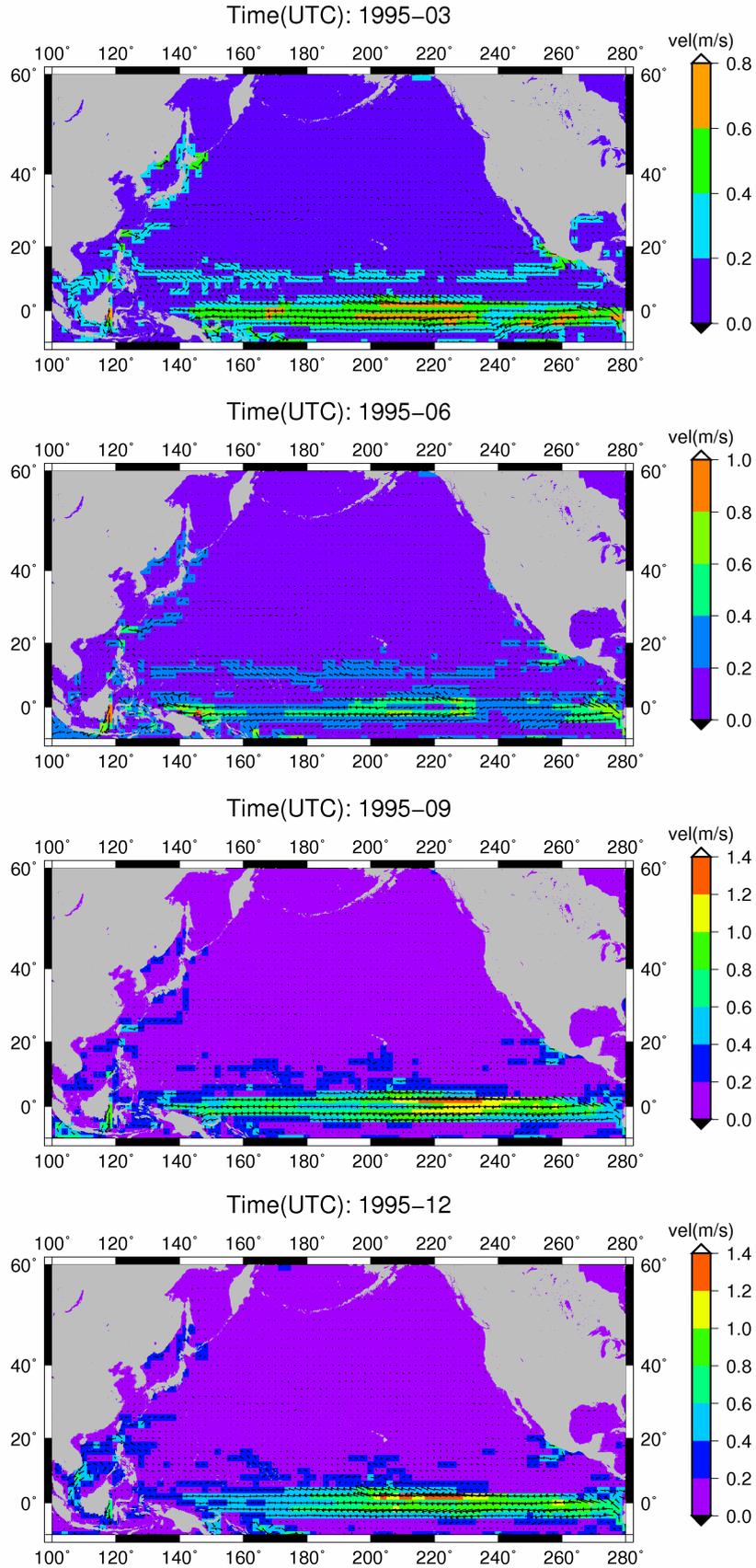


圖 3-12 北太平洋海域模式洋流之模擬計算結果

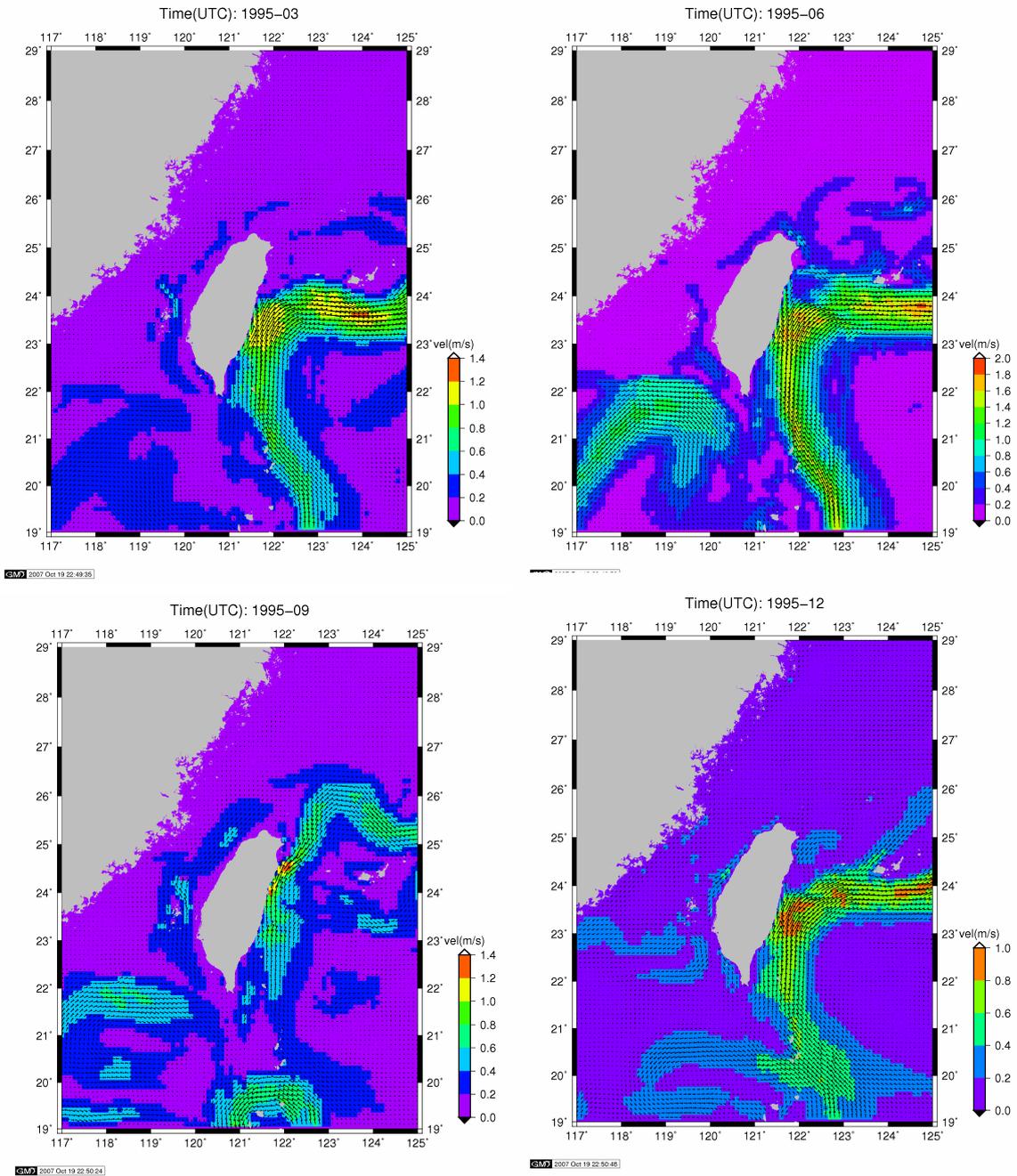
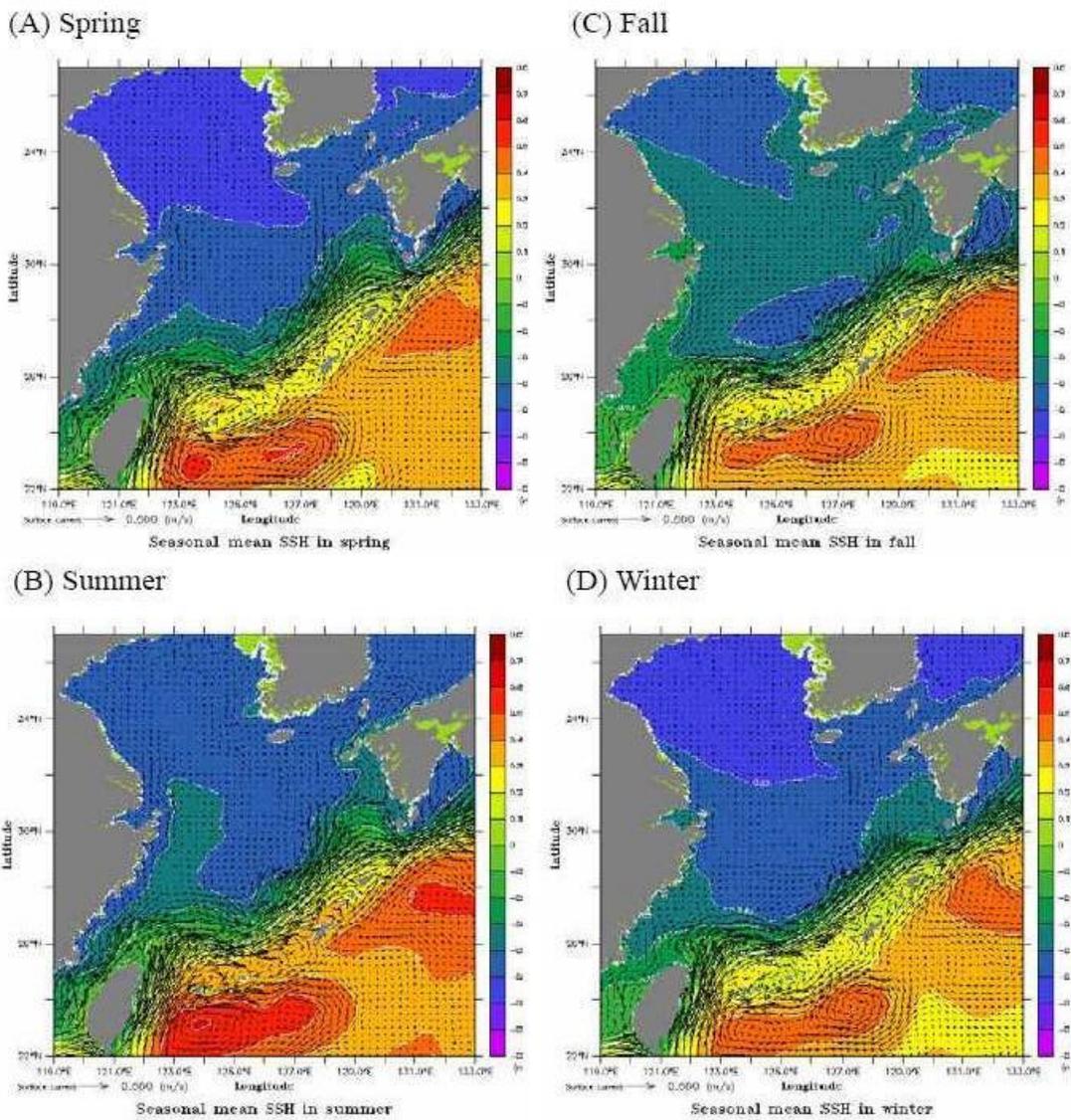


圖 3-13 臺灣鄰近海域模式洋流之模擬計算結果



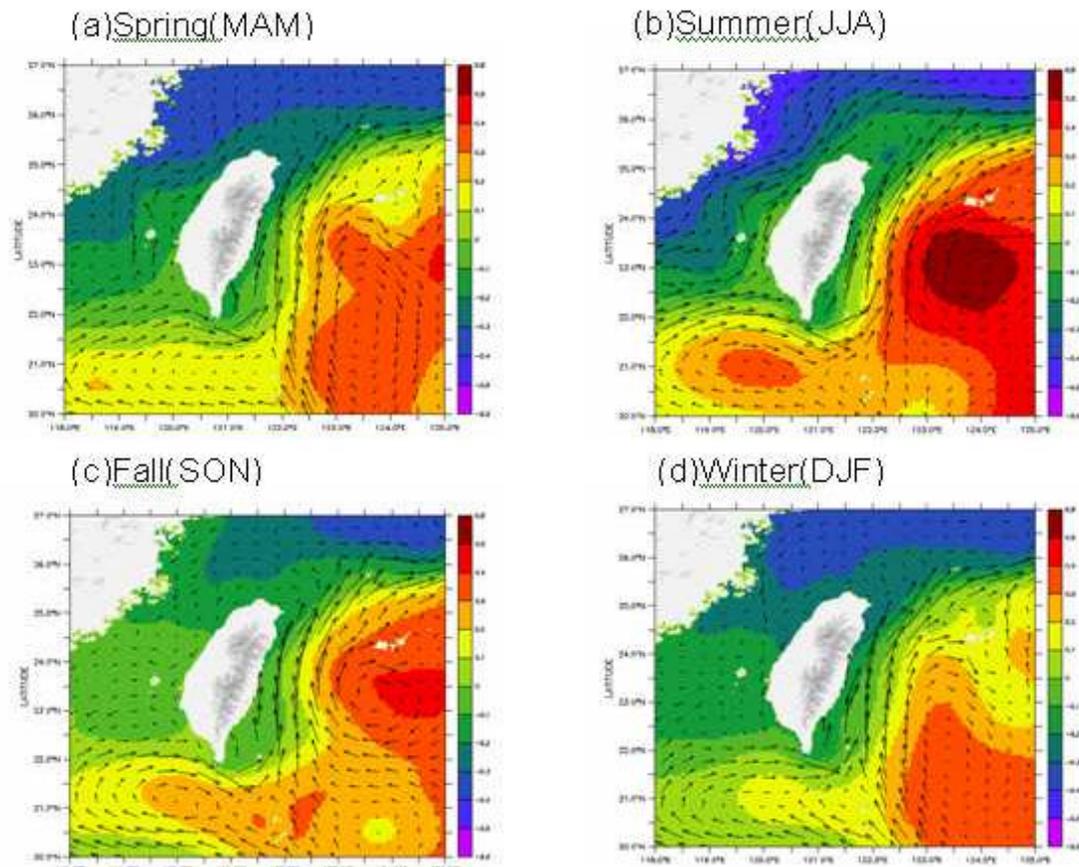
東海之四季表面流況及海平面分布

<http://www.ncor.ntu.edu.tw/ODBS/Achievement/numerical/main.html>

圖 3-14 東亞邊緣海模式洋流之模擬計算結果

(資料來源：國家海洋科學研究中心海洋資料庫：

<http://www.ncor.ntu.edu.tw/ODBS/Achievement/numerical/main.html>)



SAT 模式之春(a)、夏(b)、秋(c)及冬(d)季之平均海水表面高度場與速度場之分佈圖。

<http://www.ncor.ntu.edu.tw/ODBS/Achievement/numerical/main.html>

圖 3-15 台灣周邊海域模式洋流之模擬計算結果

(資料來源：國家海洋科學研究中心海洋資料庫：

<http://www.ncor.ntu.edu.tw/ODBS/Achievement/numerical/main.html>)

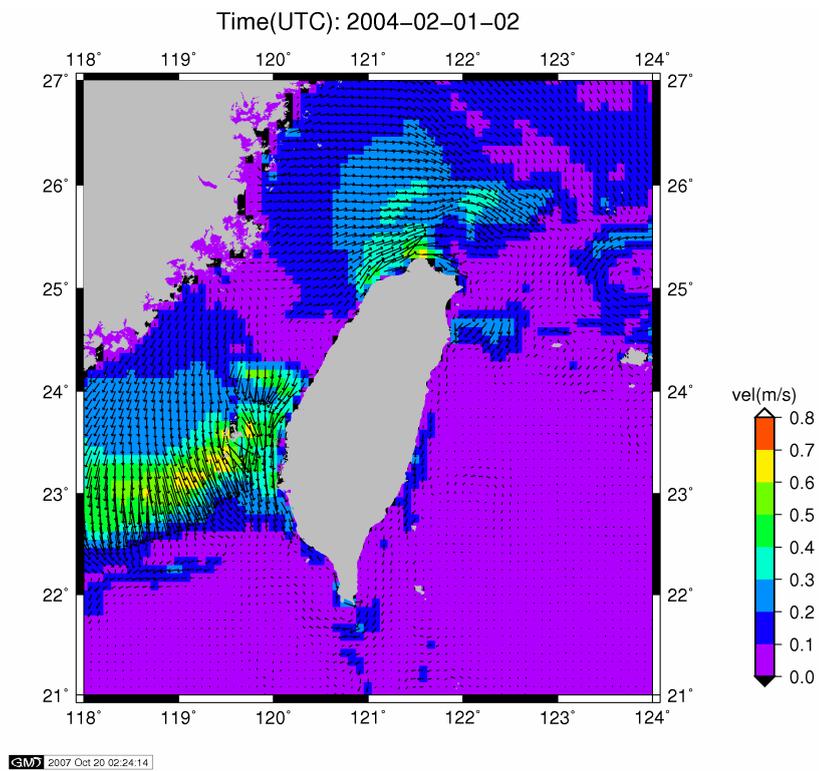
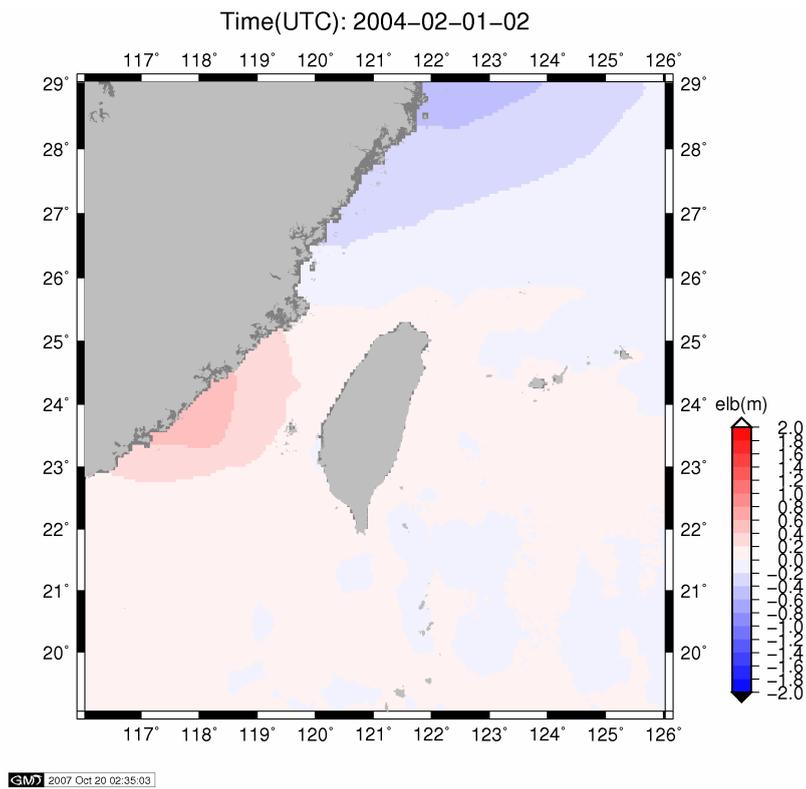
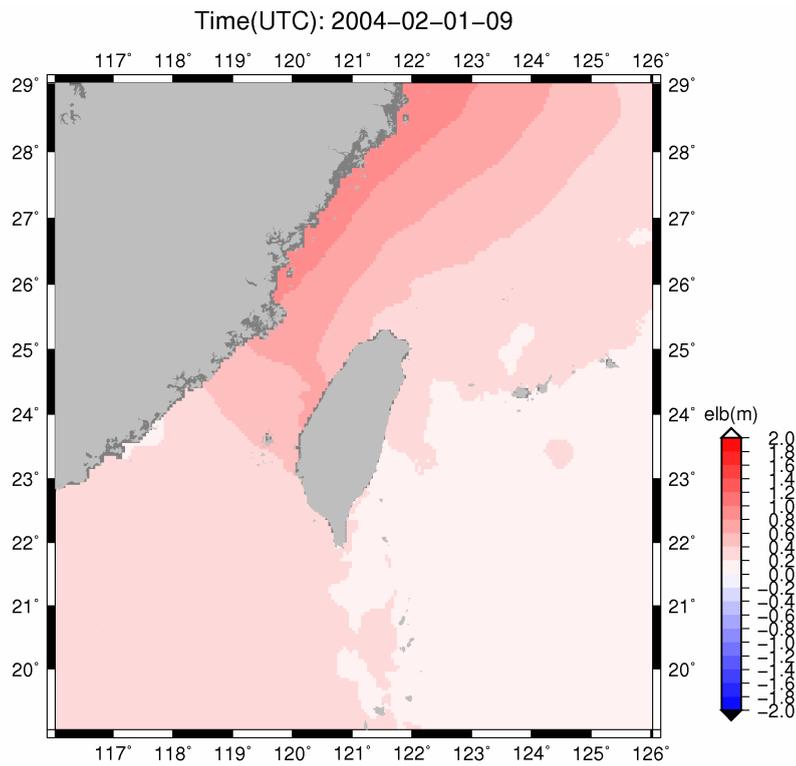
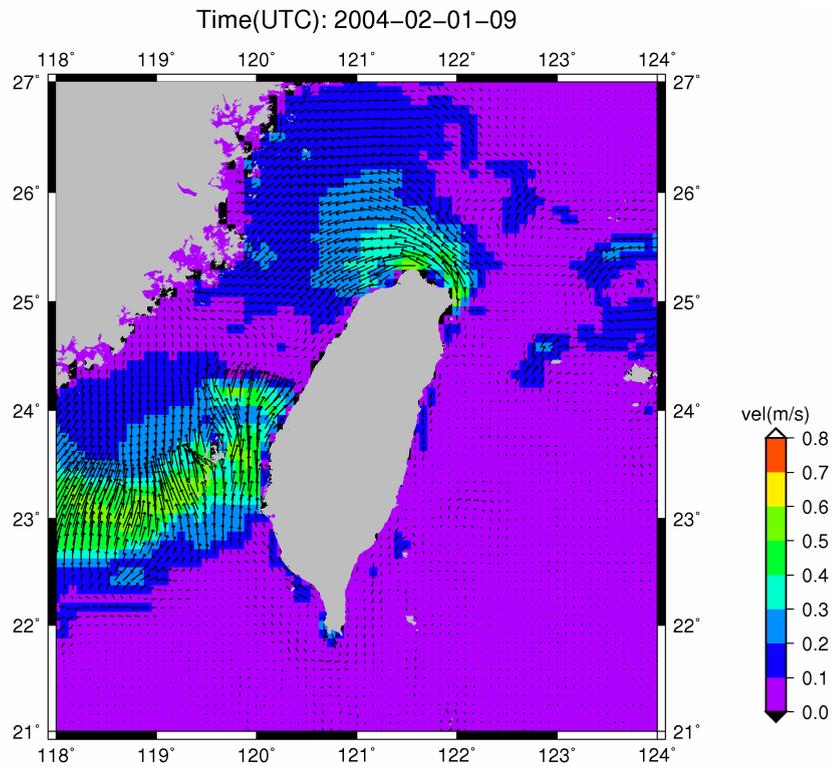


圖 3-16 台灣鄰近海域 2004/02/01 02:00 台灣海峽正值退潮段的潮位(上)與潮流(下)逐時變化型態之模擬計算結果



GM7 2007 Oct 20 02:35:22



GM7 2007 Oct 20 02:24:36

圖 3-17 台灣鄰近海域 2004/02/01 09:00 台灣海峽正值漲潮段的潮位(上)與潮流(下)逐時變化型態之模擬計算結果

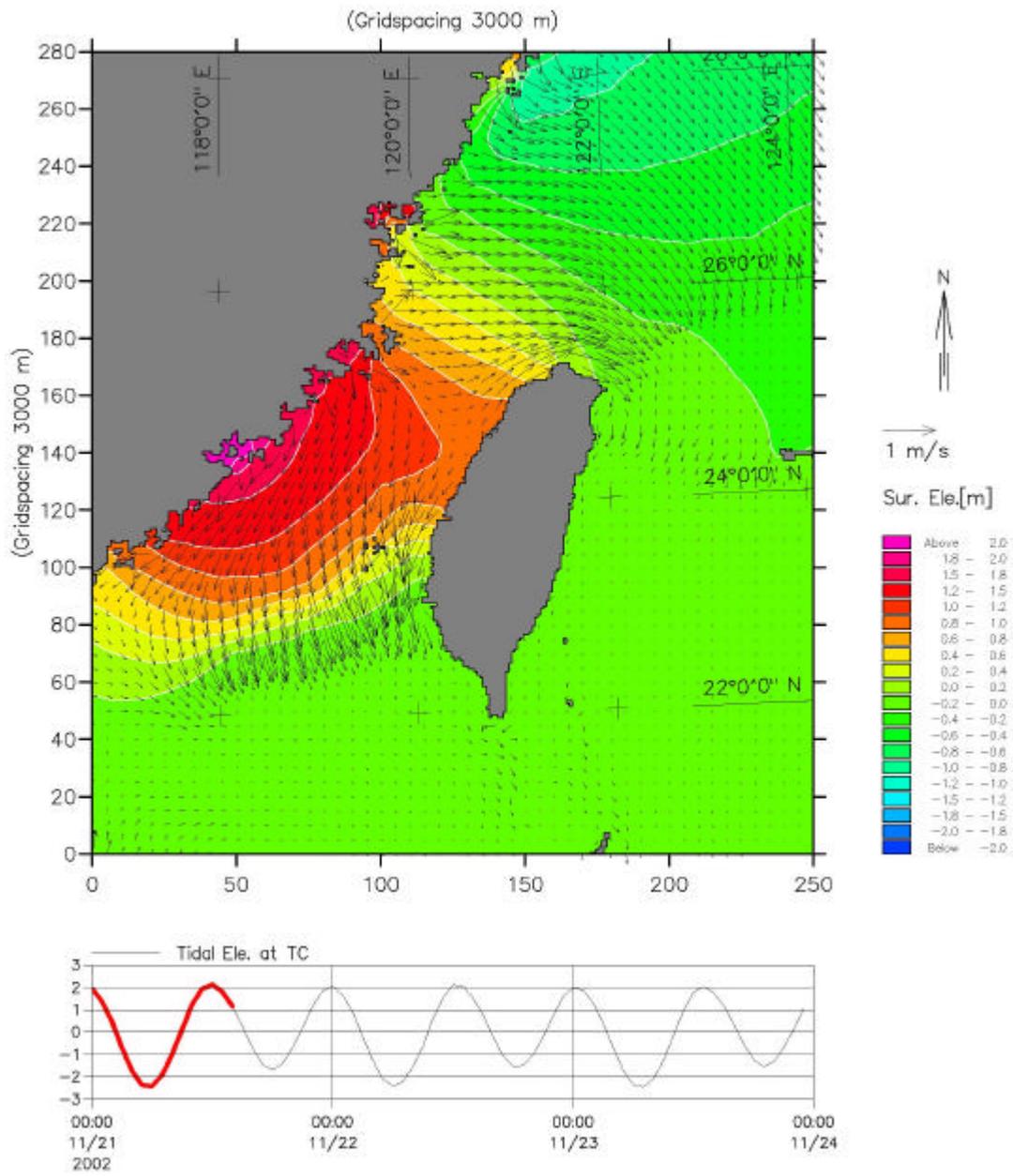


圖 3-18 台灣鄰近海域應用 MIKE21_HD 模式模擬計算 2002/11/21 13:00 台灣海峽正值退潮段的潮位(色階)與潮流(箭矢)逐時變化型態之模擬計算結果

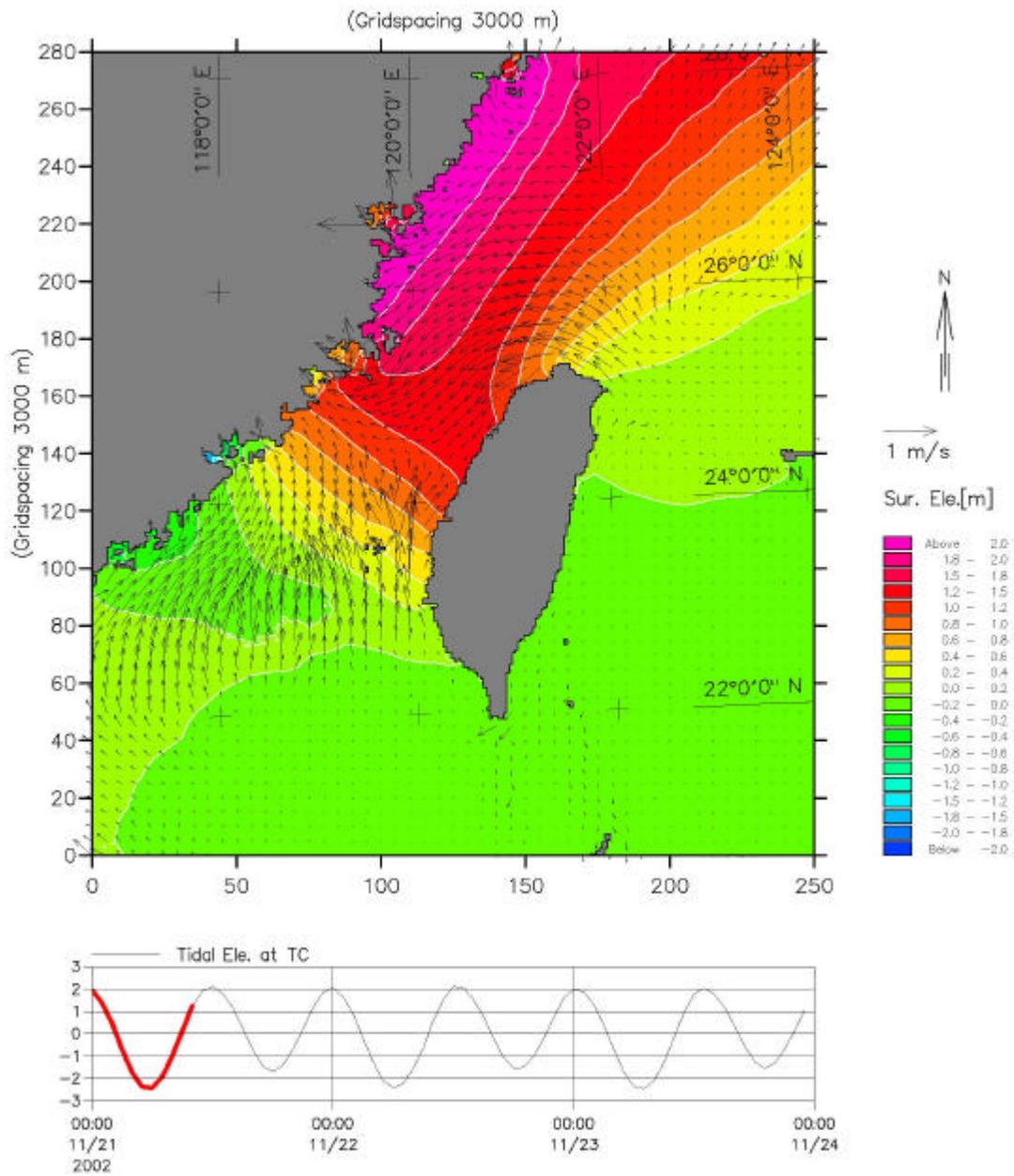


圖 3-19 台灣鄰近海域應用 MIKE21_HD 模式模擬計算 2002/11/21 09:00 台灣海峽正值漲潮段的潮位(色階)與潮流(箭矢)逐時變化型態之模擬計算結果

第四章 臺灣四周海域的潮波系統與潮殘餘流

4.1 潮波系統概述

潮波是一種具有長週期性的波動。在實際的近岸海域，由於海岸地形、水深與地球自轉偏向力(科氏力)的影響，使得潮波的運動傳播特性，從一般單純的進行波或駐波系統，轉化為複雜的旋轉潮波系統。對於此種實際的潮波系統及其運動特徵，包括潮位的空間變化及潮波隨時間變化的傳播過程，一般可用同潮圖(cotidal chart)來充分加以描述。而同潮圖係由兩種不同的等值線所組成：其中一種是潮位的等振幅線(co-amplitude lines)，其係在某一特定海域空間之特定期間內(針對單一頻率之分潮，則為其週期)，聯結具有相同滿潮位的不同地點連線所組成，又因振幅(單一頻率分潮之滿潮位)的兩倍通常相當於潮差，故有時也用等潮差線(co-range lines)來代替等振幅線；另一種則是同潮時線(co-phase lines)，其係在某一特定海域空間之特定期間內，由聯結同時發生滿潮位的不同地點連線所組成。在某些特定之海域，當同潮時線具有會合點時，由於在會合點處，滿潮與乾潮的發生時間是不確定的，也就是說不存在滿潮和乾潮，或潮波振幅是近似於零，故而一般稱同潮時線的會合點為無潮點(amphidromic point)。

在臺灣鄰近海域，基於海峽、海脊、海槽及東亞大陸棚架等水深地形之影響與面對深邃太平洋之環境因素，因此，潮波系統實際上具有其個別的特殊性(莊、江，2000；Lin et al., 2000；Juang et al., 2001)。而為潮汐的分析與預報應用，劉(1983)及李(1989)分別曾針對全日及半日型分潮建構臺灣鄰近海域的潮波同潮圖。林等(2000)為探討東中國海的潮波系統及潮流與海岸的演變關聯、Lin et al.(2001)為闡釋臺灣海峽中段海域的潮波異常放大現象、Jan et al. (2002；2004)及莊、江(2000；2005)為探討臺灣海峽及東亞陸架地形水深對臺灣四周海域潮波運動特性與振盪型態之影響，分別亦曾針對全日及半日型分潮建構潮波同潮圖。

依據以上針對分潮潮波所曾建構的同潮圖，雖然已可清礎地展現臺灣鄰近海域的潮波運動特徵，不過，因其解析度與準確性各異，又由於真實的潮波，實際上係各主要分潮潮波的綜合組成，因此，本研究之目的，將再針對臺灣四周海域，專注於高解析度與及高準確性的真實旋轉潮波系統之同潮圖建構，並冀期透過所建構之潮波同潮圖，能提供更多關於潮流、潮殘餘流與大型水下沙體沉積相關性的海象資訊。

4.2 矩形海峽內之凱文波交會

為熟悉同潮圖對潮波特性之展現，也為真實潮波同潮圖之研析、比較與對照，因此，配合臺灣海峽的水深地形，將其以矩形海峽近似後(莊、江，2000)，首先再對主控臺灣海峽潮波特性的半日型 M_2 分潮潮波入射與相交會後之同潮圖進行探討。

研究深海的潮波運動，一般係採用球面坐標系統，但在非線性效應顯著的淺水海域，潮波的運動方程則宜採用卡氏直角坐標系統表示(林等，2000)。按照潮波運動具有水平尺度遠大於垂直尺度的本質特性，透過水深平均，因此，可得平面二維的潮波運動及連續方程分別為

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} = fV - g \frac{\partial}{\partial x} (z - \bar{z}) + A_H \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) - kU \dots\dots\dots(4.1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} = -fU - g \frac{\partial}{\partial y} (z - \bar{z}) + A_H \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) - kV \dots\dots\dots(4.2)$$

$$\frac{\partial z}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (UD) + \frac{\partial}{\partial y} (VD) = 0 \dots\dots\dots(4.3)$$

式中， (x, y) 分別為以東向與北向為正向之直角坐標， U 、 V 分別為潮流在正東及正北向的流速分量， $D = h + z$ 為總水深， h 為靜水深， z 為波動值， $f = 2w \sin j$ 為科氏力參數， $w (= 7.29 \times 10^5 \text{ s}^{-1})$ 為地球自轉角速率， j 為地球面的緯度， A_H 水平渦度係數， k 為底床摩擦係數， \bar{z} 代表

因強迫力的引潮勢所引致的靜力潮高(或可稱為平衡潮高)。

在等深矩形海峽海域內，定義正東向順沿矩形海峽之長軸，於忽略非線性、引潮力及渦粘度擴散等效應，而僅考量科氏力及摩擦力之作用下，則潮波的運動及連續方程式可分別簡化為

$$\frac{\partial U}{\partial t} - fV = -g \frac{\partial z}{\partial x} - kU \dots\dots\dots(4.4)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + fU = -g \frac{\partial z}{\partial y} - kV \dots\dots\dots(4.5)$$

$$\frac{\partial z}{\partial t} + h \frac{\partial U}{\partial x} + h \frac{\partial V}{\partial y} = 0 \dots\dots\dots(4.6)$$

針對具有頻率 s 的特定單一分潮潮波，令其波動及流速為 $(U, V, z) = (u, v, V) e^{ist}$ ，且配合潮波運動特性之描述，令 $c = \sqrt{gh}$ ， $m = k/s$ ， $V = Ae^{ax+by}$ ，因此可解得潮波運動的分散關係為

$$a^2 + b^2 + \frac{s^2(1-im)^2 - f^2}{c^2(1-im)} = 0 \dots\dots\dots(4.7)$$

$$a = \pm i \frac{s}{c} \sqrt{1-im} ; \quad b = \pm \frac{f}{c} \sqrt{\frac{1}{1-im}} \dots\dots\dots(4.8)$$

沿著矩形海峽邊岸，再應用流速無穿透之邊界條件：即令 $v = 0$ ，因此，即可解得沿 x 軸正向傳播的潮波，其波動與流速之時空變化分別為

$$z_+ = Ae^{-y} \text{Cos}(J - st) \dots\dots\dots(4.9)$$

$$U_+ = \frac{gA}{c} \frac{1}{\sqrt{p}} e^{-y} \text{Cos}(J - st - d) \dots\dots\dots(4.10)$$

式中，

$$y = a_1x + b_1y ; \quad J = a_2x + b_2y \dots\dots\dots(4.11)$$

$$a_1 = \frac{s}{c} \sqrt{\frac{p-1}{2}} ; b_1 = \frac{f}{c} \sqrt{\frac{p+1}{2p^2}} \dots\dots\dots(4.12)$$

$$a_2 = \frac{s}{c} \sqrt{\frac{p+1}{2}} ; b_2 = \frac{f}{c} \sqrt{\frac{p-1}{2p^2}} \dots\dots\dots(4.13)$$

$$d = \text{Tan}^{-1} \sqrt{\frac{p-1}{p+1}} ; p = \sqrt{1+m^2} ; m = \frac{k}{s} \dots\dots\dots(4.14)$$

上列在等深矩形海峽中之潮波波動，當不考量摩擦力時，因其波動與流速，在隨時間的變化上，彼此間並無相位差($d = 0^\circ$)，故是同步的，而具有這種波動型態的潮波，一般即稱為行進潮波。而且，在北半球海域，因 $f \geq 0$ ，故而在 x 軸方向，潮波除具行進特性外，在 y 軸方向，順沿行進方向尚可見波動具有由右而左遞減的特性，具有這種波動特性的行進波動，因其最早係由 Kelvin 所研究得出，故又稱為凱文波(Kelvin waves)。可是，在考量底床摩擦力作用下，其最高潮位和最大流速是不同時發生的，兩者相差一相位角度 d ，且當摩擦力影響最大時， $d \approx 45^\circ$ ，可見，在真實海域中，兩者的相位角差實際應介於 0° 和 45° 之間。此外，由於底床摩擦力之存在與作用，將使 $1/\sqrt{P} < 1$ ，因而亦會使潮流的流速振幅變小，故而潮波的波動形態因此產生變化，亦即其不再只是單純的行進潮波的運動。

沿用以上的解析結果，在等深矩形海峽海域中，若同時存在兩個行進方向相反，但振幅相同的凱文波，則其相交會後的波動： $z = z_+ + z_-$ ，在忽略及考量底床摩擦力作用下，經化簡可分別表示為

$$z = 2A \left[\text{Cosh}\left(\frac{f}{c} y\right) \text{Cos}\left(\frac{s}{c} x\right) \text{Cos}(s t) - \text{Sinh}\left(\frac{f}{c} y\right) \text{Sin}\left(\frac{s}{c} x\right) \text{Sin}(s t) \right] \dots\dots\dots(4.15)$$

$$z = 2A [\text{Cosh}(y) \text{Cos}(J) \text{Cos}(s t) - \text{Sinh}(y) \text{Sin}(J) \text{Sin}(s t)] \dots\dots\dots(4.16)$$

進一步設定此一等深矩形海峽海域之長度為 1200 公里、寬度為 600 公里、平均代表水深為 80 米、代表緯度為北緯 23.5° 、相交會凱文波各別具有 M_2 分潮之週期(12.4296 小時)、底床摩擦係數 $m = 0.2$ ，則依據式(4.15)與式(4.16)計算，可得潮波系統之同潮圖分別如圖 4-1 及圖

4-2 所示。由圖相互對照比較可看出，相交會的凱文波潮波系統，總體上具有逆時鐘方向旋轉的特性，而且只要海峽的長寬尺寸足夠，海域中自然會存在無潮點，且無潮點的位置明顯會因底床摩擦力的作用而偏離中軸線，並隨著沿 x 軸正向距離的增加，偏移程度會增大，亦即無潮點位置具有順時鐘方向旋轉的偏移特性。此外，沿無潮點連線之剖面或沿著岸壁，潮位或潮差的變化，明顯皆具有駐波的型態，且沿岸壁側的潮位或潮差較大，而沿無潮點連線之剖面上，潮位或潮差則較小，因而在海峽中軸線之垂直方向(y 軸向)，旋轉潮波系統會自然產生潮位梯度，進而引致該方向亦具有週期性的潮位波動和水體流動。

4.3 臺灣鄰海內之潮波同潮圖

臺灣鄰近海域的水深地形如圖 4-3 所示。在真實潮波之同潮圖未建置前，莊、江(2000)曾依據中央氣象局預報臺灣沿岸的日滿潮時資料，整理臺灣近海的潮波同潮時圖，如圖 4-4 所示；劉(1996)曾整理臺灣鄰近海域的同潮差圖，如圖 4-5 所示。綜合圖 4-4 與圖 4-5 即為真實潮波的同潮圖。但因圖 4-4 潮波同潮時圖的解析性僅限於臺灣沿岸海域，而圖 4-5 同潮差圖準確性亦有待驗證。為此，本研究將應用真實潮波的水動力模擬結果，重新著手臺灣鄰近海域真實潮波系統的同潮圖建構。

選用臺灣鄰近海域的水動力模擬計算範圍與水深地形如圖 4-3 所示，為真實潮波模擬計算與驗證之需要，因此，本研究計算海域與其邊界上的真實潮波波動特性，係應用 NAO (National Astronomical Observatory) 潮汐預報模式加以準確掌握。而關於 NAO 潮汐預報模式，其係 Matsumoto et al. (2000) 應用衛星測高儀資料，並結合水動力模式與資料同化(assimilating) 技術研發而成。為空間解析度及相關應用性的考量，該模式設計包含環球及區域模式兩部分：環球模式(NAOTIDE) 具有 0.5 度的空間解析度，可針對環球特定海域地點、特定期間之逐時潮位進行預報；而區域模式(NAOTIDEJ) 則可針對日本鄰近之細部海域，進行特定期間之逐時潮位預報，其空間解析度為 5 分，細部海域

包括東經 110 度至 165 度、北緯 20 度至 65 度之範圍。整體模式中，NAO99b 及 NAO99Jb 模式使用 M_2 、 S_2 、 K_1 、 O_1 、 N_2 、 P_1 、 K_2 、 Q_1 、 M_1 、 J_1 、 OO_1 、 $2N_2$ 、 Mu_2 、 Nu_2 、 L_2 、 T_2 等共 16 個主要分潮常數以進行短期的逐時潮位預報；而 NAO99L 模式則使用 Mtm 、 Mf 、 Msf 、 Mm 、 MSm 、 Ssa 、 Sa 等共 7 個主要分潮常數以進行長期逐時潮位預報。張、黃(2001)曾針對 NAO99b 模式進行應用評估，並確認其在臺灣西海岸之短期逐時潮位預報上具有相當的準確性。

配合圖 4-3 所示臺灣鄰近海域之計算範圍，選用二維非線性淺水波水動力數值模式：MIKE21_HD (DHI, 1998)，並應用 NAO 模式之逐時預報潮位設定邊界條件，從而即可針對特定期間(2001 年 7 月)，求得真實潮波在臺灣四周海域內之逐時潮位與潮流變化。圖 4-6 所示分別即為月大、小潮期間，臺灣四周海域在台中港潮位接近乾潮及滿潮位瞬時之部分水動力模擬計算結果。

進一步將臺灣四周海域內模擬計算所得之真實潮波逐時潮位變化，與式(4.15)或式(4.16)相類比，再依循等深矩形海峽內兩相向交會潮波同潮圖之建構程序，擇定 1 日期間之真實潮波逐時潮位變化進行振幅與滿潮時之資料處理，從而可得臺灣四周海域內真實潮波在月大、小潮期間之同潮圖，分別如圖 4-7 及圖 4-8 所示。圖中，紅色實線表示同潮時線，潮時以圖左上標示之計算起始時間為參考基準；而黑實線表示同振幅線，振幅並以公尺為單位。

針對臺灣四周海域真實潮波之同潮圖，首先檢視圖 4-7 與圖 4-8 之同潮時線可知，不論月大、小潮期間，潮波自太平洋海域入射後，會先抵達臺灣東部海岸，然後受地形影響，潮波分別會旋轉而繞行臺灣北部及南部海岸，其中，繞行臺灣北部海岸的潮波，主要旋轉方向為逆時鐘方向，並在宜蘭頭城至淡水麟山鼻間的海岸，展現密集的同潮時線變化，而後即順沿臺灣海峽由北往西南行進；而繞行臺灣南部海岸的潮波，主要旋轉方向則為順時鐘方向，並在高雄至雲林東石間的西南部海岸，同樣亦展現密集的同潮時線變化，不過，其在繞行臺灣南部海岸後，總體上並未順沿臺灣海峽由南往北運行，反而在臺灣海

峽的南端，即約在臺灣淺灘南側之東亞陸架陡變陸架坡上，即與繞行臺灣北部海岸而後向南行進的潮波相匯合，且值得注意的是，在匯合海域的右側，即在澎湖與雲林東石以南至高雄之臺灣西南沿海，潮波的主要旋轉方向，與繞行臺灣北部海岸的潮波相同，依舊保持為逆時鐘方向。儘管如此，圖 4-4 所示真實潮波在臺灣南、北端海岸所具有的快速潮時變化的特性，仍可經由圖 4-7 與圖 4-8 之同潮時線充分予以重現，足證本研究同潮圖的準確性。

將圖 4-2 所示的等深矩形海峽海域同潮圖以逆時鐘方向旋轉 90 度，然後將臺灣海峽海域內真時潮波相匯合與等深矩形海峽海域內半日型分潮潮波相交會之同潮時線變化相對照，由對照比較結果可知，真時潮波與半日型分潮潮波，其同潮時線的變化與密集特性，在臺灣海峽南、北端海域，確實皆具有頗為一致的旋轉潮波型態，不過，在臺灣海峽南端海域，因潮波主要的旋轉方向不同，故可判定，真實潮波的南北向相匯合，應與潮波相交會有所差異與區別。尤其是，相匯合的海域位在臺灣海峽南端海域，其與傳統認知之相交會的海域位在海峽中段海域明顯不同。

其次，檢視圖 4-7 與圖 4-8 之同振幅線可知，在月大、小潮期間，儘管潮波振幅的大小具差異性，但其型態基本上大同小異，且總體的特徵與圖 4-5 所示同潮差圖亦相吻合，再次可證本研究同振幅圖的準確性。特別值得一提的是，在大潮期間，配合同潮時線，則在臺灣北部的基隆近海及在臺灣海峽南端的臺灣淺灘南側海域，明顯可見潮波振幅甚小的兩個近似無潮點。另外，在南、北兩無潮點連線之臺灣海峽縱剖面上，潮波振幅的分布不僅明顯具有駐波的特質，其振幅尚且呈現潮波系統主要由北往南行進的凱文波特特性，亦即順沿行進方向右側(海峽左側)的潮波振幅，將普遍大於左側(海峽右側)。

再將圖 4-2 所示的等深矩形海峽海域同潮圖以逆時鐘方向旋轉 90 度，然後將真時潮波相匯合與等深矩形海峽海域內半日型分潮潮波相交會之同振幅線變化相對照，由無潮點連線左側之對照比較結果可知，臺灣海峽內的真實潮波系統，實際上與理想性等深矩形海峽內的

交會潮波系統是彼此相近似且可相互比擬的。其中，最值得注意的是，兩無潮點的位置與距離。在圖 4-2 之等深矩形海峽中，兩無潮點的直線距離約 650 公里，而在圖 4-7 與圖 4-8 所示的臺灣海峽內，考量其實際形狀與東亞大陸棚架的地形水深，亦可概約得到兩無潮點的弧線距離約 620 公里(莊、江，2005)。至於位置，以南端的無潮點為準，在海峽邊界及底床摩擦力的影響下，可見臺灣海峽內的北端無潮點位，亦如等深矩形海峽一樣，會向兩無潮點連線的順時鐘方向偏移。所以，只要理想性等深矩形海峽內的半日型潮波交會系統，在地形與形狀上能配合臺灣海峽做適當調適(將臺灣西海岸類比為兩無潮點連線)，其即可用以描述臺灣海峽內之真實潮波系統。不過，配合臺灣四周海域的實際水深地形及同潮時線所呈現之潮波匯合特質，在臺灣海峽內，若潮波系統確實具有交會特性，則其構成機制，主要應來自於入射潮波與反射潮波的相交會(Jan et al., 2004；莊、江，2005)。而反射潮波，主要係因潮波繞行臺灣北部海岸，由北而南入射臺灣海峽海域後，受存在於臺灣南、北兩端外海之東亞陸架緣陡變水深地形阻攔所造成。此與傳統認知之潮波經由臺灣南部海岸由南而北行進的繞射波明顯具差異。

4.4 潮殘餘流

潮殘餘流是潮波運動過程中因非線性作用所引起的持久性平均流，一般只有在近岸淺水海域和地形複雜的海灣或河口區，潮殘餘流才比較明顯。

根據不同的表示方法，潮殘餘流通常尚可細分為 Euler 餘流和 Lagrange 餘流兩種。其中，Euler 餘流 (U_R, V_R) 是指特定地點潮流的流速 (U, V) ，其在特定期間或一個週期 T 內，經時間平均所得出之流速大小，即

$$(U_R, V_R) = \frac{1}{T} \int_0^T (U, V) dt \dots\dots\dots(4.17)$$

而 Lagrange 餘流 (U_L, V_L) 則為 Euler 餘流 (U_R, V_R) 與 Stokes 漂移流 (U_S, V_S) 之總和，即

$$(U_L, V_L) = (U_R, V_R) + (U_S, V_S) \dots\dots\dots (4-18)$$

至於 Stokes 漂移流 (U_S, V_S) ，其可依據下列定義計算

$$(U_S, V_S) = \frac{1}{TD} \int_0^T (U, V) z dt \dots\dots\dots (4-19)$$

式中， $D = h + z$ 為特定海域在某一特定時間之總水深； h 為特定海域地點的平均水深， z 為特定海域地點上逐時變化的潮位。

近岸海域內特定物質長期性的傳輸過程，主要係依賴於 Euler 餘流和 Lagrange 餘流的傳輸。但因近岸海域內特定物質的運移方向，實際上與水質點的運動軌跡具有緊密性地關聯，故而對探討近岸淺水海域的物質運移過程而言，Lagrange 餘流應較 Euler 餘流更具有直接的意義 (林琿 等，2000)。此外，在近岸海域內，與潮餘流相對應的水位變化，稱為潮餘水位，其為潮位在一個潮汐週期內的時間平均值，該值的大小，並與海平面的變化有關。

4.5 潮流與可能形成潮殘餘流之機制

透過二維非線性水動力模式的應用，本研究針對臺灣四周海域的真實潮波系統，可求得具高解析性與高準確度的同潮圖，如圖 4-7 與圖 4-8 所示。進一步觀察同潮圖可知，臺灣四周海域的真實潮波系統，明顯具有相向行進凱文波相交會之旋轉潮波特性，即真實潮波自太平洋海域由西向東入射臺灣東部海域後，其在環島海域的旋轉以逆時鐘方向為主，在臺灣海峽海域內，主要的行進方向因此為由北而南，並會與繞經臺灣南端海岸而直接西行之入射潮波，在臺灣海峽南端的臺灣淺灘南側海域相匯合。整體旋轉潮波系統，受東亞大陸棚架緣的突變地形水深影響甚顯著，因此，在臺灣海峽南北兩端海域，皆有旋轉潮波系統之無潮點存在，其中，北端的無潮點恰位在基隆近海，而南端

的無潮點則形成於澎湖群島南側，並約位於臺南將軍與七股外海。

此外，從圖 4-7 與圖 4-8 中尚可觀察到，環繞臺灣環島海域的旋轉潮波系統，其南北兩無潮點的強弱性(明顯度)，實際上會隨月大、小潮期間的潮波特性而變動，此意謂著不僅潮波的波動水位高低會逐月變化，其所相對應的潮流流速大小亦會逐月而有所不同。故依據式(4.18)或式(4.19)，就臺灣環島特定海域的潮流流速而言，積累其長期間的往復流動變化，必將因此而衍生具有平均流特性的潮殘餘流。

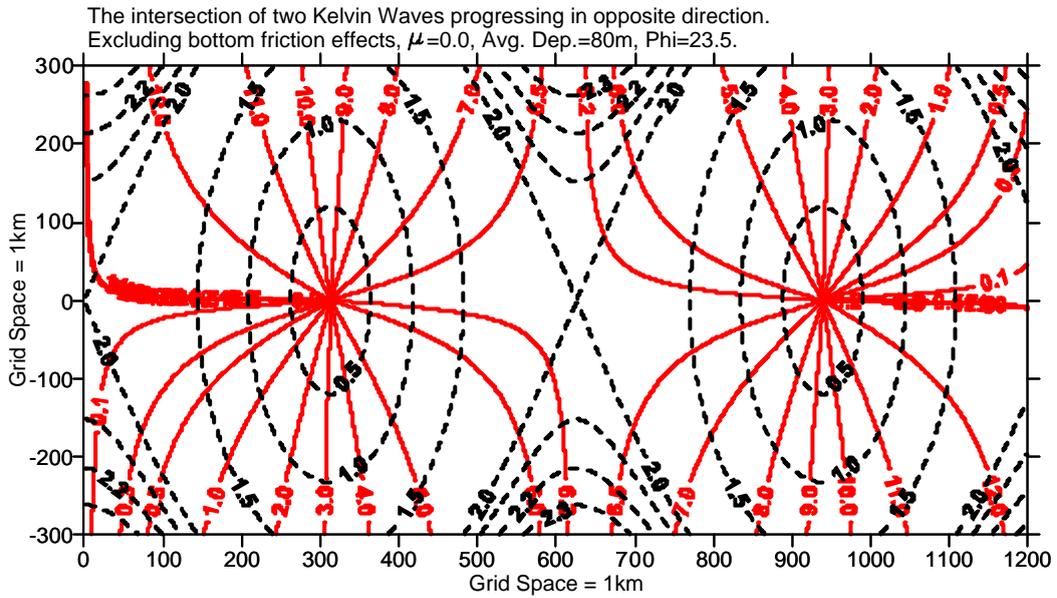


圖 4-1 忽略底床摩擦力作用之矩形海峽內凱文波交會之旋轉潮波系統同潮圖
 (黑：同振幅線；紅：同潮時線)

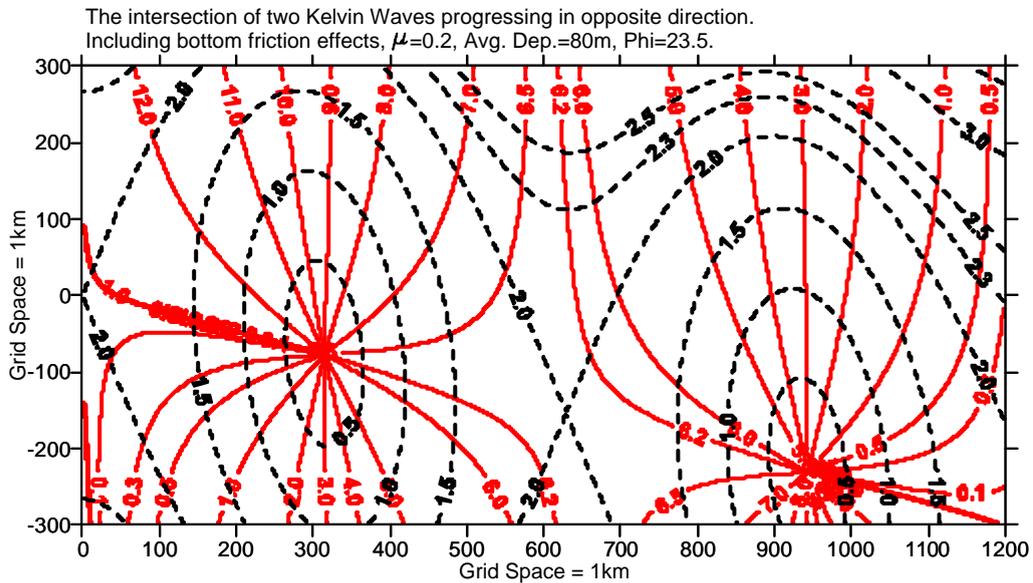


圖 4-2 考量底床摩擦力作用之矩形海峽內凱文波交會之旋轉潮波系統同潮圖
 (黑：同振幅線；紅：同潮時線)

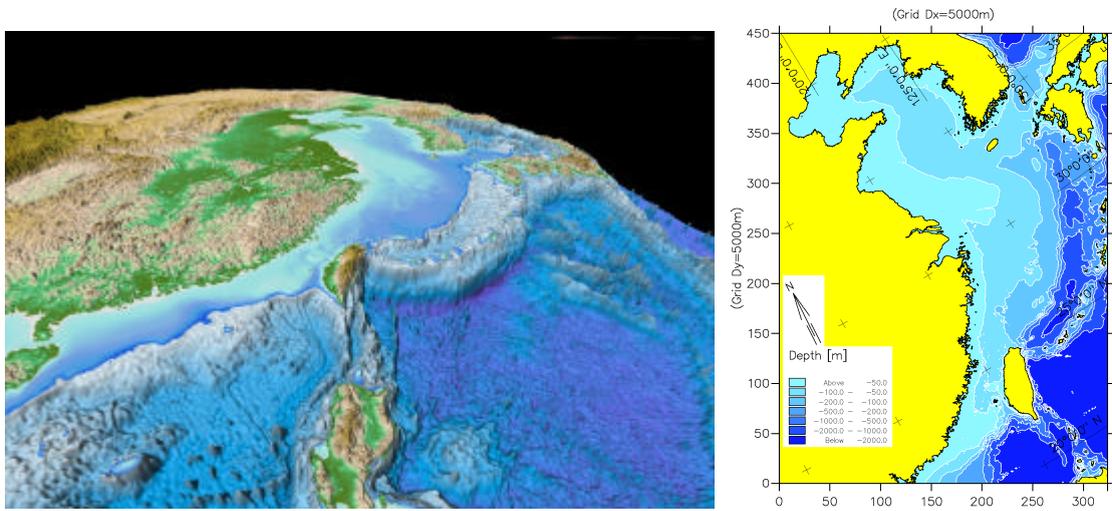


圖 4-3 臺灣鄰近海域的水深地形(左)及真實潮波模擬計算的海域範圍(右)

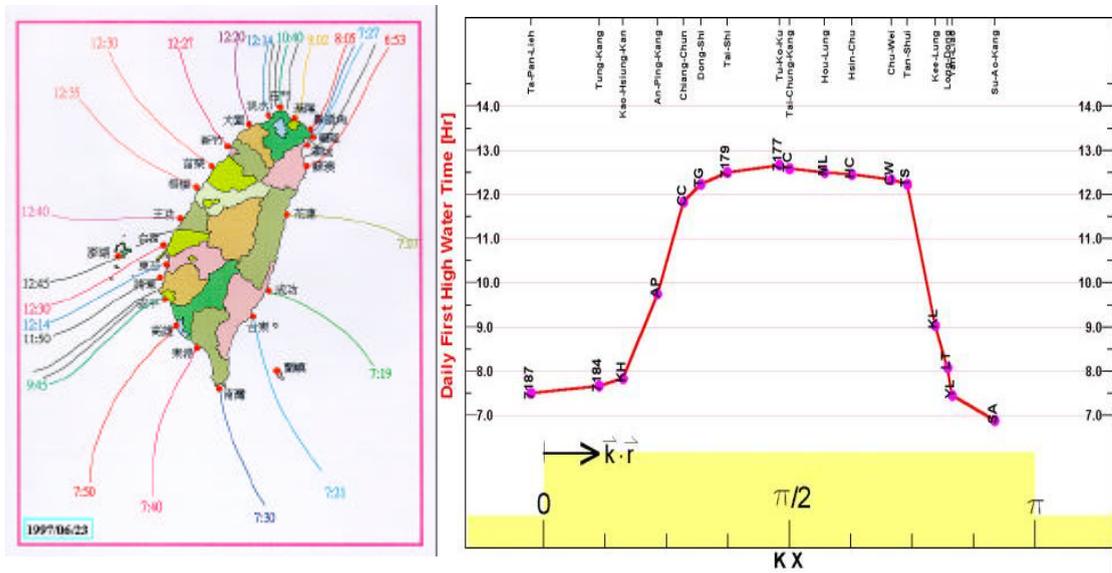


圖 4-4 臺灣環島沿岸海域依據中央氣象局 1997 年 6 月 23 日預報資料所整理之日滿潮同潮時圖(左)及沿岸潮時變化(右)

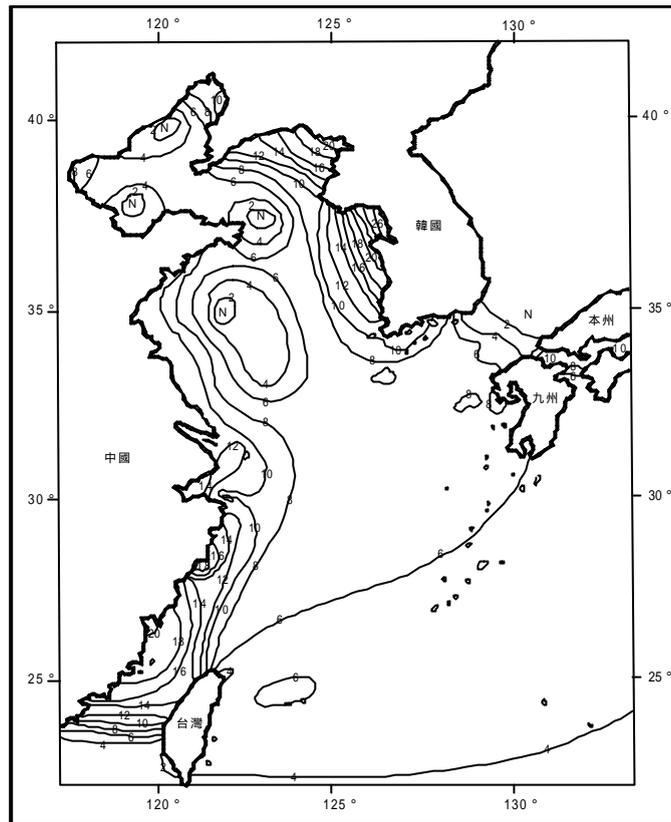


圖 4-5 臺灣鄰近海域之同潮差圖(單位：呎)

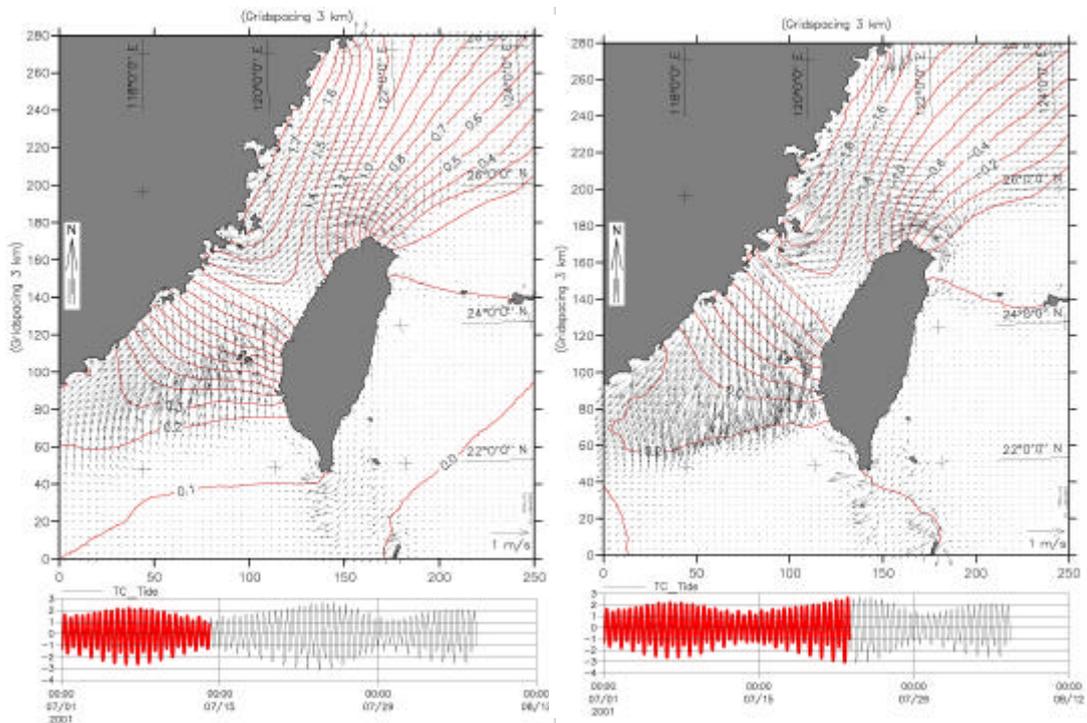


圖 4-6 臺灣四周海域月大小潮期間台中港接近乾潮及滿潮位瞬時之逐時潮位與潮流變化

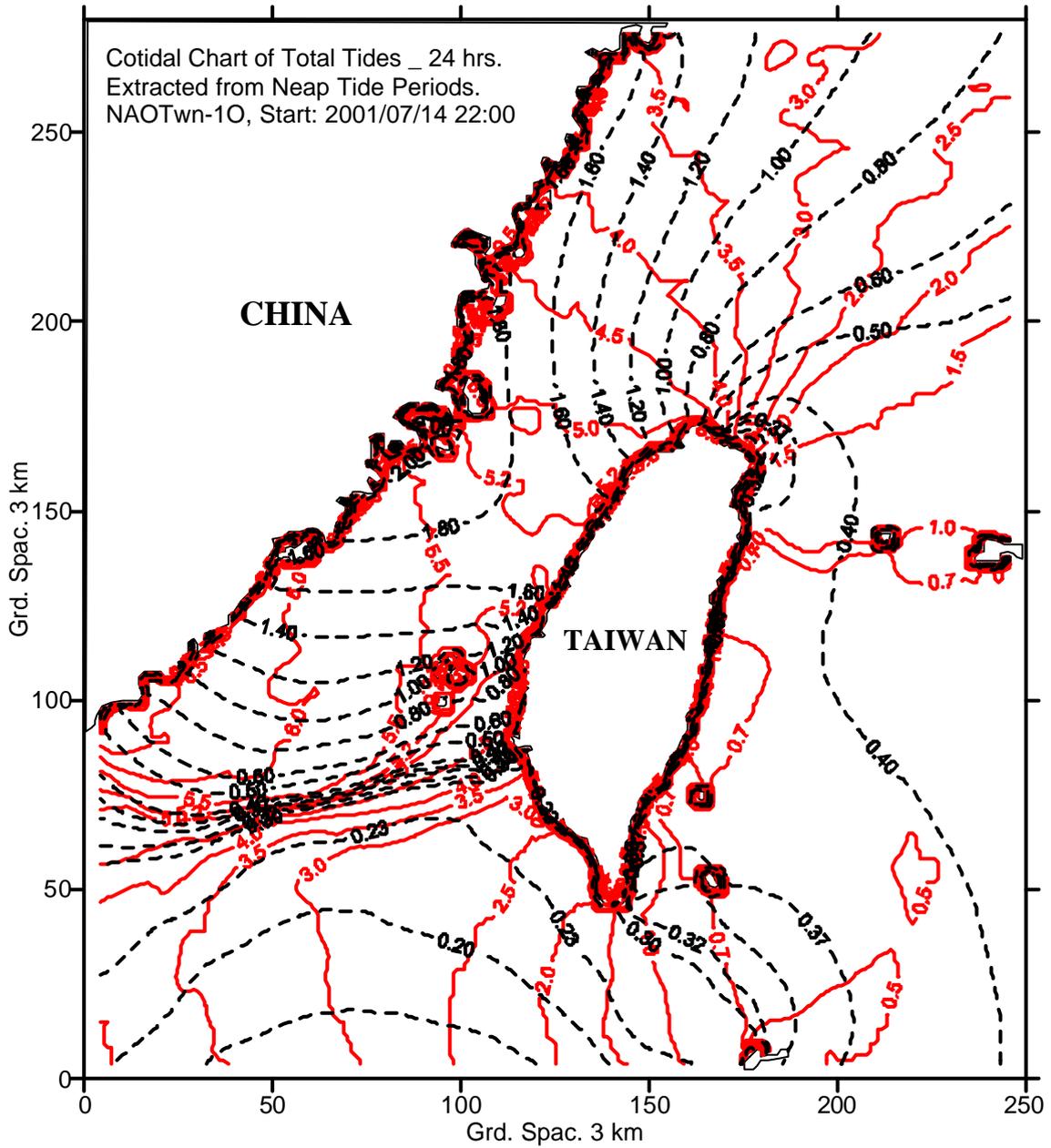


圖 4-7 臺灣四周海域月小潮期間之同潮圖(黑：同振幅線；紅：同潮時線)

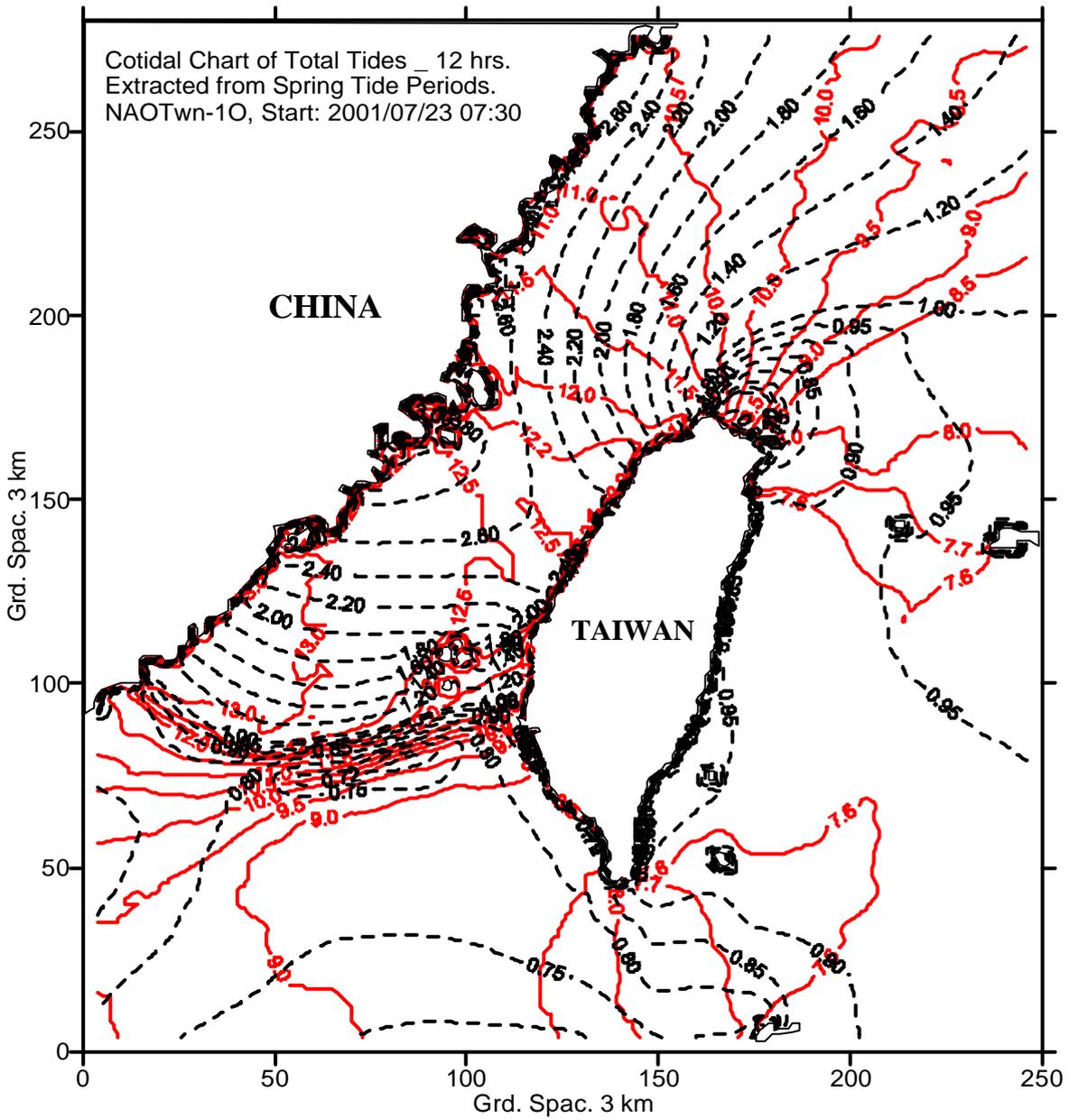


圖 4-8 臺灣四周海域月大潮期間之同潮圖(黑：同振幅線；紅：同潮時線)

第五章 潮殘餘流與長期性海岸的沖淤

5.1 臺灣環島海岸之沖淤課題

「綠色矽島」及「藍色國土」為政府對我國領土的建設目標。臺灣四面環海，海岸線的總長度約 1,600 公里，陸域國土面積約 36,000 平方公里，每單位面積擁有的海岸線長約 44 公尺，雖較丹麥及日本等國少，但比美、英、荷等國為高，尤其是我國領海面積約達 17 萬平方公里，「領海」約為「領土」的 4.72 倍，因此，海域環境不僅創造了廣大美麗的「藍色國土」，同時也提供了許多資源、能源和遊憩活動空間。不過，在海域環境與資源尚未能透過環境調查及科學研究完全予以充分瞭解掌握之情況下，過度開發、超限利用、過當保護與過多冒然「人為因素」的介入干擾，在「近岸海域」仍難免會因「預防」與「救濟」相關措施及對策尚未臻週全完備而導致「民生」、「環境」及「生態」等「近岸災害」(蔡丁貴等，2002)。鑑此，為近岸災害防救的需要，也為「藍色國土」環境、資源、能源和遊憩活動空間的充分經營、有效管理及永續利用，政府對「藍色國土」相關之調查與研究，其投注的各類人力與物力資源皆應是「前瞻的」、「全面的」、「週詳的」、「整合的」、「有效的」、「即時的」、「永續的」。

臺灣環島海岸，由於東亞大陸棚架緣的地理自然環境，促使潮汐與潮流皆具有特殊性，加上季風與颱風波浪等天然的海氣象條件，以及過去數十年間之海岸超限開發利用與河川整治等因素影響，致使政府各相關部門與單位，迄今必需面對海岸長年沖蝕的課題。

眾所週知，海岸的侵蝕變遷，主要係因近岸海域漂沙運移輸送不平衡所導致。而影響近岸海域漂沙輸送運移不平衡的因素，除颱風暴潮巨浪沖襲、季風波浪作用、海岸港灣或海埔地的過度開發、超限利用或過當保護等導致近岸海域近岸流系統短期局部變化而引起海岸前灘之中、小尺度沖蝕(許、張，2001)外，潮流長期大規模攜運所引起近

岸海域漂沙輸送運移不平衡，應為海岸與近岸海域大尺度地形變化及侵蝕變遷之最重要原因(林 等，2000)。

針對臺灣環島海岸之侵蝕變遷，國內學者專家近年來多已積極主張「永續經營」對策並建議採用柔性近自然工法以進行整體海岸之防護與保育(黃，2000；許、張，2001；郭、簡，2001)。只是限於海岸漂沙與海氣象資料之充實性，「沙從那裡來？」或「沙到那裡去了？」常是評估與執行海岸防護保育對策所必須優先面對之課題(郭、簡，2001)，而欲有效面對此一課題，則尚有賴於臺灣環島近岸海域大尺度自然沖淤趨勢與長期漂沙移運優勢方向的準確掌握。

5.2 臺灣環島海域的地形水深與沖淤變遷

依據國家海洋科學研究中心測量及整理所得之數位化水深資料，臺灣環島近岸海域之地形水深如圖 5-1(詹，2002)所示。由圖上色階或水深等值線變化可看出，在臺灣環島近岸海域存在有海脊、海谷、深溝、隆起等複雜的地形構造。其間，在臺灣海峽之中北部，明顯可見兩個呈東北－西南走向的凹陷，在桃園外海的凹陷稱為「觀音凹陷」，最深處水深超過 80 米；鄰近烏坵海域南側的凹陷稱為「烏坵凹陷」，水深較淺；在海峽中間，由彰化、雲林海岸向西北延伸約達臺灣海峽中線附近且呈東西走向的水下隆起沙體地形稱為「雲彰隆起」，水深約在 50 米以內；在臺灣海峽的南部海域，於澎湖群島與嘉義海岸間存在有俗稱黑水溝的「澎湖水道」，此海溝水道北由「雲彰隆起」南側起，向南呈喇叭狀開口，水深由北端 60 米起往南驟增，水道開口端水深可約達 1000 米；於澎湖水道以西及臺灣海峽西南端海域尚有一片淺灘地形，俗稱「臺灣灘」，淺灘上水深僅約 20 米左右。以上所述存在於臺灣環島近岸海域的凹陷、深溝、淺灘及水下隆起沙體等地形，不僅會對臺灣海峽的海流型態造成很大的影響(詹，2002)，其地形構造型態與其上的沉積物及沉積層厚度，更是本研究探討臺灣環島海岸沖淤變遷及長期漂沙移運優勢方向的重要指標。

另外，依據實際調查及測量資料統計分析顯示，臺灣環島海岸，除部分礁岩海岸外，其餘大部分皆陳現沖蝕趨勢(張、黃，1997；歐等，2001；郭、簡，2001)，如圖 5-2 所示。從傳統之波浪作用及輸沙平衡之觀點出發，仔細觀察圖 5-2 可知，位於臺灣西部之海岸，由於較少直接面對颱風巨浪或季風波浪之經常衝擊，因此，海岸發生沖蝕之區段普遍較其他海岸和緩，部分海岸區段甚致尚存在有淤積之趨勢，儘管如此，分別位於臺灣西部海岸南、北兩端之懇丁及淡水海岸，仍呈現明顯之侵蝕。

5.3 臺灣環島海域的海流與潮流

海流及潮流是近岸海域漂沙長期運移的主要動力。為探討臺灣環島近岸海域大尺度海岸的自然沖淤趨勢與長期漂沙運移的優勢方向，因此有必要先瞭解臺灣環島近岸海域的海流及潮流特性。

在實測海流特性方面，台大海洋研究所莊文思、王冑等教授曾使用錨碇海流儀直接進行臺灣海峽海流的量測，並依據量測分析結果證實臺灣海峽的海流經年向北流，惟於冬季東北季風強盛時，偶而有南流的現象(王，2002)。在 1999~2001 年期間，海研一、二、三號研究船曾進行臺灣海峽的海流觀測，國家海洋科學研究中心王玉懷博士針對觀測結果分析(王，2002)，所得的平均流場如圖 5-3 所示；圖 5-4 所示則為台大海洋研究所唐存勇教授等為測量黑潮洋流所彙整得到臺灣環島海域冬、夏季全年平均之海流流場(劉，2002)。由圖 5-3 及圖 5-4 綜合觀察可清楚看出，除黑潮洋流以甚強的流速順著臺灣東部海域由南往北流外，臺灣海峽的海流年平均也確實是由南往北流動，流速在臺灣這一側明顯比靠大陸側強，在澎湖水道中較強流速可達 40 cm/s，海流北上通過雲彰隆起處，會受淺灘阻擋而偏流，之後又貼回臺灣西北部海岸。另由平均流及水深計算，可得臺灣海峽全年的平均流量為 1.8 Sv($10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)，其中約有一半是流經寬約 30 公里的澎湖水道，另一半則流經寬度超過 130 公里的臺灣淺灘，因此，前者水流湍急，而後者水

流則較為和緩(王，2002)。

在臺灣環島近岸海域潮流的數值模擬計算方面，交通部運輸研究所港灣技術研究中心(莊、江，2000~2005)結合中國大陸、韓國、日本、及菲律賓等國部分鄰近臺灣驗潮站的預報資料，於含括大、小潮之半月期間內，應用水深積分後之二維非線性淺水波水動力計算模式 MIKE21_HD (DHI,1996)，可得臺灣環島近岸海域，在一潮汐的漲退週期內，潮流之計算流場分別如圖 5-5 至圖 5-7 所示。圖中，潮位以台中港為參考基準，色階表示計算海域潮位的高低；箭矢則表示潮流之大小及方向。

觀察圖 5-5 至圖 5-7 可知：臺灣環島近岸海域之計算潮流，受東亞大陸棚架地形的影響甚為顯著，故在臺灣海峽南、北端的大陸棚架緣以及懇丁、將軍、淡水及富貴角等海域，潮流的流速普遍甚強，而在臺灣海峽中段的台中、臺灣西南部的高雄以及臺灣東部海域，潮流的流速普遍皆甚弱。此外，當台中港潮位自滿潮退降至乾潮期間，潮流會從海峽中段分別向南、北兩端開口以極強的流速輻散流出；而當台中港潮位自乾潮漲升至滿潮期間，潮流會分別從臺灣海峽之南、北端開口以甚快的流速流入，並向海峽中段海域匯聚。

此外，針對臺灣環島近岸海域漲退潮期間之計算潮流而言，參考圖 5-8，值得特別注意的是，因潮流的非線性本質及因局部海岸地形的影響，潮流分別自臺灣海峽南、北端開口流出的速度平均將比流入快，因此，在臺灣環島近岸海域看似極具週期性往復流動的潮流，仍會衍生具特定流速與方向的潮殘餘流。

5.3 臺灣環島海域的水下大型沉積沙體

為更全面深入地掌握臺灣環島近岸海域的沖淤趨勢，配合臺灣環島近岸海域實測的平均流與模擬計算的潮流特性，依據 1998 年我國聯合勤務總司令部測量署製繪五十萬分之一比例尺之「臺灣省全圖」，如

圖 5-9 所示，從圖中由南而北以順時針方向圍繞臺灣環島近岸海域，觀察白色階之 50 米內等深線可發現：

- (a) 在臺灣南部懇丁南灣海域，存在有一朝西之魚尾型水下沙體，此魚尾型之水下沙體，由於其存在之水深深達 50 米，應遠非波浪作用所能影響，故本研究推論其應係臺灣南端海域因潮流衍生地形殘餘流之恒常運移作用所造成。
- (b) 在臺灣南部高屏溪及東港溪河口，於聯結高雄港一港口、枋寮、及小琉球島之三角形海域內，存在有一寬敞之弧形水下沙體，由於本區海域潮流流速甚弱(莊、江，2000)，故本研究推論此弧形水下沙體應與高屏溪及東港溪河流之輸砂沉積直接相關，只是受高屏溪口外之高屏峽谷影響，弧形水下沙體因此於小琉球島北側顯現一海溝型態之缺口，此外，沿著澎湖水道北上，自高雄港第一港口至嘉義濁水溪口間，水下沙體之寬度普遍甚大，且有由南向北遞增之趨勢，鑑於本區海域經常波浪之波高一般並不大，因此，本研究推論自台南七股海岸以北海域，潮流應為影響水下沙體型態之主要因素，且因潮流衍生地形殘餘流之優勢運移方向應是由南而北。
- (c) 在臺灣中西部海域，於彰化、台中海岸外，存在有一形狀非常清晰之三角形大型水下沙體，此即為「雲彰隆起」，依據臺灣環島半日型潮波之共振理論(Lin et al., 2000)及共振潮波顯現之部分重複駐潮型態(莊、江，2000；Juang et al., 2001)可知，雲彰隆起恰約位在部分重複駐潮之腹點(anti-node)海域，雖然本海域冬季風浪較大，但因季風浪引起之近岸流勢難影響水深及於 50 米之水下沙體沉積，因此，本研究由駐潮腹點潮流應具弱流速且應充分展現輻散聚合特性，推論雲彰隆起水下沙體之形成，應係臺灣海峽內駐潮腹點潮流之恒常輻散匯聚運移作用所直接造成，此外，雲彰隆起水下沙體之存在規模與其變化，應可作為臺灣西部海岸發生沖淤，而究竟「沙從那裡來」、「沙往那裡去」等相關疑問之闡釋輔助。

- (d) 在臺灣西北部淡水河口海域，甚至南達桃園、新竹海域，50 米等深線以內之水下沙體寬度普遍較臺灣西南部海域狹窄，尤其在淡水河口海域外，原應有發達之沙舌型(salient)水下沙體，不過，在本海域內未明顯呈現，殘存之遺蹟僅可見於「觀音凹陷」與桃園之北部海域間，因此，本研究推論臺灣西北部海域之潮流仍應為影響水下沙體存在型態之重要因素，且因潮流衍生殘餘流之優勢運移方向也應是由南往北。
- (e) 在礁岩型之臺灣北部海域，50 米等深線以內之水下沙體與臺灣東部海域類似皆不發達，僅管如此，在鼻頭角北部海域仍清楚可見 200 米等深線之沙舌型水下沙體沉積，復依據臺灣環島半日型潮波之共振理論(Lin et al., 2000)可知，臺灣北部基隆海域約洽位於部分重複駐潮之結點(node)海域，由於駐潮結點強盛潮流輻散流速之移運(莊、江，2000；Juang et al., 2001)，因此，本研究推論臺灣北部基隆海域外 200 米等深線之沙舌型水下沙體，應係臺灣西北部及北部海域近岸沙源被潮流衍生地形殘餘流之優勢運移作用所形成之總沉積。
- (f) 在臺灣東北部之宜蘭海域，雖然本海域經常遭受季風與颱風波浪之衝擊，但於正對蘭陽溪口外，即使從 200 米等深線觀察，仍明顯可見一型態完整之沙舌型水下沙體，可見本海域之潮流與因其衍生之地形殘餘流，其流速普遍應甚弱，對水下沙體之沉積型態影響勢必甚為有限，漂沙之優勢運移方向因此應主要取決於波浪之作用，也基於本海域海象水理特性之差異及河口沙舌型水下沙體之完整呈現，故本研究乃可據以推論潮流與其衍生之地形殘餘流對水下沙體之發展與海岸沖淤變遷之長期影響。

勵志俗諺有云：“凡人走過必留下足跡”。對海流與輸沙間的自然因果關係，同理應是：“凡水流過必留下沙痕”。所以，在臺灣環島近岸海域所陳現的大型淺灘或水下沙體，應皆是近岸漂沙長年被海流及潮流運移後，經長期性的沉積所遺留下來的自然痕跡。

5.4 臺灣環島海域的輸沙潛勢與潮殘餘流

在臺灣環島海域，由近岸漂沙長年沉積所形成的大規模水下沙體，因其存在的水深係在 50 米等深線的範圍，部分甚至深達 200 米，所以，因颱風巨浪沖蝕及因風浪作用所引起短期性的近岸流輸送，勢必難以影響近岸漂沙長年的沉積型態。因此，在近岸海域各種足以影響近岸輸沙的可能因素中，潮殘餘流不僅應是近岸漂沙甚為重要的輸運動力，潮殘餘流的大小及方向，更可用以研判海岸長期的變遷趨勢與輸沙運移的優勢方向。

為確認潮殘餘流對近岸輸沙的決定性影響，本研究應用圖 5-5 至圖 5-7 所示臺灣環島近岸海域自 2001 年 7 月 15 日至 31 日含括月大、小潮期間之潮流逐時計算流場，配合 MIKE21_ST 輸沙模式(DHI,1996)，使用 Engelund & Hansen(1976)之總輸沙(total load)公式，經進一步模擬計算後，可得臺灣環島近岸海域半月平均的長期輸沙潛勢(sediment transport capacity)，結果如圖 5-10 所示。圖中，輸沙潛勢的強弱大小，以色階深淡值表示，其單位為每公尺距離內每年以立方公尺計算的輸沙量($m^3/yr/m$)；箭矢長短與指向分別表示長期平均的優勢輸沙量之大小與方向。故而，在局部海域內，若有深藍色階的高輸沙潛勢呈現，將意謂該海域的潮殘餘流運移作用較強勁，並且具有沖蝕(erosion)趨勢；反之，若呈現淺藍色階的低輸沙潛勢，則意謂該海域潮殘餘流的運移作用較微弱，並且具有淤積(deposition)的趨勢。

依據以上輸沙潛勢與潮殘餘流的相關性，從圖 5-10 中，首先觀察臺灣環島近岸海域總體輸沙潛勢強弱的分布變化可知：在臺灣東部、中西部及西南部近岸海域，輸沙潛勢普遍甚小，可見潮殘餘流在該三部分海域的流速甚微弱，故皆應具有近岸漂沙淤積的趨勢，不過，在臺灣東部及西南部近岸海域，由於該二部分海域的水深甚深，故漂沙的沉積不易展現，但在水深較淺的中西部海域，由於近岸漂沙大量的沉積，因此，形成「雲彰隆起」海域的水下沙體；另外，在臺灣西北部及臺灣海峽南端陸架緣海域，輸沙潛勢一般甚大，潮殘餘流在該二

部分海域的流速也甚強勁，故皆應具有海域沖蝕的趨勢，因此，在臺灣西北部海域有「觀音凹陷」及「烏坵凹陷」的形成，而在臺灣海峽南端陸架緣端海域，從地形水深南北縱剖面亦可見陸架緣端附近明顯存在的沖蝕斜坡。將以上臺灣環島近岸海域總體輸沙潛勢所顯示的海域沖淤特性，與圖 5-1 所示的臺灣環島近岸海域地形水深相對照，可確認兩者具有完全相符的趨勢，且潮殘餘流確實在其間扮演甚為重要的角色。

其次，在臺灣海峽海域，因潮殘餘流長期固定大小與方向的持續輸沙作用，導致臺灣海峽長期平均的輸沙優勢方向明顯地為由南往北，此輸沙優勢方向的導出，不僅與臺灣海峽的海流經年是由南往北流的特性一致，以輸沙潛勢大小及方向展現的潮殘餘流，更與圖 5-3 及圖 5-4 所示實測平均海流的分布型態密切地吻合。可見，在臺灣海峽的實測平均海流，實際上可能應是潮殘餘流的展現。此一依據輸沙潛勢大小及方向所作的推論，將待後續研究作進一步的確認。

最後，就局部沿岸海域觀察圖 5-10 的輸沙潛勢變化可得：在臺灣南部的懇丁南灣沿岸海域，可見輸沙潛勢甚大，潮殘餘流之沖蝕作用甚強，因此，該局部海域應具有海岸長期的侵蝕趨勢，且其輸沙的優勢方向主要為由東向西，再與圖 5-9 中所示存在於懇丁南灣海域的魚尾型水下沙體對照，可確認具由東向西優勢作用方向的強潮殘餘流，確實是懇丁南灣海域魚尾型水下沙體形成的主要動力。

在臺灣西南部的屏東、高雄及安平港沿岸海域，輸沙潛勢甚小，潮殘餘流之沖蝕作用極弱，所以，該海域局部海岸的侵蝕趨勢，主要應取決於當地短期的波浪作用，不過，仔細觀察圖 5-10，在屏東小琉球島海域仍可見潮殘餘流的方向為由南往北，而在安平港近岸海域，潮殘餘流的方向則轉為由北往南。

在澎湖南側及澎湖水道海域，相對於臺灣西南部具微小輸沙潛勢的其他海域，本海域普遍具有極高的輸沙潛勢，潮殘餘流之沖蝕作用也極強，最明顯的沖蝕海域大多位於鄰近臺灣海峽南端的大陸棚架

緣，只是，在大陸棚架緣南側，潮殘餘流之優勢沖蝕作用方向主要為南向，而在大陸棚架緣北側，潮殘餘流之優勢沖蝕作用方向反轉為北向，因此，澎湖海域主要的輸沙優勢方向為由南往北，至於「臺灣灘」的形成，可能係因為潮殘餘流北向輸沙潛勢降低，因而導致漂沙的自然沉積。

在澎湖水道海域東側的台南與嘉義一帶近岸海域，仔細觀察圖 5-10 可得，近岸海域的輸沙潛勢有由北往南遞減的趨勢，可見，本段沿岸海域的輸沙優勢方向與澎湖水道西部海域正好相反，在強潮殘餘流的作用下，本段海岸除應具有長期自然的侵蝕特性外，尚可看出沿岸海域輸沙優勢方向主要為由北往南。

在臺灣中西部的彰化、台中及苗栗一帶近岸海域，由圖 5-10 明顯可見，本段海岸的輸沙潛勢甚微小，潮殘餘流的沖蝕作用也極微弱，所以，本段海岸原應具有自然的漂沙淤積趨勢，因此，可能造就「雲彰隆起」的形成，儘管如此，再仔細觀察「雲彰隆起」海域細部輸沙潛勢的變化可得，臺灣中西部海域因潮殘餘流作用所衍生的輸沙優勢方向，總體而言，仍為由南向北，故本段海岸局部發生的侵蝕，主要應係當地短期波浪的作用所導致。

在桃園觀音、淡水至基隆一帶的臺灣西北部及北部近岸海域，觀察圖 5-10 可得，本海域的輸沙潛勢與臺灣西南部的台南至嘉義海域類似，普遍皆具有極高的輸沙潛勢，潮殘餘流之沖蝕作用也最強勁，因潮殘餘流所造成的整體輸沙優勢方向很明顯地為順臺灣北部海岸由南而北再向東，故本段海岸除具有長期的自然侵蝕趨勢外，「觀音凹陷」及「烏坵凹陷」可能也因強勁潮殘餘流的輸沙移運作用而在本海域內發展。

在臺灣北部海岸，從圖 5-10 所示的輸沙潛勢強弱變化觀察可發現，本段海岸的沖蝕以富貴角海域最明顯，不過，在鼻頭角及三貂角附近海域，漂沙仍具有局部淤積的趨勢，因此可能促成圖 5-9 中位在鼻頭角及三貂角北部，水深 200 米海域，沙舌型水下沉積沙體的形成。

在宜蘭沿岸海域，輸沙潛勢甚小，潮殘餘流對輸沙的影響明顯降低，但仔細觀察圖 5-10，在頭城附近的海岸仍應具自然的淤積趨勢。

在臺灣東部的海岸，由圖 5-10 可明顯地看出，本段海岸整體的輸沙潛勢甚微小，潮殘餘流的運移作用應微不足道，故臺灣東部海岸的侵蝕與輸沙優勢方向，主要將取決於當地短期型態的波浪作用。

至於臺灣環島沿岸總體實際的侵淤變遷趨勢，依據圖 5-2(張、黃，1997)可知，臺灣環島沿岸，除部分礁岩海岸外，其餘大部分海岸皆具有長年侵蝕的趨勢。將圖 5-2 與圖 5-9 及圖 5-10 所示的海岸沖淤趨勢相互對照，可得彼此間具有甚高的吻合度，足證本研究從近岸海域輸沙潛勢圖與水下沙體的存在型態觀點出發，不僅可準確地掌握臺灣環島海岸長期沖淤變遷的自然趨勢，透過輸沙潛勢運移方向的展現，更可充分提供近岸海域潮殘餘流的優勢輸沙方向資訊。

基於以上有關輸沙潛勢強弱與運移方向及實際海岸的侵淤變遷趨勢與水下大型沉積沙體型態相關性的初步論證，本研究因此提出臺灣環島鄰近海域的潮殘餘流型態，如圖 5-11 所示。至於其準確性，將有待未來應用新近引進建置之 POM 模式的模擬計算結果，作進一步的釐清與確認。

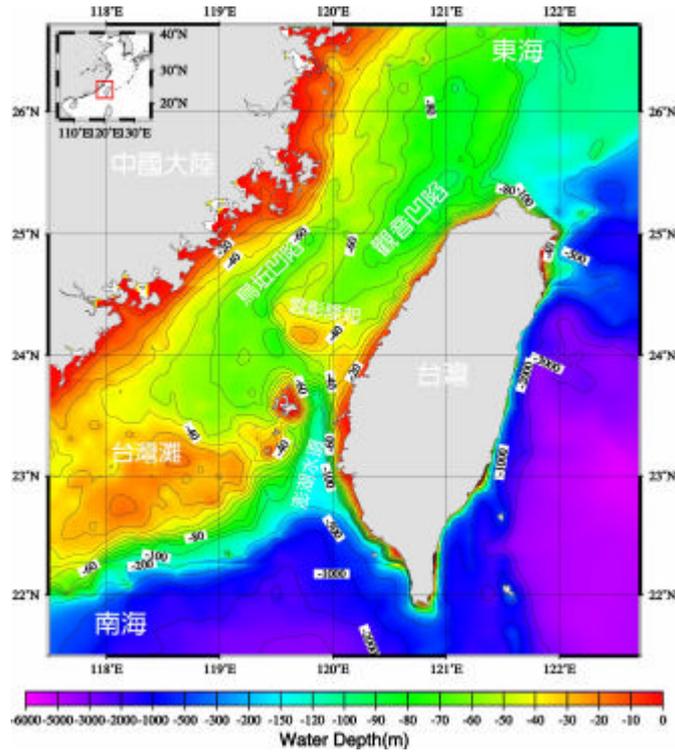


圖 5-1 臺灣環島近岸海域的水深地形(資料來源：詹森，2002)



圖 5-2 臺灣環島海岸的沖淤趨勢分佈(資料來源：張、黃，1997)

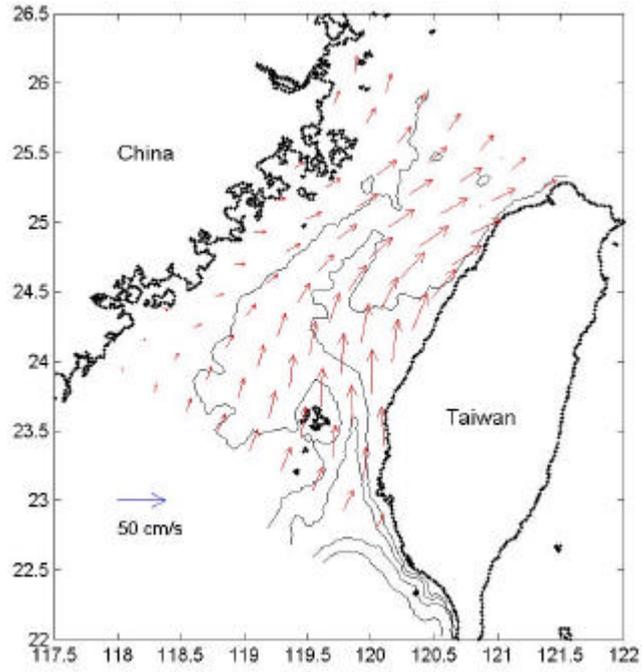


圖 5-3 臺灣海峽海域應用 1999-2001 年 Sb-ADCP 觀測資料分析所得之平均流
(資料來源：王玉懷，2002)

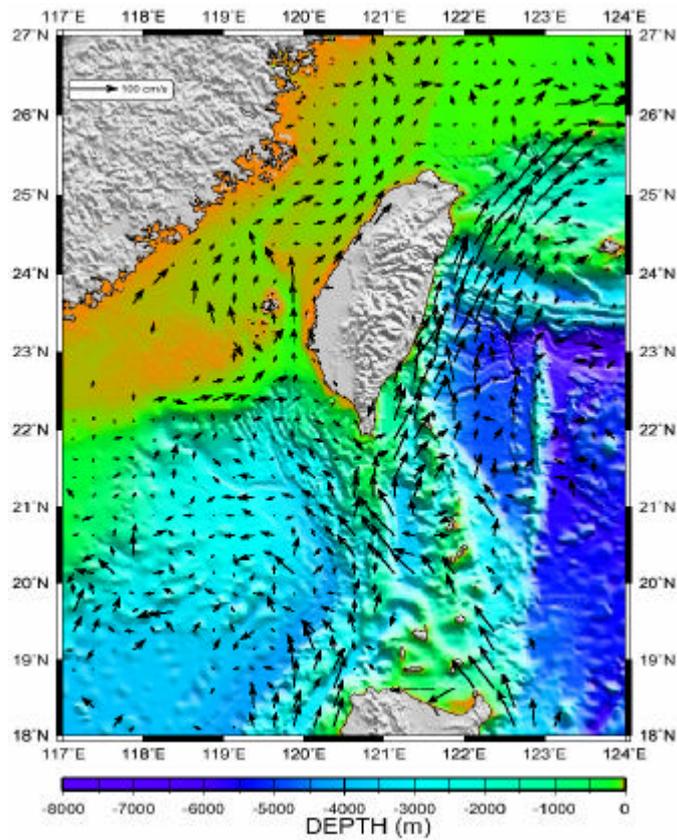


圖 5-4 臺灣環島海域實測之年平均表層海流型態
(資料來源：國家海洋科學研究中心資料庫)

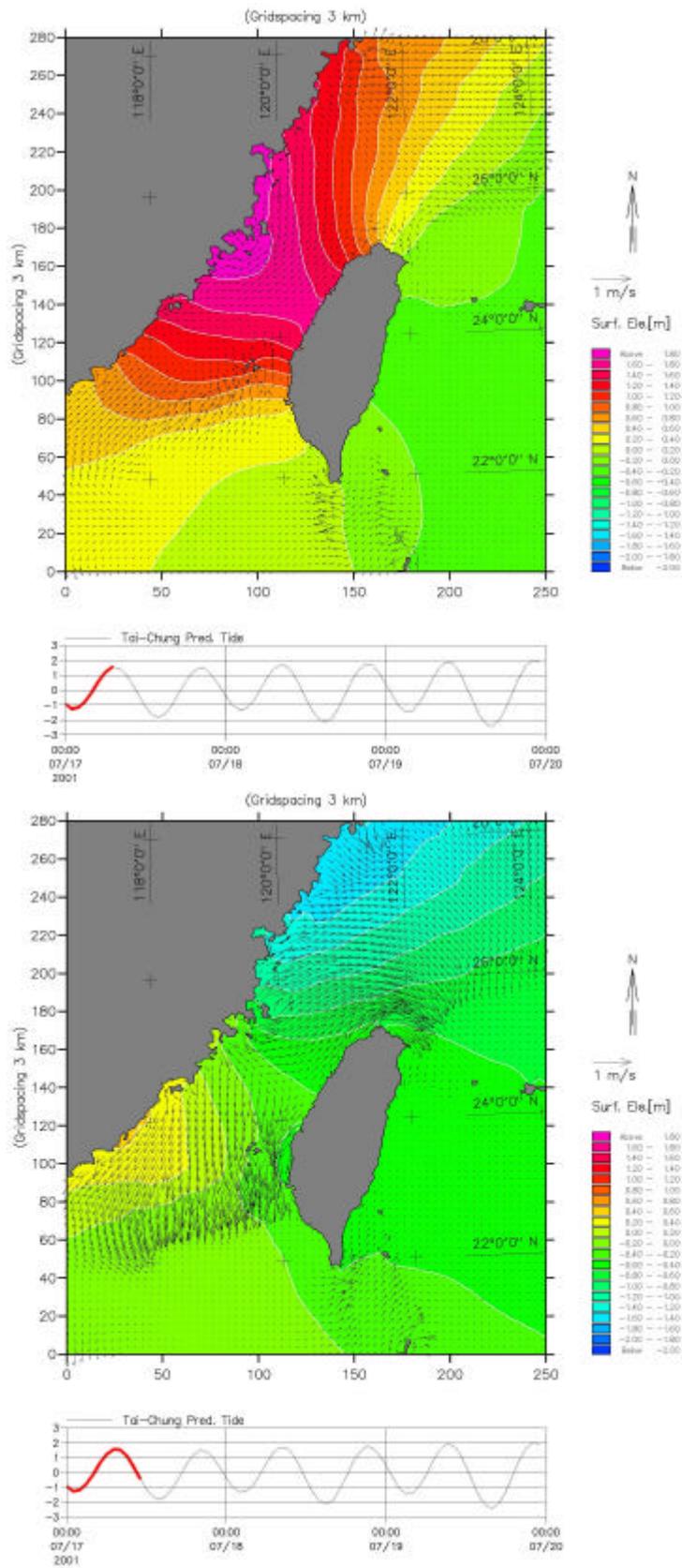


圖 5-5 臺灣環島海域於台中港滿潮(上)與退潮平潮期(下)之潮流模擬計算型態

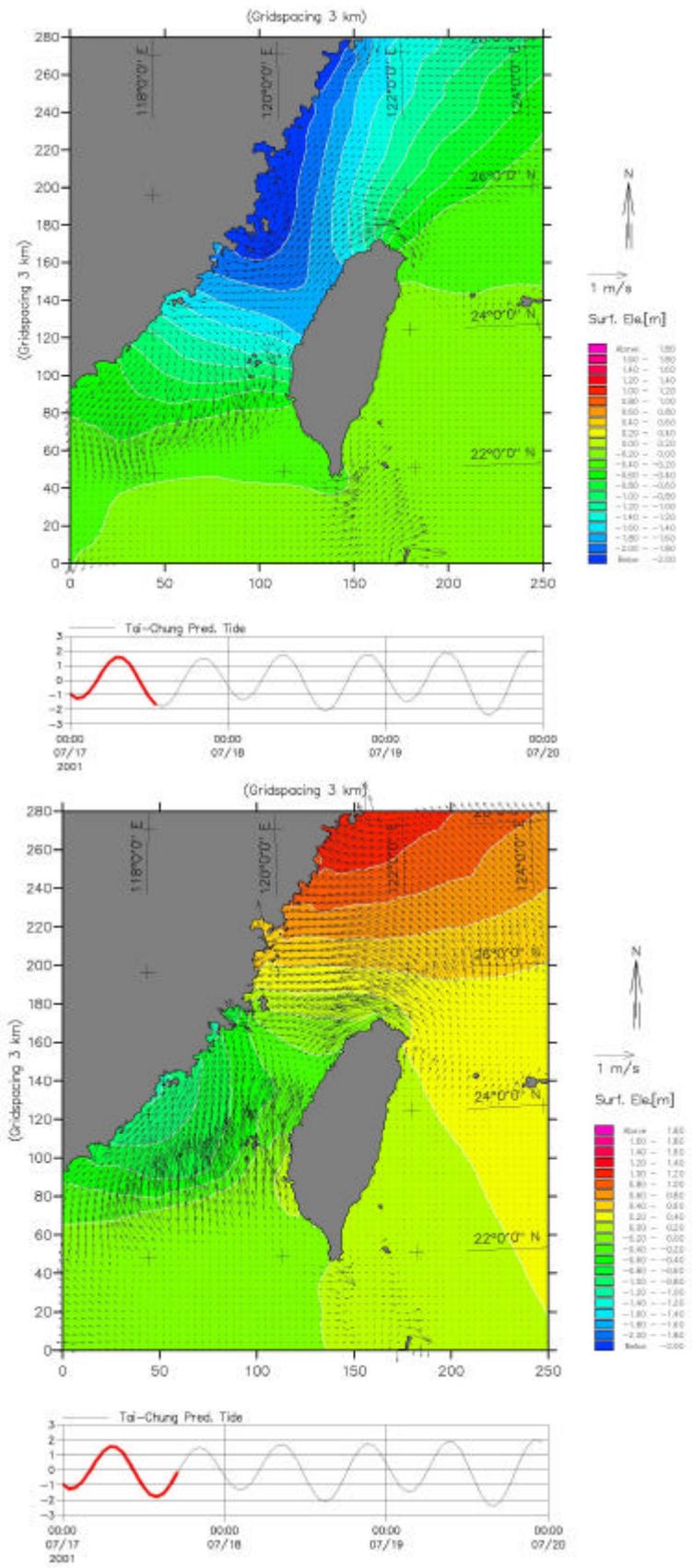


圖 5-6 臺灣環島海域於台中港近乾潮(上)與漲潮平潮期(下)之潮流模擬計算型態

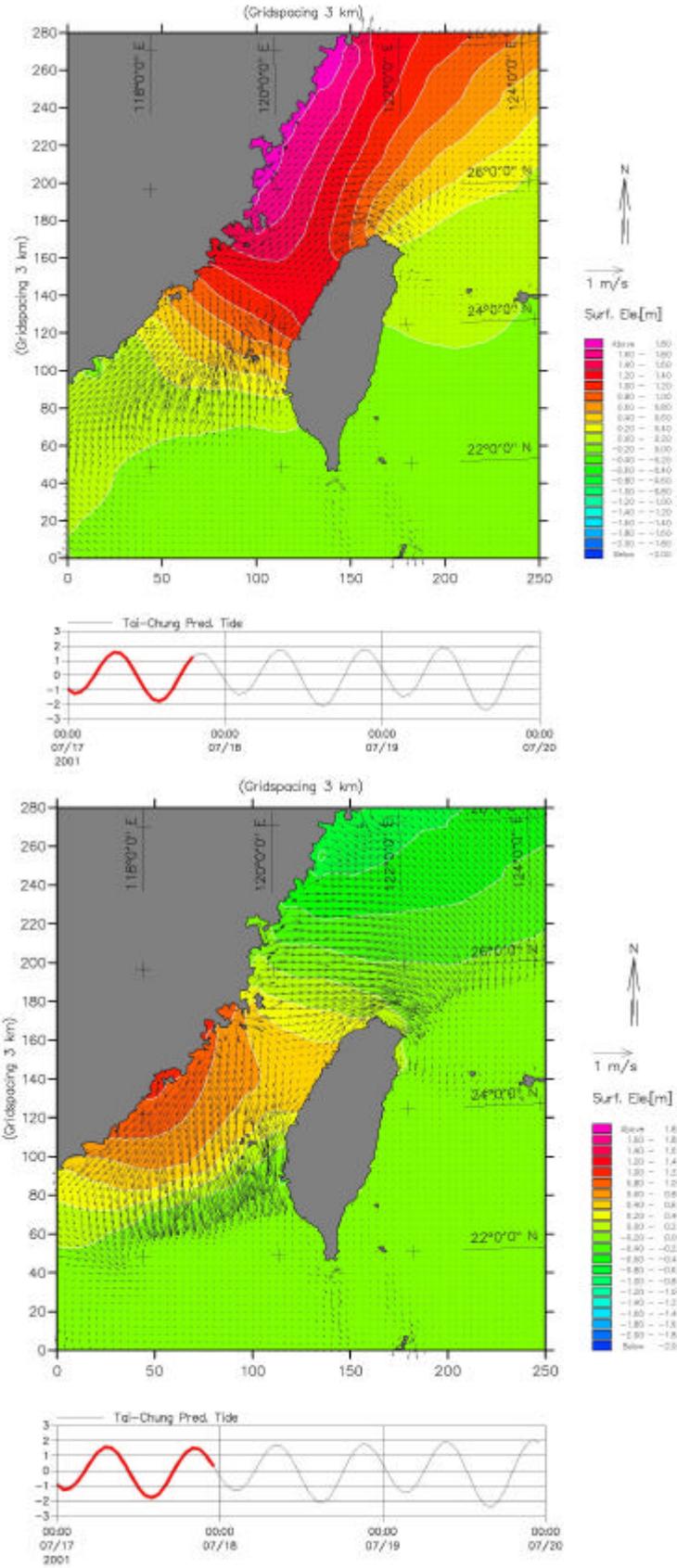


圖 5-7 臺灣環島海域於台中港近滿潮(上)與退潮平潮期(下)之潮流模擬計算型態

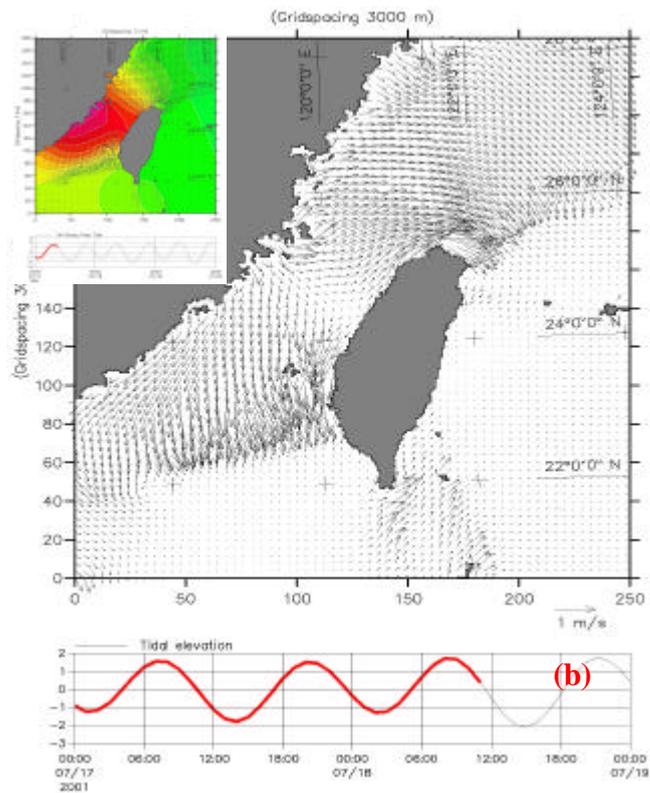
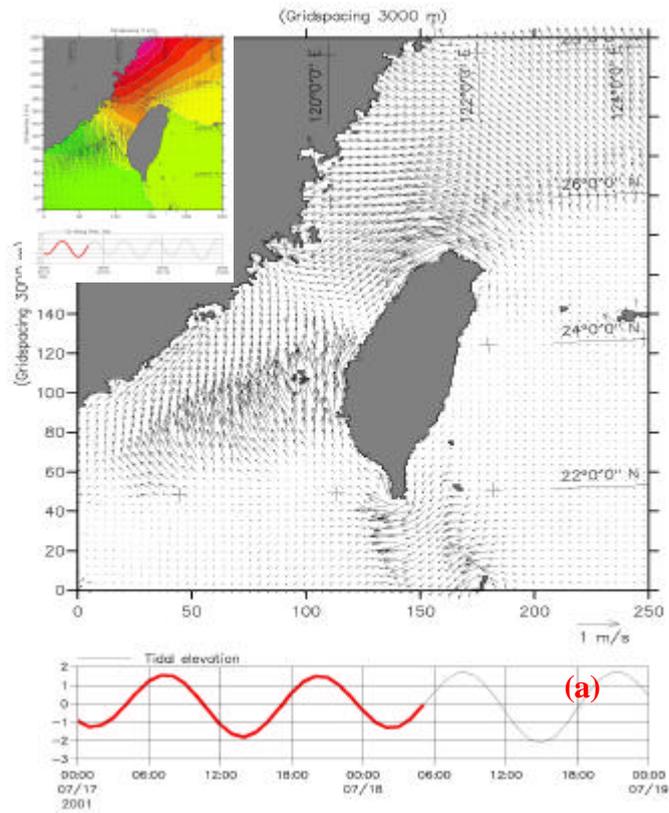


圖 5-8 臺灣環島海域於台中港漲潮(上)與退潮期(下) 計算潮流型態之差異



圖 5-9 存在於臺灣環島近岸海域之水下大型沈積沙體

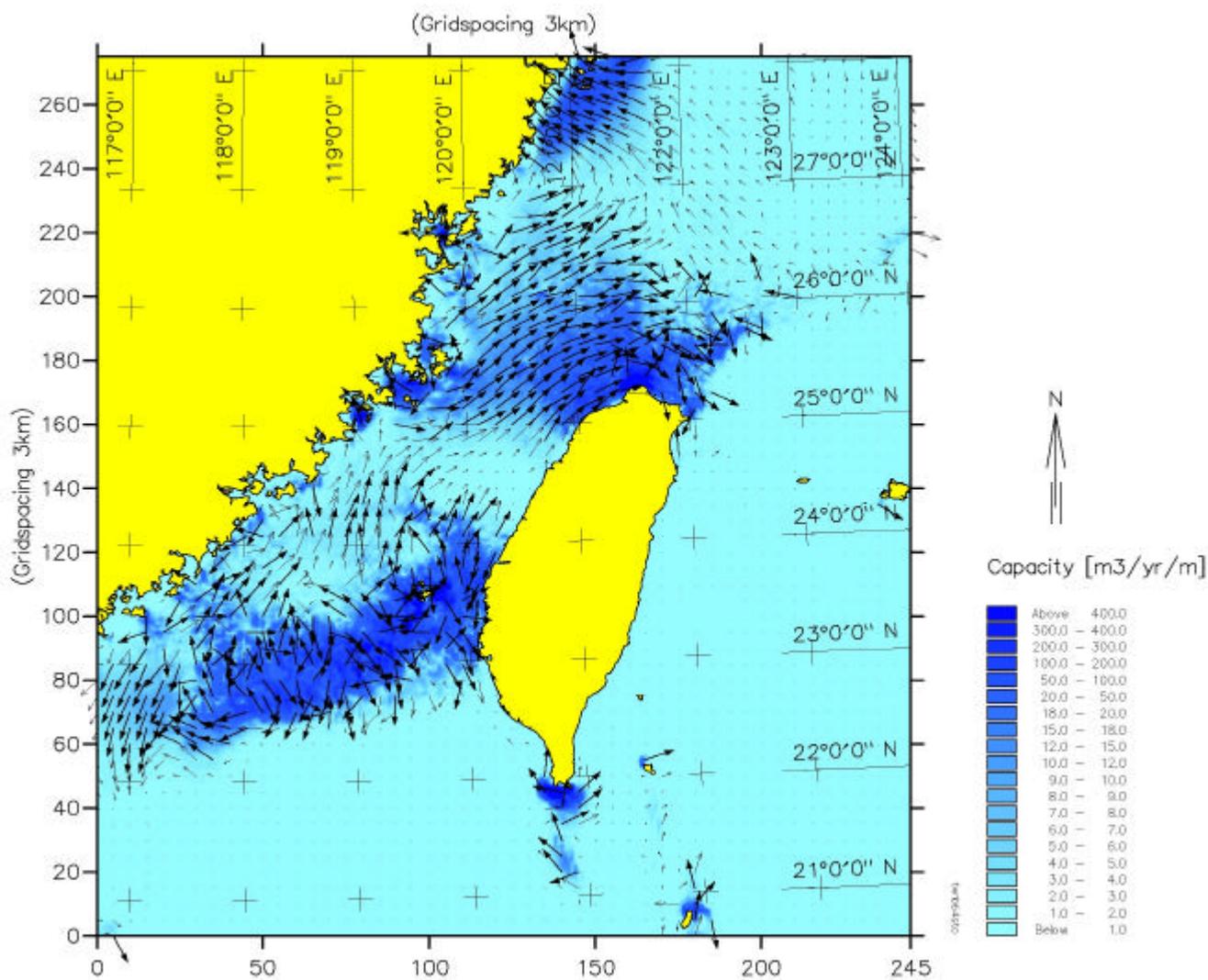


圖 5-10 台灣環島海域輸沙潛勢的強弱分布(色階)及輸沙的主要運移方向(箭矢)

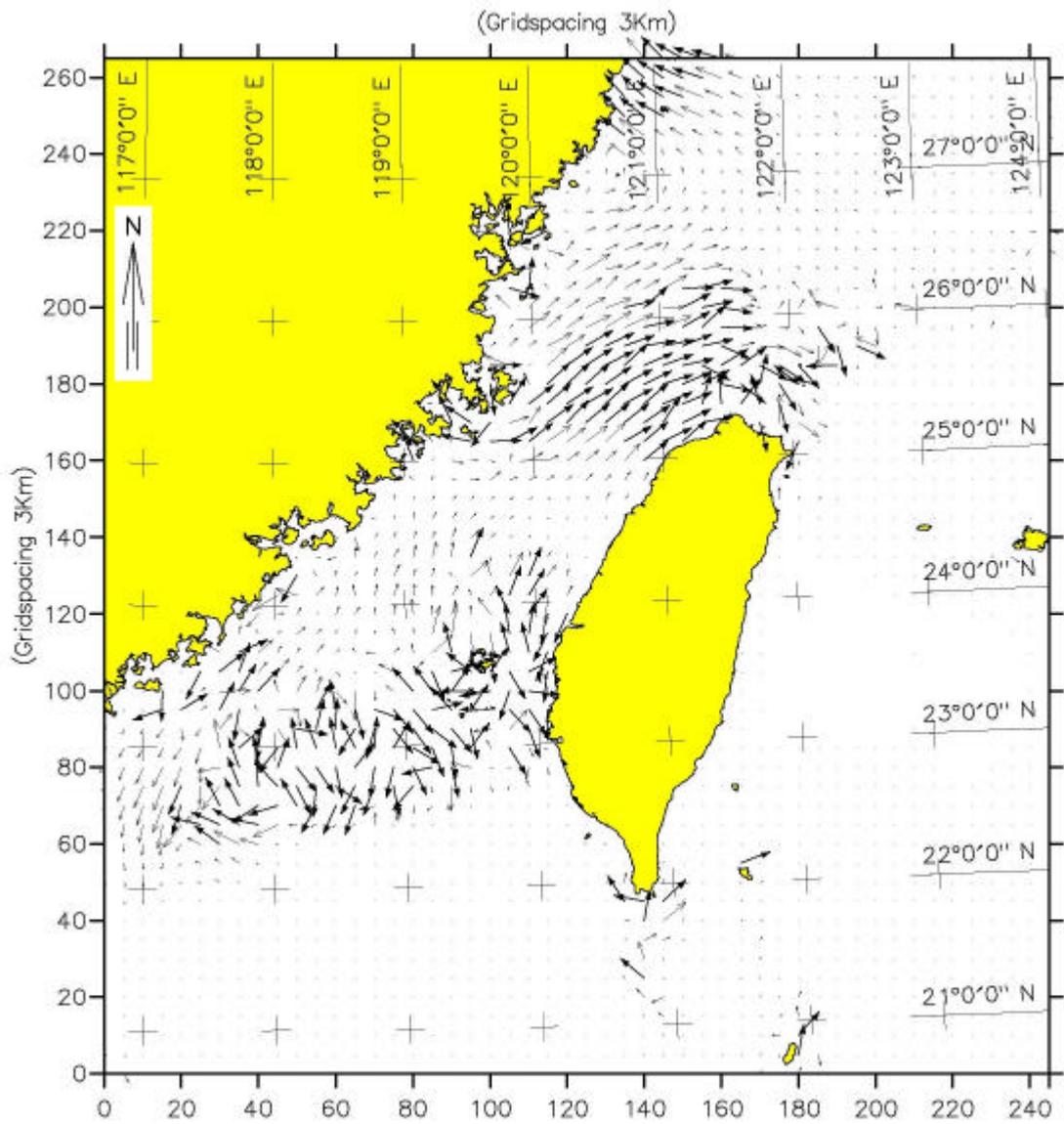


圖 5-11 台灣環島海域以輸沙潛勢強弱及主要運移方向所推測的潮殘餘流型態

第六章 結論

本研究現階段應用二維非線性淺水波水動力模式 MIKE21_HD, 可全面準確的模擬計算臺灣環島海域的潮流, 再結合應用二維輸沙模式 MIKE21_ST, 則可進一步求得臺灣環島海域的輸沙潛勢, 從而可進行沖淤趨勢的評估。

在臺灣環島海域, 若依據輸沙潛勢的強弱大小與方向, 建構潮殘餘流的型態, 則其流態, 不僅與國家海洋科學研究中心近期在臺灣海峽的實測海流型態一致, 更與臺灣西部沿岸海域長期由南向北的主要優勢輸沙特性相吻合。

對照輸沙潛勢與潮殘餘流的型態可發現, 存在於臺灣環島近岸海域的水下大型沉積沙體, 明顯係近岸漂沙長年的沉積結果, 且與潮流長期的運移作用有關, 更與因潮流的非線性本質所衍生潮殘餘流的優勢作用關係密切。透過潮殘餘流對近岸海域漂沙長期的輸運作用, 臺灣環島近岸海域水下大型沉積沙體的存在, 提供了海岸普遍被波、流作用沖蝕後, 「沙到那裡去了?」的完美闡釋。

僅管本研究現階段所陳現的潮殘餘流型態, 尚有待未來應用新近引進建置之三維海洋數值模式 POM, 作進一步的的模擬計算釐清與確認, 但依據臺灣環島海域輸沙潛勢大小的變化與潮殘餘流型態可知, 除位在臺灣中西部的彰化、台中與苗栗一帶海岸, 具有自然的淤積趨勢外, 臺灣南部的懇丁南灣、西南部的台南、嘉義及西北部的桃園、淡水與基隆等沿岸海域, 皆應具有明顯而嚴重的自然沖蝕趨勢。顯見, 因潮殘餘流作用所導致臺灣環島海岸的自然長期沖淤趨勢, 實值得再深入進行研究, 相關研究結果, 預期應可提供政府相關單位於採用柔性近自然工法進行整體海岸防護與保育的決策參考。

參考文獻

1. Aikman, F., Mellor, G. L., Rao, D. B., Ezer, T., Shenin, D., Bosley, K. and P. Chen (1996). "Toward an operational nowcast/forecast system for the U.S. east coast." *Modern Approaches to Data Assimilation in Ocean Modeling*, P. Malanotte-Rizzoli, Ed., Elsevier, pp. 347-376.
2. Bowden, K. F. and P. Hamilton (1975) "Some experiments with a numerical model of circulation and mixing in a tidal estuary." *Estuarine and Coastal Marine Science*, 3(3), pp. 281-301.
3. Blumberg, A. F. and G. L. Mellor (1983) "Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight," *J. Geophys. Res.*, 88, pp. 4579-4592.
4. Blumberg, A. F. and G. L. Mellor (1987) "A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model," *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, American Geophysical Union, Washington, D.C., 4, edited by N. Heaps, 208p.
5. Cheng, R. T., Casulli, V. and J. W. Gartner (1993). "Tidal, Residual, Intertidal Mudflat (TRIM) model and its applications to San Francisco Bay, California. Estuarine," *Coastal and Shelf Science* 36, 235-280.
6. Cheng, R. T., Feng, S. and P. Xi (1986). "On Lagrangian residual ellipse. Physics of Shallow Estuaries and Bays." *J. van de Kreeke*, Ed., Springer-Verlag, 102-113.
7. Dworak, A. J. and J. GÓMEZ-VALDÉS (2003). "Tide-induced residual current in a coastal lagoon of the Gulf of California." *Estuarine, Coastal and Shelf Sci.* 57, 99-109.
8. Dean, R. G. and R. A. Dalrymple (1991). *Water wave mechanics for engineering and scientists*, Advanced Series on Ocean Engineering, 2, World Scientific Publishing, 353p..
9. DHI (1996). *MIKE21 Sediment Process (MIKE21_ST): Sand Transport Module-Pure Current (Part I) and Current/Wave (Part II)*. User Guide and Reference Manual, Release 2.6, Danish Hydraulic Institute.
10. DHI (1998). *MIKE21_HD Coastal Hydraulics and Oceanography Hydrodynamic Module*. User Guide and Reference Manual, Release 2.7, Danish Hydraulic Institute.
11. Engelund, F. and E. Hansen (1976). "A Monograph on Sediment Transport in Alluvial Channels." *Nordic Hydrology*, 7, pp.293-306.
12. Ezer, T. and G. L. Mellor (1991) "A gulf stream model and an altimetry assimilation scheme." *J. Geophys. Res.*, 96, pp. 8779-8795.
13. Ezer, T. and G. L. Mellor (1997). "Simulations of the Atlantic Ocean with a free surface sigma coordinate ocean model." *J. Geophys. Res.*, 102, pp. 15647-15657.

14. Ezer, T. (1999). "Decadal variabilities of the upper layers of the subtropical North Atlantic: An ocean model study," *J. Phys. Oceanogr.*, 29(12), pp. 3111-3124.
15. Ezer, T. and G. L. Mellor (2000). "Sensitivity studies with the North Atlantic sigma coordinate Princeton Ocean Model." *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 32, pp. 155-208.
16. Gilcoto, M., Aulvarez-Salgado, X. A. and F. F. Pe´rez (2001). "Computing optimum estuarine residual fluxes with a multiparameter inverse method (OERFIM): application to the Ria de Vigo (NW Spain)." *Journal of Geophysical Research* 106 (C12), 31303–31318.
17. Hou, H. S., Hsu, T. W., and T. Y. Lin (2000). "An Overview of Coastal Erosion along Taiwan Coast." *Proc. 22nd Ocean Engrg.*, Conf. In Taiwan, National Sun Yat-sen University, pp.417-424.
18. Jan, S., Chern, C. S. and J. Wang (2002). "Transition of Tidal Waves from the East to South China Seas over the Taiwan Strait: Influence of the Abrupt Step in the Topography." *J. Oceanography*, Vol. 58, No.6, pp. 837-850.
19. José G. V., Delgado, J. A. and J. A. Dworak (2003). "Overtides, compound tides, and tidal-residual current in Ensenada de la Paz lagoon, Baja California Sur, Mexico." *Geofísica Internacional*, 42(4), 623-634.
20. Juang, W. J., Lin, M. C. and W. J. Liou (2001). "Peculiar Appearance of Nearly Symmetrical Flooding Time along the Western Coast of Taiwan." *The Chinese Journal of Mechanics*, Vol. 17, No. 4, pp. 211-220.
21. Juang, W. J., Chiang, C. C. and M. C. Lin (2001). "Tidal Current Simulations on Seas Surrounding Taiwan." *Proc. 1st Conf. Asian and Pacific Coastal Engineering (APACE2001)*, Dalian, China, Vol.1, pp.86-95.
22. Juang, W.J., Lin, M. C. and C.C. Chiang (2004). "Visualization of tidal oscillation in the Taiwan Strait.", *Proc. 2nd International Conference of Asian and Pacific Coasts 2003*, Japan, p.apac010.1-12.
23. Juang, W.J. (2004). "Morphological Impacts of Tidal Residual Currents in the Taiwan Strait." *Proc. 2nd Sino-German Joint Symposium*, Nanjing, China, pp.249-260.
24. Lardner, W. and H. M. Cekirge (1988). "A new algorithm for three- dimensional tidal and storm surge computation." *Appl. Math. Modelling*, 12, pp. 471-481.
25. Leendertse, J. J. (1967) "Aspects of a computational model for long-period water-wave propagation." RM-5294-PR, Rand Corp. Santa Monica, California.
26. Lin, M. C., Juang, W. J. and T. K. Tsay (2000). "Applications of the Mild-Slope Equation to Tidal Computations in the Taiwan Strait." *J. Oceanography*, Vol. 56, pp. 625-642.

27. Lin, M. C., Juang, W. J. and T. K. Tsay (2001). "Anomalous Amplification of Semidiurnal Tides along the Western Coast of Taiwan." *Ocean Engineering*, Vol. 28, No. 9, pp. 1171-1198.
28. Loder, J. W., Yingshuo, S. and H. Ridderinkhof (1997). "Characterization of Three-Dimensional Lagrangian Circulation Associated with Tidal Rectification over a Submarine Bank." *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1729-1742.
29. Lynch, D. R., and C. E. Naimie (1993). "The M2 tide and its residual on the outer banks of the Gulf of Maine." *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 2222-2253.
30. Li, C. and J. O'Donnell (1997). "Tidally driven residual circulation in shallow estuaries with lateral depth variation." *Journal of Geophysical Research* 102 (C13), 27915-27929.
31. Masselink, M. and C. Pattiaratchi (2000). "Tidal asymmetry in sediment resuspension on a macrotidal beach in northwestern Australia." *Marine Geology.*, 163, 257-274
32. Marinone, S. G., (1997). "Tidal residual currents in the Gulf of California: Is the M2 tidal constituent sufficient to induce them?" *J. Geophys. Res.*, 102, 8611-8623.
33. Murty, T. S., Barber, F. G. and J. D. Taylor (1980). "Role of advective terms in tidally generated residual circulation." *Limnol. Oceanogr.*, 25, 529-533.
34. Naimie, C. E., (1996). "Georges Bank residual circulation during weak and strong stratification periods: Prognostic numerical model results." *J. Geophys. Res.*, 101, 6469-6486.
35. Madala, R. V. and S. A. Piacsek (1997). "A semi-implicit numerical model for baroclinic oceans." *J. Comput. Phys.*, 23, pp. 167-178.
36. Matsumoto, K., Takanezawa, T. and M. Ooe (2000). "Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical model: A global model and a regional model around Japan." *J. Oceanogr.*, 56, pp. 567-581.
37. Mellor, G. L. (2003). *Users guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model*, Program in Atmospheric and Oceanic Sciences. Princeton University, Princeton, NJ 08544-0710.
38. Mellor, G. L., Hakkinen, S., Ezer, T. and R. Patchen (2002). "A generalization of a sigma coordinate ocean model and an intercomparison of model vertical grids." *Ocean Forecastings: Conceptual Basis and Applications*, Pinardl, N., Wood, J. D. (Eds), Springer, Berlin, pp. 55-72.
39. Mellor, G. L. and T. Yamada (1982). "Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems." *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, pp. 851-875.
40. Nihoul, J. C. J. (1977). "Three-dimensional model of tides and storm surges in a shallow well-mixed continental sea." *Dyn. Atmos. Oceans*, 2, pp. 29-47.

41. Oey, L. Y., Mellor, G. L. and R. I. Hires (1985a). "A three-dimensional simulation of the Hudson-Raritan estuary, Part I: Description of the model and model simulations." *J. Phys. Oceanogr.*, 15, pp. 1676-1692.
42. Oey, L. Y., G. L. Mellor and R. I. Hires (1985b). "A three-dimensional simulation of the Hudson-Raritan estuary, Part II: Comparison with observation." *J. Phys. Oceanogr.*, 15, pp. 1693-1709.
43. Oey, L. Y., Mellor, G. L. and R. I. Hires (1985c). "A three-dimensional simulation of the Hudson-Raritan estuary, Part III: Salt flux analyses." *J. Phys. Oceanogr.*, 15, pp. 1711-1720.
44. Park, K. and A. Y. Kuo (1993). "A vertical two dimensional model of estuarine hydrodynamics and water quality," Special Report in Applied Marine Science and Ocean Engineering, 321, Virginia Institute of Marine Science.
45. Phillips, N. A. (1957). "A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting." *J. Meteorol.*, 14, pp. 184-185.
46. Schwiderski, E. W. (1980). "Ocean tides, Part I, Global ocean tidal equations." *Mar. Geod.*, 3, pp. 161-217.
47. Simons, T. J. (1974). "Verification of numerical models of Lake Ontario. Part I, circulation in spring and early summer." *J. Phys. Oceanogr.*, 4, 507-523.
48. Smagorinsky, J., Manabe, S. and J. L. Holloway (1965). "Numerical results from a nine-level general circulation model of the atmosphere." *Mon. Weather Rev.*, 93, pp. 727-768.
49. Stelling, G. S., Wiersma, A. K. and J. B. T. M. Willemse (1986). "Practical aspects of accurate tidal computations." *J. Hydr. Eng.*, ASCE, 112(9), pp. 802-817.
50. Stacey, M. T., Burau, J. R. and S. G. Monismith (2001). "Creation of residual flows in a partially stratified estuary." *Journal of Geophysical Research*, 106 (C8), 17013–17037.
51. Tee, K. T. (1977). "Tide-induced residual current – Verification of a numerical model." *J. Phys. Oceanogr.*, 7, 396-402.
52. Tang, Y. and K. T. Tee (1987). "Effects of mean and tidal current interaction on tidally induced residual current." *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 215–230.
53. Uncles, R. J. (2002). "Estuarine Physical Processes Research: Some Recent Studies and Progress." *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 55, 829–856.
54. U.S. Army, Coastal Engineering Research Center (1977): *Shore Protection Manual*, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C..
55. Walters, R. A. (1997). "A model study of tidal and residual flow in Delaware Bay and River." *Journal of Geophysical Research* 102, 12689–12704.

56. Wang, Y. H., Jan, S. and D. P. Wang (2003). "Transports through Taiwan Strait from Shipboard ADCP Observations (1999-2001)." *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 57, 195-201.
57. Wong, K. C. (1985). "On the effects of spatial variation in amplitude and phase of the oscillatory tidal currents on the residual Lagrangian drifts." *Water Resour. Res.*, 21, 769-774.
58. Wu, C. R., Tang, T. Y. and S. F. Lin (2005). "Intra-seasonal variation in the velocity field of the northeastern South China Sea." *Continental Shelf Research*, 25, 2075-2083.
59. Wu, C. R. and Y. C. Hsin (2005). "Volume transport through the Taiwan Strait: A numerical study." *Terrestrial, Atmospheric, and Oceanic Sciences, TAO*, 16(2), 377-391.
60. Wu, C. R. and C. W. J. Chang (2005). "Interannual variability of the South China Sea in a data assimilation model." *Geographical Research Letters*, 32, L17611, 4pp.
61. Zavatarelli, M. and G. L. Mellor (1995). "A numerical study of the Mediterranean Sea Circulation," *J. Phys. Oceanogr.*, 25, pp. 1384-1414.
62. Zervas, C. (1999). "Tidal Current Analysis Procedures and Associated Computer Programs." *NOAA Technical Memorandum NOS CO-OPS 0021*, U.S. Department of Commerce, National Ocean Service, Silver Spring, Maryland, 103 pp.
63. Zimmerman, J. T. F. (1979). "On the Euler-Lagrange transformation and the Stokes drift in the presence of oscillatory and residual currents." *Deep-Sea Res.*, 26, 505-520.
64. Zimmerman, J. T. F. (1981). "Dynamics, diffusion and geomorphological significance of tidal residual eddies." *Nature*, 290, 549-555.
65. 聯勤 (1978), 「臺灣省全圖-五十萬分之一比例尺」, 中華民國聯合勤務總司令部測量署。
66. 孫湘平等(1981) "中國沿岸海洋水文氣象概況", 科學出版社, 中國。
67. 郭金棟 (1990), 「臺灣省海岸地形變化及其未來之開發利用」, 國立成功大學水利及海洋工程研究所, 共 219 頁。
68. 許泰文、溫志中 (1997), 「河川與海岸穩定對策之研究-宜蘭海岸侵蝕對策之研究(III)」, 國立成功大學水利及海洋工程研究所, CKHOTR-97-005, 共 65 頁。
69. 張金機、黃清和 (1997), 「臺灣四周海岸侵蝕現況分析」, 八十六年度海岸工程研討會-臺灣四周海岸沖蝕防治技術, 港灣技術研究所, 台南, pp.1-26。
70. 吳仁友 (1997), 「擬似三維海岸水動力計算模式之發展」, 國立臺灣大學土木工程研究所碩士論文。

71. 林政偉 (1999), 「感潮河段之計算研究」, 國立臺灣大學土木工程研究所碩士論文。
72. 林瑋、閻國年、宋志堯 (2000), 「東中國海潮波系統與海岸演變模擬研究」, 科學出版社, 中國, 共 266 頁。
73. 黃煌輝 等 (2000), 「外傘頂洲保護措施進行數值分析及水工模型試驗研究」, 期初報告, 國立成功大學水工試驗所, 共 145 頁。
74. 莊文傑 (2000), 「臺灣海峽潮波協振盪之研究」, 國立臺灣大學造船及海洋工程學研究所博士論文。
75. 莊文傑、江中權 (2000), 「臺灣四周海域海流數值模擬研究」, MOTC-IOT-IHMT-NA8916 基本研究報告, 交通部運輸研究所港灣技術研究中心, 共 282 頁。
76. 郭金棟、簡仲和 (2001), 「臺灣地區既有海堤功能檢討」, 國立成功大學水利及海洋工程研究所, 共 173 頁。
77. 歐善惠、許泰文、張憲國 (2001), 「永續的鑽石海岸-臺灣海岸災害防救與永續利用規劃」, 經濟部水資源局, 共 150 頁。
78. 黃良雄、吳仁友、曾鈞敏 (2001), 「感潮河口之水理計算? 以鹽水溪為例」, 中國土木水利工程學刊, 第十三卷, 第三期, 533-541。
79. 經濟部水利處 (2001), 「臺灣海岸概況」, <http://www.wca.gov.tw/2001/wr/coast.htm> .
80. 劉康克 (2002), 「認識臺灣附近的海洋環境」, 科學月刊, 第三十三卷第二期, pp.102-111。
81. 詹森 (2002), 「全方位探索臺灣海峽」, 科學月刊, 第三十三卷第二期, pp.127-131。
82. 王玉懷 (2002), 「臺灣海峽流量知多少」, 科學月刊, 第三十三卷第二期, pp.132-136。
83. 葉姍霈 (2002), 「臺灣海域高解析度潮汐模式之建立—敏感度試驗」, 國立成功大學水利暨海洋工程學研究所碩士論文。
84. 莊文傑、江中權 (2002), 「臺灣四周海域海流數值模擬研究(二) - 高雄港海域潮汐與潮流之數值模擬」, MOTC-IOT-IHMT-NA9017 基本研究報告, 交通部運輸研究所, 共 182 頁。
85. 莊文傑、江中權 (2002), 「潮流與臺灣環島沿岸之水下沙體」, 第 24 屆海洋工程研討會論文集, 臺灣海洋工程學會, 梧棲, pp.579-586。

86. 莊文傑、江中權 (2002), 「臺灣環島海域潮流引致之輸沙潛勢」, 第 7 屆海峽兩岸水利科技交流研討會, 美華水利學會 等, 台南, pp.621-628。
87. 蔡丁貴、莊文傑、蘇青和 (2002), 「近岸災害防救系統發展構想」, 第 24 屆海洋工程研討會論文集 - 專題講座論文集, 臺灣海洋工程學會, 梧棲, pp.43-54。
88. 莊文傑、江中權 (2003), 「臺灣海峽海域潮波振盪型態之確認」, 第 25 屆海洋工程研討會論文集, 臺灣海洋工程學會, 基隆, pp.31~38。
89. 莊文傑、江中權 (2003), 「臺灣四周海域海流數值模擬研究(三) - 基隆港海域潮汐與潮流之數值模擬」, MOTC-IOT-91-HA15 基本研究報告, 交通部運輸研究所, 共 262 頁。
90. 莊文傑、江中權 (2004), 「臺灣四周海域海流數值模擬研究(四) - 蘇澳及花蓮港海域潮汐與潮流之數值模擬」, MOTC-IOT-92-H3BA02 基本研究報告, 交通部運輸研究所, 共 350 頁。
91. 莊文傑、江中權 (2005), 「臺灣海峽的水深地形對潮波振盪之影響研究」, MOTC-IOT-93-H3DA004 基本研究報告, 交通部運輸研究所, 共 438 頁。
92. 盧鴻復、吳朝榮 (2005), 「臺灣周邊海域水文及洋流特徵」, 海洋技術在軍事上應用(三)專輯, 海洋技術, 第十四卷, 第四期, pp.8-14。
93. 莊文傑、江中權 (2005), 「臺灣海峽的水深地形對潮波振盪之影響研究」, MOTC-IOT-93-H3DA004 基本研究報告, 交通部運輸研究所港灣技術研究中心, 共 438 頁。
94. 莊文傑、江中權 (2005), 「臺灣四周海域的潮波系統」, 第 27 屆海洋工程研討會論文集, 臺灣海洋工程學會, 台中, pp.154~161。
95. 莊文傑、江中權 (2006), 「臺灣四周海域旋轉潮波系統之同潮圖」, 第 28 屆海洋工程研討會論文集, 國立中山大學, 臺灣海洋工程學會, pp.325-330。
96. 張育綾、吳朝榮、陳陽益 (2006), 「納莉颱風強度變化與黑潮之關係」, 第 28 屆海洋工程研討會論文集, 國立中山大學, 臺灣海洋工程學會, pp.301-306。
97. 江紫綾、吳朝榮、李忠潘 (2006), 「呂宋海峽渦流之脫離與運動」, 第 28 屆海洋工程研討會論文集, 國立中山大學, 臺灣海洋工程學會, pp.331-336。
98. 盧鴻復、吳朝榮、李忠潘 (2007), 「臺灣東北海域湧升流之時空變化」, 第 29 屆海洋工程研討會論文集, 國立成功大學, 臺灣海洋工程學會, pp.613-618。
99. 國家海洋科學中心, <http://140.112.65.17/odbs/Achievement/numerical/main.html>, 海洋資料庫, 國科會, 台北, 臺灣, 中華民國。