

台灣西南海域高解析度海流模式

廖建明¹ 楊益¹ 賴堅戊¹ 陳思樺¹

台灣海洋科技研究中心¹
財團法人國家實驗研究院

摘要

本研究利用海洋中心資料同化POM (Princeton Ocean Model)海流模式，透過巢狀格網計算方式，使用西北太平洋、台灣海域格網，逐步縮小計算範圍，藉以提高台灣鄰近海域海流模擬的解析度，根據台灣海域格網再建立台灣西南海域高解析度海流模式，利用洋流與潮流合成邊界條件驅動模式運作，同時考慮台灣西南部主要河川高屏溪之入流輸入，透過實測資料的比對驗證模式合理性，並分析台灣西南海域海流特性。

關鍵字：高解析度海洋模式、台灣西南海域

一、前言

台灣位於東亞大陸棚架緣上，全年有強勁的黑潮由南而北流經東部海域，冬季則有中國沿岸流由北而南沿流經台灣海峽。而狹長的台灣海峽引致半日型潮波共振效應，在海峽的南北兩端開口，常年有潮波的無潮點存在，導致海峽內潮流流速強勁。在洋流匯集與強勁潮流的雙重影響下，台灣附近海域流況極為複雜。而近年來台灣海域發生許多重大海上急難與溢油汙染事件，在處理過程中凸顯了國內亟須充分了解台灣海域海流分佈狀況的迫切性，而發展一套高解析度海流預測模式則為當務之急。在觀測資料的校驗下，有依據地調整模擬海流的合理性，提供相關單位或社會大眾運用，或開發計畫進行前之背景資料來源，以提升相關計畫執行成效。

台灣西南海域的海流一般可分為冬、夏季兩種不同型期。在夏季時，由南海西南季風吹起的海流流入台灣海峽，而後進入東海。而冬季時，黑潮支流則經台灣南端進入台灣海峽，而台灣海峽北部海面因有東北季風的吹送海流向南，這兩種不同流向的海流相遇於澎湖群島附近，然後向西南一起流入南海。因此冬季時，台灣西部沿海氣候受到兩種不同水團的影響，高雄、屏東沿海受黑潮支流的影響。而高屏峽谷為台灣西南海域最明顯的地形特徵，其位於高雄東南方約40公里的大陸斜坡上，小琉球位於峽谷南方，峽谷西北方有澎湖水道連接台灣海峽，東南方有巴士海峽與太平洋相接，西南方為南海，高屏峽谷由南海海盆向北轉東北延伸至台灣西南部高屏溪口，因此西南海域的水文特徵主要是受南海及其附近沿岸河川淡水所控制，高屏峽谷頭有高屏溪與東港溪注入淡水，谷底與周圍陸棚的落差超過400公尺，峽谷寬度約為7公里。

台灣西南海域具有陸棚短窄及海底峽谷地形等特徵，其中高屏海底峽谷頭部接連著陸上的高屏溪，高屏溪河流攜帶沈積物大量輸出，主要堆積於高屏海底峽谷中，溢流部分受海流及潮流作用飄送至鄰近區域沉積，而高屏峽谷受高屏溪大量淡水與物質輸入及強烈的分層狀況，組成一個複雜的動力環境(吳，2004)。

本研究所使用美國普林斯頓大學海洋模式(Princeton Ocean Model, POM)的發展，早期是由於Blumberg和Mellor (1983)在大西洋南方海灣進行一連串的數值模擬，該數值模式使用一個時變三維動量方程式與貼地座標的數值技巧，並包含一個由Mellor和Yamada (1982)研發的紊流閉合模式(turbulence closure model)。接著Oey等人(1985a；1985b；1985c)利用該模式模擬1980年七月到九月這段期間的Hudson-Raritan河口，模擬結果展現時間獨立、三維的速度和鹽度場結構，其結果描述複雜的海域循環和河口的混合過程。直到1987年Blumberg和Mellor再整理及撰寫過去幾年來發展的三維數值循環模式，稱為Princeton Ocean Model，簡稱POM模式。Mellor和Ezer (1991)使用POM原始動量方程式，跟隨底部平滑的垂直座標系統和一個跟隨近岸的水平正交座標系統，進行大範圍水力特性計算，延伸範圍包括墨西哥灣流，可同時模擬如溫度、鹽度等水理特性。

本研究利用海洋中心POM模式建置台灣西南海域高解析度海流模式，利用巢狀格網計算方式，連接海洋中心海象預測模式(廖等人，2015)，利用資料同化後的台灣海域模式提供西南海域高解析度海流模式合理的洋流與潮流邊界條件，同時考慮高屏溪河川入流輸入，透過實測海流與溫度資料的比對驗

證模式，並以2015年的模擬結果，討論西南海域海流特性。

二、模式設定

本研究利用海洋中心海象預測平台(廖等人, 2015)的架構建置台灣西南海域高解析度海流模式，而相關的模式設定與說明如下：

(一) 格網設定

為了提高解析度降低計算資源的需求，採用巢狀格網方式進行台灣海域高解析度海流模擬，採用西北太平洋、台灣海域及台灣西南海域格網進行逐層計算。如圖1分別為西北太平洋(N2)、台灣海域(T3)及台灣西南海域(KAOPING)之計算領域地形水深圖，其計算格網間距小於水深資料庫格網間距區域則採線性內插方式，而模式格網設定亦如表1中所示。

(二) 海流數值模式

而海潮流數值模式則使用美國普林斯頓海洋模式(Princeton Ocean Model, POM)，其能描述三維的海洋變化物理現象，關於模式詳細內容可參考Mellor (2003)。

表 1 巢狀格網之範圍與計算條件

模式	模式範圍	解析度	地形水深
G1	180E~180W 70N~75S	0.25 度	ETOPO1
N2	99E~149E 2N~41.2N	0.08 度	ETOPO1
T3	117E~124.5E 18N~26.5N	0.02 度	海洋資料庫 500m
KAOPING	119.95~120.72E 21.95~22.72N	0.002 度	海洋資料庫 200m

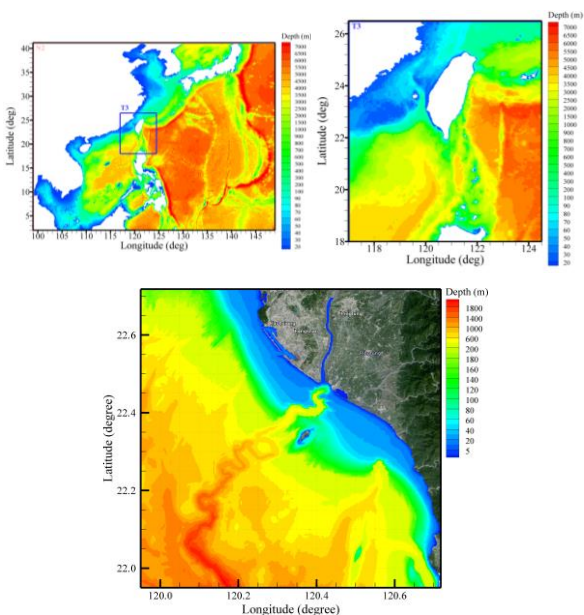


圖 1 西北太平洋(N2)、台灣海域(T3)及西南海域(KAOPING)之計算範圍與地形水深圖

(三) 大氣模式與邊界資料

由於海流模式中包含了一個提供洋流邊界條件的西北太平洋模式，為提供此模式所需的氣象邊界條件，故蒐集了NCEP/NCAR再分析場資料(NCEP/NCAR Reanalysis 1) (Kalnay等人, 1996)，其資料為模式運算後資料同化之分析場結果，資料時間範圍自1948年至今，時間解析度為每6小時一筆，空間格網為T62 Gaussian Grid，資料範圍涵蓋全球。而海流數值模式之表面邊界條件包含10米高海面風場(uwnd、vwnd)、海平面大氣壓力(slp)、2米高氣溫(air)、2米高比濕(shum)、表面長波輻射通量(nlwrs)、表面短波輻射通量(nswrs)、表面潛熱通量(lhtfl)、表面顯熱通量(shtfl)、降雨率(prate)等變數，利用海面通量計算方式，進行海面風剪應力、溫度與鹽度通量等表面邊界條件之計算，而模式鹽度與溫度起始資料以WOD13 (Boyer等人, 2013)海洋資料庫的月平均氣候值。

考慮天文潮汐為近岸海域之重要影響因素，故利用邊界條件處理方式來模擬台灣海域洋流與潮流同時存在之流況。利用台灣海域洋流模式(T3模式)為基礎，採用OTPS (OSU Tidal Prediction Software, <http://volkov.oce.orst.edu/tides/global.html>)來建立天文潮位邊界，配合西北太平洋海域模式(N2模式)所輸出之海流流速與水位，將潮汐與洋流模式之水位兩者相加後，並考慮遠域之潮汐流速影響分量很小，以洋流模式結果做為流速主要成分，提供台灣海域模式(T3)所需的水位與流速邊界條件進行模擬計算。而台灣西南海域之邊界條件則採用台灣海域模式(T3)的模擬結果，內插水位、流速、溫度及鹽度至模式邊界上。而高屏溪的流量設定，則採用廖等人(2012)統計2008至2010年之月平均流量進行河川入流設定。

(四) 資料同化

根據廖等人(2015)之研究，資料同化技術可有效提高西北太平洋與台灣海域之海流模擬精度，故本研究之西北太平洋與台灣海域模式亦使用AVISO (<http://www.aviso.altimetry.fr/duacs>)衛星海面測高資料做為資料同化的主要來源，並使用Ko和Wang (2014)之高低頻分離的資料同化技術，避免低頻之衛星海面測高資料造成數值模式中原有高頻特徵消失。由於台灣西南海域模式水深較淺且靠近陸地，故並未使用衛星測高資料進行同化。

三、模式結果驗證

關於模式設定，西北太平洋模式起始時間為1980年1月1日，模擬至2015年12月31日，而資料同化模式起始時間為1993年1月1日，衛星海面高度偏差更新時間間距為1日，而模式參數如廖等人(2015)中所述，相關海表面大氣資料邊界條件利用內插方

式引入模式計算。台灣海域模式之模式起始時間為1990年1月1日，而西南海域模式則由2007年1月1日作為起始時間。因為台灣西南海域由於受到黑潮支流與南海西南吹送流之影響，欲模擬高屏近岸海域之海潮流現象，洋流與潮流邊界條件應為合理之必要條件。

為了驗證模擬結果，本研究收集了中山大學海洋環境及工程學系於高雄中洲海域所放置的ADCP流速資料、海洋中心委託成功大學近海水文中心於氣象局小琉球浮標所掛載的ADCP流速資料、及海洋中心於小琉球四周所佈放的自記式溫度計進行驗證，上述觀測位置如圖2中所示。而高雄中洲海域之海流調查採用美國RD Instruments所製之底碇式都卜勒海流剖面儀(ADCP)進行海流監測，驗證資料點為監測點C3處，其座標經緯度(120.256N, 22.579S)、水深為20公尺，如圖2中所示。由李等人(2010)調查報告中指出：本測區潮汐為以全日潮型為主混合半日潮型，數據顯示可發現此處海流流向與潮汐變化之關係，於全日潮型時，其海潮流向與潮汐水位變化有較明顯之關係，漲潮時其流向主要為SE及SSE方向(以SSE為主)，而在退潮時其流向主要為NW及NNW方向(以NNW為主)。而於半日潮型時期相互關係則較不明顯。另一方面，本測區因受沿岸及地形影響，於部分潮段交換期間，其海流流向之轉換可能產生時間遲滯現象，亦即海流流向未能立即反應潮段之變化。圖3為2007年5月之觀測與模擬海流於高雄中洲海域之比較，圖中黑色實線為觀測資料，三角點實線為模擬結果，而由上至下分別為流向、流速、流矢及水位高之時序列圖。由水位模擬結果，模式高低潮出現時間與實測值相吻合，不論是混合潮型或半日潮型時，加入洋流邊界條件並不會影響水位模擬結果。由高雄海域之海流流向、流速與實測值具有良好的一致性，海流於漲潮時段向東南，退潮時段向西北，而退潮流速大於漲潮流速，模擬結果雖小於實測值，但可合理呈現出流速峰值出現的時間與大小尺度，顯示由台灣海域模式所輸入的洋流與潮流混合邊界可合理的使用於西南海域模式。

圖4為海洋中心委託成大近海水文中心於氣象局小琉球浮標上掛載ADCP流速資料與模擬值於2015年2月15日至3月1日之比較圖，由於ADCP掛載於浮標下方，量測流速值約在水面下3.5公尺處，圖中由上而下分別為水位、流速、流向及流矢之時序列圖。由於小琉球浮標為於小琉球島南方海域，退潮時段流速向南、漲潮時段流速向東，其潮流漲退應受到島嶼地形之影響，而全日潮型態時的漲退潮方向與水位有明顯關係。而混合潮型時，大致上也是漲潮向東、退潮向南的型態，但流速變化較為散亂不規則。由實測與模擬結果比較中，模式流向與實測有合理的一致性，流速大小尺度也相近，但流

速變化趨勢在全日潮型時較為一致，混合潮型時則較無法預測。大致上而言，西南海域模式應可模擬海流受到小琉球地形效應影響下的變化。

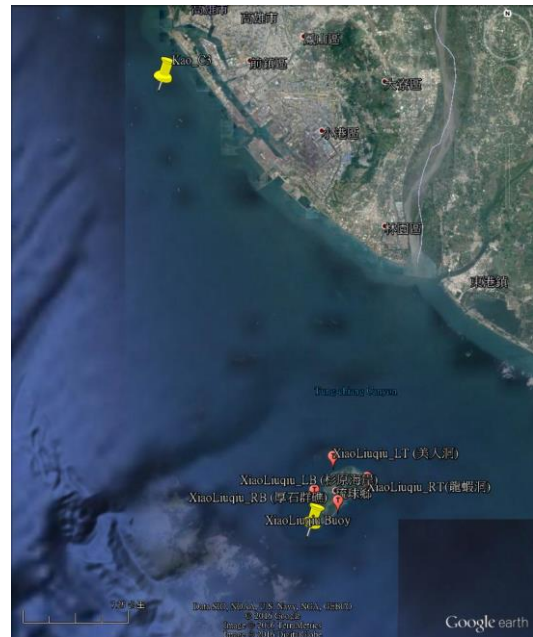


圖2 觀測資料位置圖(黃色為流速、紅色為溫度資料)。

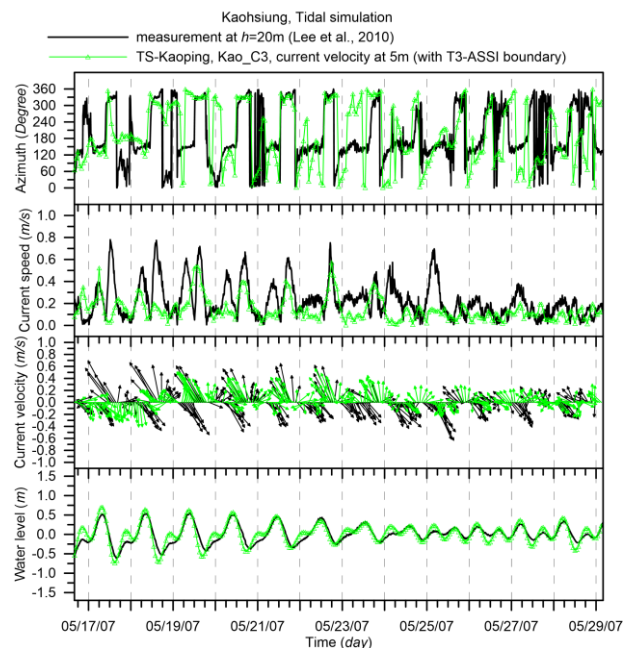


圖3 觀測與模擬海流於高雄中洲海域之比較圖(2007年5月)。

圖5為海洋中心於小琉球四周所佈放的自記式溫度計於水深10與20公尺處之觀測資料與模擬值之比較，比較時間為2015年3至12月，圖中由上至下、由左至右分別為美人洞(LT)、龍蝦洞(RT)、杉原海岸(LB)、厚石群礁(LB)海岸處之比較結果，各小圖中由

上至下分別為模擬水位值、10與20公尺處之比較結果。由比較結果可知，西南海域模式可以合理的模擬小琉球四周溫度的季節變化，亦可模擬出每日的溫降現象。大致上而言，在退潮段後會出現2~3度的溫降現象，而大潮時期溫降現象較為明顯，春、夏季節的溫降亦較秋冬時期明顯。將觀測與模擬值進行相關性分析，四個測站、兩種水深的溫度變化相關性皆高於0.7以上，表示西南海域模式的海水溫度模擬應具有合理性。

圖6為小琉球四周於2015年5月1日至8日之溫度觀測值，由此一周左右的溫度變化時序列，在水深10公尺處，小琉球西側的美人洞、杉原海岸溫降較不明顯，而東側的龍蝦洞、厚石群礁在退潮段後皆會出現2~3度的溫降。在水深20公尺處，溫降現象最明顯的為東北側的龍蝦洞測站，其最大溫降可達4度，觀察溫降出現的趨勢，似乎東西兩側有不同特性，更詳細的分析則有待後續研究持續進行。

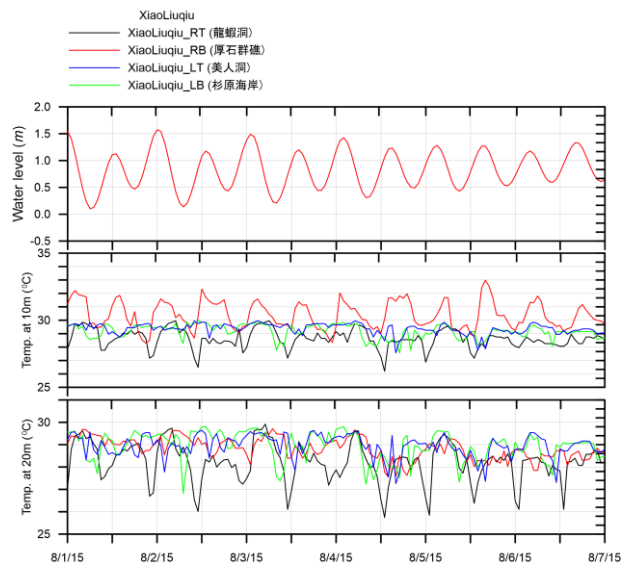


圖6 小琉球島四周於2015年5月1日至8日之溫度觀測值(由上而下分別為模擬水位、10與20公尺處溫度)

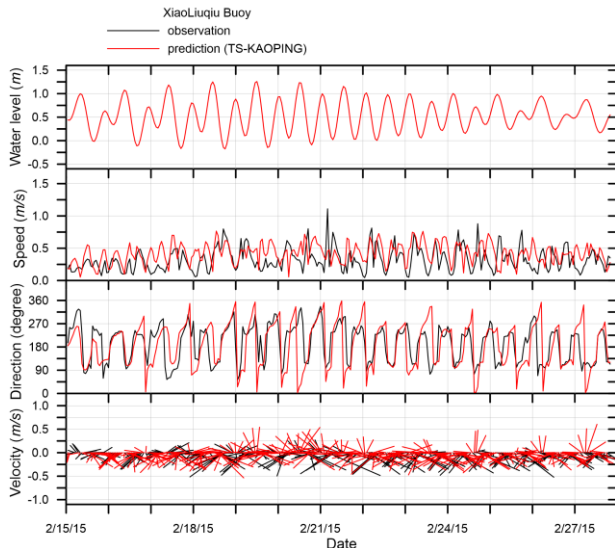


圖4 觀測與模擬海流於小琉球浮標之比較圖(2015年2月)。

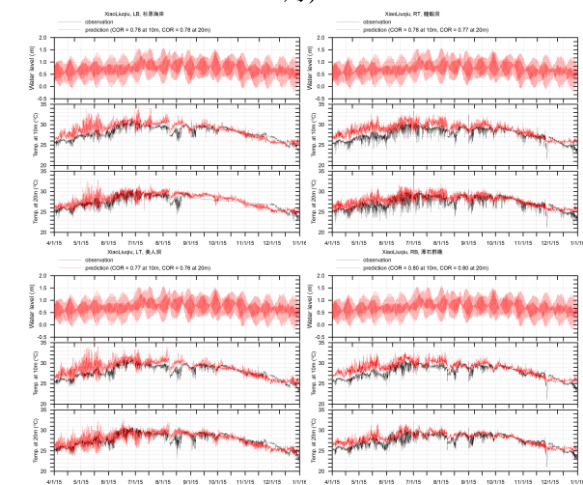


圖5 觀測與模擬溫度於小琉球島四周水深10與20公尺處之比較(2015年3~12月，由上至下、由左至右分別為美人洞、龍蝦洞、杉原海岸、厚石群礁)。

圖7為台灣海域模式(T3)於西南海域之2015年月平均表面流速分佈圖，由左至由、由上而下分別為1至12月之月平均，因台灣海域模式為西南海域模式之邊界資料來源，由此可綜觀輸入於西南海域之海流特性。由圖中海流特性分析，黑潮與其支流應是影響西南海域季節變化的主要海流，由1、2月黑潮偏向入侵台灣西南海域，在東經119度左右轉向東流動，經過小琉球南方海域後繞過台灣南端再轉向北流動，而小琉球北方海域有一明顯的西北向流動，其分界線約在小琉球。3月份之後黑潮主流流速漸強，入侵西南海域之幅度減少，小琉球南方海域約略存在一順時針渦流。5月份之後，南海西南季風增強，西南吹送流主要沿著澎湖水島北上，部分分支到台南高雄外海沿著海岸線南下，造成5至9月份小琉球海域之海流為東南向，10月份進入秋冬季節之後又回復至小琉球南方為東南向、北方為西北向之海流型態，其特性與張和曾(2001)於高屏海底峽谷之流場觀測結果相近。

圖8為西南海域模式於小琉球附近2015年之月平均表面流速分佈圖，由左至由、由上而下分別為1至12月之月平均。由圖中可知，小琉球南方海域從1月份起有明顯向東南流動之海流存在，在小琉球東側海域形成明顯島嶼尾流現象，存在一尺度較小的順時針渦流，大致上9月之後流速漸緩，11月之後轉向西北流動，而季節交替之4與10月份小琉球附近海流之平均海流流速較小，根據實測資料觀測到每日的海流變動現象，此一時期應由潮流所主導，故造成平均流速較小的現象。而圖中亦可觀察高屏溪入流的現象，在河口15公里的範圍內，由於河川入流的因素導致河口的表面流速強勁，在河川豐水期8至10月份，其表面流速甚至影響可達小琉球北方海域。

而圖9為西南海域模式於小琉球附近2015年之100公尺深度月平均流速分布圖，觀察圖中高屏峽谷內的平均流速流向，平均流速約小於0.1公尺每秒，當表面流速向西北時，峽谷內流向大致向西南(向外)，而表面流速向東南時，峽谷內流向東北(向內)的現象。

由於高屏溪淡水入流的影響，故模擬結果亦可觀察高屏溪對西南海域所形成的沖淡水現象。圖10為西南海域模式於小琉球附近2015年之月平均表面鹽度分布圖，觀察鹽度分布型態與表面流速流向分布，高屏溪淡水入流影響區域大致上分布在高雄港至高屏溪口一帶沿岸，此沿岸區域在豐水期時有一明顯向北流動現象，其與鹽度較小區域有一致性。在9月份高屏溪流量最大時，鹽度小於30 PSU之等值線甚至可達高雄旗津海岸，而向南影響範圍較小，但鹽度小於30 PSU之等值線亦可接近小琉球北方海域。由於本研究僅考慮高屏溪月平均流量的輸入，若在颱風洪水事件中，高屏溪流量應會出現明顯峰值，此時沖淡水現象應會影響小琉球周遭海域，此有待後續研究模擬颱風洪水所形成的沖淡水極端現象。

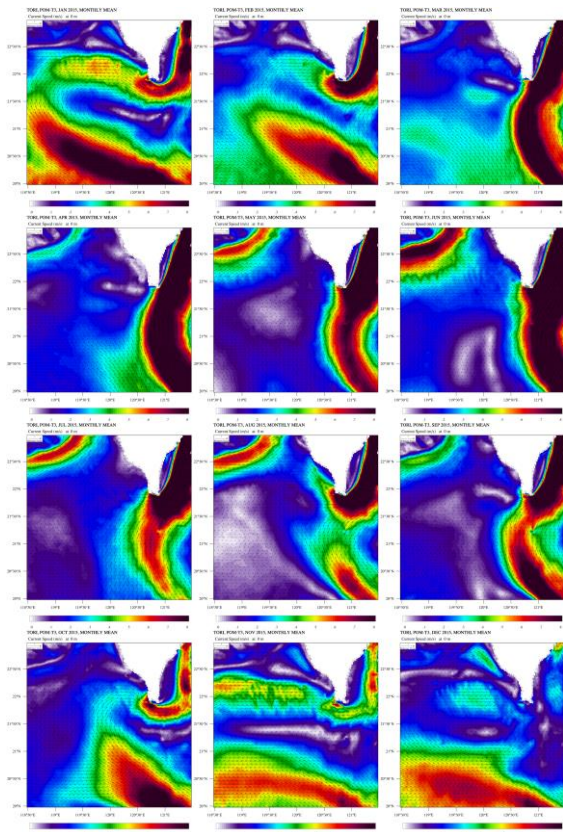


圖7 台灣海域模式於西南海域之2015年月平均表面流速分布圖。

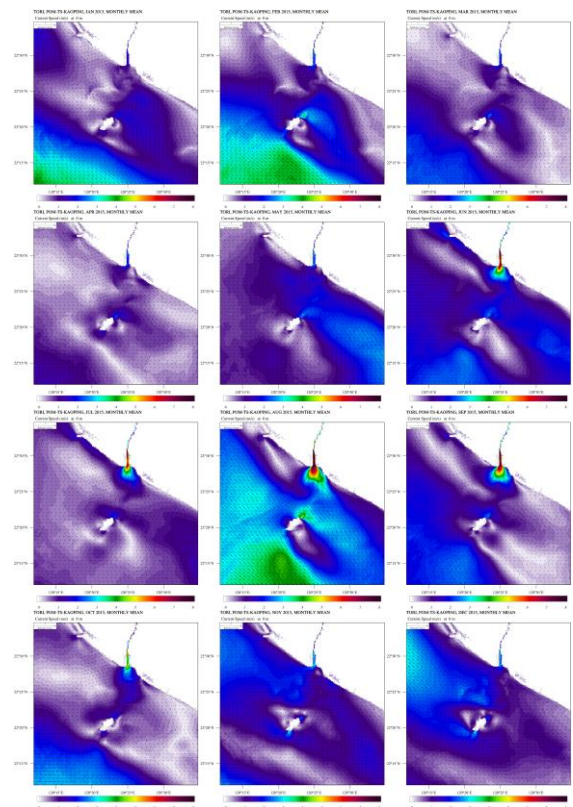


圖8 西南海域模式於小琉球附近之2015年月平均表面流速分布圖。

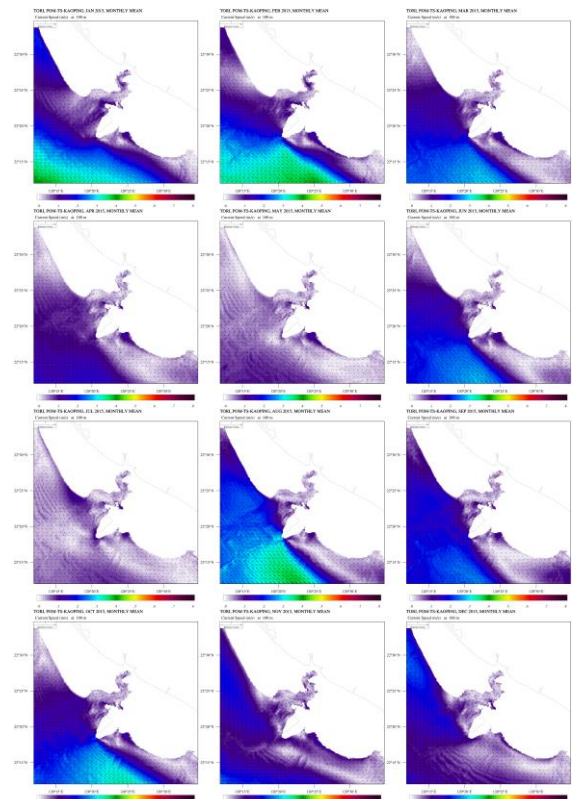


圖9 西南海域模式於小琉球附近之2015年月平均100公尺深度流速分布圖。

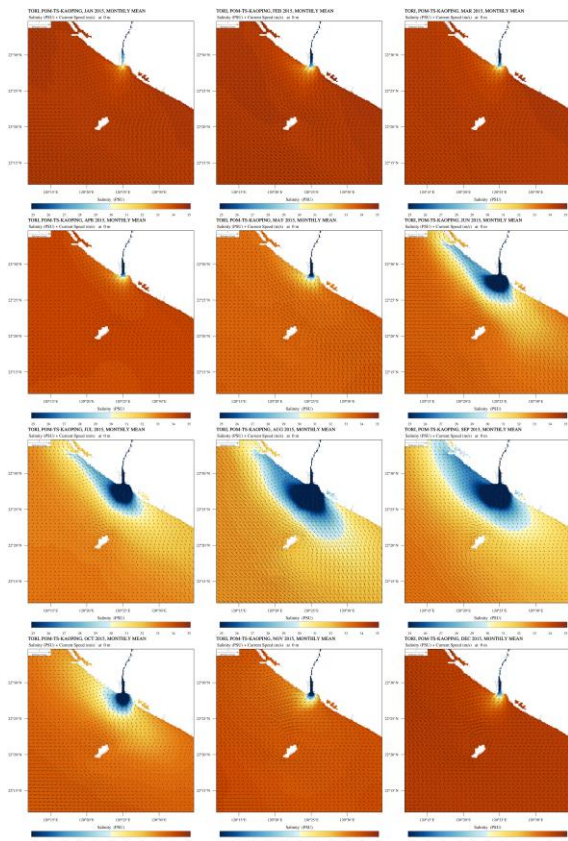


圖10 西南海域模式於小琉球附近之2015年月平均表面鹽度分布圖。

四、結論

本研究利用海洋中心資料同化POM (Princeton Ocean Model)海流模式，透過巢狀格網計算方式，建立台灣西南海域高解析度海流模式，利用洋流與潮流合成邊界條件驅動模式運作，同時考慮台灣西南部高屏溪之入流輸入，透過實測資料的比對驗證模式在海流與溫度的模擬具有合理性，透過2015年的模擬結果分析台灣西南海域之海流特性與高屏溪沖淡水現象，顯示小琉球海域有海水溫降現象，且海流有季節變化特性，顯示台灣附近海域之黑潮與西南吹送流對於西南近岸海域亦有相當程度的影響。沖淡水現象在高屏溪豐水期時應會影響小琉球北方海域，而颱風洪水所造成的極端事件仍有待後續研究進行。

參考文獻

Blumberg, A.F., and G.L. Mellor, 1983: "Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight," J. Geophys. Res., 88, 4579-4592.

Boyer, T.P., J. I. Antonov, O. K. Baranova, C. Coleman, H. E. Garcia, A. Grodsky, D. R. Johnson, R. A. Locarnini, A. V. Mishonov, T.D. O'Brien, C.R.

Paver, J.R. Reagan, D. Seidov, I. V. Smolyar, and M. M. Zweng, 2013: World Ocean Database 2013, NOAA Atlas NESDIS 72, S. Levitus, Ed., A. Mishonov, Technical Ed.; Silver Spring, MD, 209 pp., <http://doi.org/10.7289/V5NZ85MT>

Kalnay et al., 1996: "The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project," Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437-470.

Ko, D. S. and D-P Wang, 2014: Intra-Americas Sea Nowcast/Forecast System Ocean Reanalysis to Support Improvement of Oil-Spill Risk Analysis in the Gulf of Mexico by Multi-Model Approach, Department of the Interior, Bureau of Ocean Energy Management, Herndon, VA. BOEM 2014-1003.

Mellor, G. L., 2003: Users guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model, Program in Atmospheric and Oceanic Sciences, Princeton University, Princeton.

Mellor, G. L. and T. Ezer, 1991: "A gulf stream model and an altimetry assimilation scheme," J. Geophys. Res., 96, 8779-8795.

Mellor, G.L. and Yamada, T.,1982: "Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems," Rev. Geophys. Space Phys., Vol. 20, 851-875.

Oey, L. Y., G. L. Mellor 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, 1676-1692.

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, 1693-1709.

Oey, L. Y., G. L. Mellor and R. I. Hires, 1985c: "A three-dimensional simulation of the Hudson-Raritan estuary, Part III: Salt flux analyses," J. Phys. Oceanogr., 15, 1711-1720.

張育嘉、曾若玄，2001：高屏峽谷及附近海域之流場觀測，第23屆海洋工程研討會論文集，台南，171-178。

吳孟麟，2004：高屏海底峽谷與陸棚流場之研究，國立中山大學海洋地質及化學研究所碩士論文。

李忠潘等人，2010：中區汙水處理廠填海造陸工程環境監測計畫-海域環境調查，國立中山大學。

廖建明、許朝敏、莊文傑，2012：臺灣環島近岸海域大尺度海流引致之輸沙潛勢評估，交通部運輸研究所，268頁。

廖建明、楊益、賴堅戊、陳思樺，2015：海洋數值模式資料同化模擬驗證，104年天氣分析與預報研討會論文集，台北。

