

# 暴潮模擬與預警系統之研究

廖建明<sup>1</sup> 陳思樺<sup>1</sup> 蕭玲鳳<sup>2</sup> 蔡金成<sup>2</sup> 楊文昌<sup>1</sup> 賴堅戊<sup>1</sup> 吳季莊<sup>1</sup>  
台灣海洋科技研究中心<sup>1</sup> 台灣颱風洪水研究中心<sup>2</sup>  
財團法人國家實驗研究院

## 摘要

為了提供颱風來襲時台灣環島海岸水位，完成洪氾即時預警平台建置與應用發展之目標，利用國研院海洋中心海象預測平台(<http://tops.tori.org.tw>)之數值模式架構，測試不同時空解析度大氣預測模式所提供之不同海面氣象邊界條件對於暴潮模擬預測影響。經2013年蘇力颱風案例驗證後，利用颱風中心所提供之高解析度大氣模式，透過海象預測平台之暴潮模式模擬後，在淡水、新竹、基隆、蘇澳、花蓮及馬祖站的暴潮與潮汐合成水位，相較於潮位測站之觀測值的誤差小於0.3公尺以下，表示暴潮預測模式能合理模擬颱風侵襲下環台海岸水位的變化。但位於蘇力颱風中心登陸處附近的龍洞測站水位，在颱風登陸前後有明顯低估現象，經分析後可能與颱風巨浪有關連性，故考慮近岸波揚水位抬升現象可改善此情境下之海岸水位模擬結果。

關鍵字：暴潮模擬、洪泛即時預警

## 一、前言

根據中央氣象局的颱風統計資料顯示，台灣每年平均受到3至4個颱風所侵襲，颱風過境時所夾帶的強大風勢往往在海面上形成碩大的風浪，而這些海浪不僅直接對濱海地區的港灣建設與海岸工程造成極大的損害，也影響到附近居民的生命財產安全。近年來海岸、港灣結構物遭受颱風侵襲嚴重破壞之事件屢屢發生，沿岸常有海水倒灌而造成海岸災害，暴風浪造成海岸嚴重侵蝕。這些災害發生之原因乃在於對颱風波浪之行進演化不能確切地預報，一般只依賴傳統之颱風波浪統計模式迴歸深海波浪條件，再以線性理論計算海岸地區之波場分布狀況作為設計條件，忽略波浪行進之能量消散與轉換之重要物理機制的影響，因此計算結果較難符合實際海域之波浪分布。此外，颱風之低氣壓及強風導致的水位上升，即暴潮現象，其會增加颱風對海岸結構物的破壞力，因此如何解析暴潮傳遞以瞭解暴潮上升量，進而防患颱風暴潮之侵害，乃為防護海岸地區重要課題之一。有鑑於此，吾人在海岸相關工程的規劃設計與施作方面亟須求得更精確的海象條件以為依據。

另一方面，隨著電腦計算能力的突飛猛進，許多學者相繼投入以數值模式方法來模擬各種海象演化之物理模型。不論波浪或暴潮從生成到傳遞至近岸，其演化過程相當複雜，主導外力也因演化地點不同也有所改變。如在深海地區，波浪主要因風而

成長或消散；傳至近岸則受地形及底床影響，因淺化及折射效應而改變其能量。而海岸淺水地區異常水位發生因素包括颱風暴潮、天文大潮及海岸淺水地區碎波引致的波揚等三項，天文潮為可預測之週期性行為，颱風暴潮、巨浪發生在颱風侵襲之時。天文潮位可以仰賴水動力方程式與精細格網化近岸水深檔案，配合深海已知潮汐波動邊界條件所架構之數值模式計算海岸之潮位變化；而對於暴潮的推算一般可歸納為風剪應力與颱風低壓所產生綜合水位抬升，故給定合理颱風氣壓與風場，利用水動力數值模式即可進行颱風暴潮模擬。

由於在近岸海域，波浪傳遞至近岸水深較淺處受水深影響而產生碎波現象，波浪能量受碎波快速消滅而形成波浪能量梯度的變化，產生所謂輻射應力(radiation stress)變化，會導致平均水位發生下降與上升現象。在碎波帶外，從外海至碎波點的平均水位低於靜水位，並逐漸下降，此現象稱為平均水位下降或波降(wave set-down)；在碎波帶內，從碎波點起平均水位隨著水深的遞減而逐漸升高，此現象稱為平均水位上升或波揚(wave set-up)。由於颱風所引致暴風浪較平時季風風浪為大，故由波浪所引致之平均水位上升，在精算是否形成海岸災害不可忽略不計。

有關暴潮偏差預測之數值模式，大多以有限差分法來模擬，如楊(1974)所發展的二維模式曾用來預測台灣東北海岸的暴潮行為，其它有關有限差分法的相關文獻如Yen等人(1979)，Harper等人(1983)則討論在計算暴潮時必須考慮的開放邊界與海岸邊移動邊界的問題。劉(1990)與中央氣象局發展三合一

模式，包括預報簡表、快速二維模式與三維模式，可預測24小時之內的暴潮變化，模式準確度較高但計算容量較大，計算需要使用超級電腦，在一般的情況下較不適用於實務單位作簡易的應用。Chien (1994)提出的一維模式考慮風浪在近岸海域處產生輻射應力(radiation stress)所衍生的波揚與波降(wave setup and setdown)，在沿岸地形變化較陡之海底地形情況下具有良好的預測結果，但較不適合於地形水深變化複雜之海域。

另外，為使暴潮模式更能模擬實際現象，柯等人(1993)利用FEMA模式計算外傘頂洲的洪泛情形，此模式除考慮暴風因素外更加上陸地的摩擦效應及建築物、樹林等不同海岸地貌與感潮河段及河口對暴潮的影響，模擬情況與支配暴潮運動之外在因素更能符合實際情形，但模式中的參數需要較多的現場資料來進一步率定。Shi和Sun (1995)利用有限差分法配合正交曲線座標系統處理不規邊界與暴潮在近岸地區所產生的洪泛情形，此法考慮移動邊界，應用時必須座標轉換，計算時間的需求量相對增加。

有限元素法能利用不規則網格的選取來克服有限差分法處理不規則邊界之不便，在複雜海岸線及地形或港灣的模擬上能提高計算精確度。台灣東北部海域屬大陸礁棚邊緣地帶，海底地形為大陸棚邊緣之分界，東側水深甚大，西側之水深則淺，其間水深變化甚遽。海灣形狀大部份均為岬灣形狀，數值計算時處理陸地邊界及水深變化較為複雜，如使用有限元素法進行暴潮計算，可利用不規則格網之特性來加以克服，以提高數值計算之精度。Kawahara等人(1980)提出二階段顯式堆積有限元素法解析暴潮與海嘯等問題，此法能將傳統有限元素法求解矩陣須耗費大量計算時間的缺點加以改進，將矩陣元素予以對角化，可以加速疊代過程之收斂性。Kawahara等人(1982)再提出二階段顯式選擇性堆積有限元素法，在模擬淺水長波及沿岸流問題上得到合理的結果。此模式由於選擇性堆積係數(selective lumping coefficient)的加入，使得在數值計算上具有穩定性高、計算快速、節省電腦記憶體之優點，有利於暴潮的即時預測與一般工程單位的應用。許和莊(1997)利用有限元素法建立蘇澳港暴潮模式，利用模型化颱風模式建立不同迴歸週期之暴潮偏差資料。而許等人(1999)用二階段顯式選擇性堆積有限元素法以模擬台灣東北海岸之颱風暴潮偏差，經與潮位站實測水位比較，結果顯示預測值與實測值呈合理之一致性。文中並針對不同選擇性堆積係數對數值計算結果之減衰效應加以研究，並建議其適用範圍。

本研究目的即是利用波浪與暴潮數值模式推算颱風來襲時之波浪與水位變化，期望利用數值預測模式配合大氣模式資料，推算颱風侵襲台灣所產生

的波浪與暴潮，擬建立適合於海岸地區的小區域、細網格、高解析度的海岸水位推算模式，以提供詳細的海岸水位資料於後續的溢淹模式應用，並為日後海岸災害防治與規劃提供一適當工具。

## 二、模式設定

本研究利用海洋中心海象預測平台架構配合高解析度大氣預測模式，完成建立環台颱風暴潮預測模式之建置，而相關的模式設定與說明如下：

### (一) 格網設定

在波浪與海流模式格網設定方面，皆採用巢狀格網方式進行台灣附近海域高解析度海象模擬，在波浪與海流模式方面採用西北太平洋、台灣海域格網。關於各格網範圍，如圖1分別為西北太平洋(N2)、台灣海域(T3)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採內插方式，而模式格網設定亦如表1中所示。

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
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

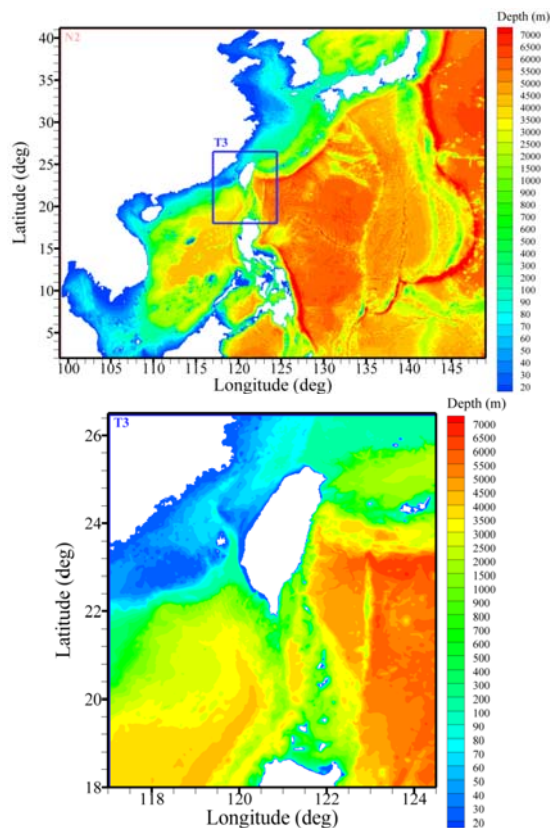


圖 1 西北太平洋(N2)、台灣海域(T3)之計算範圍與地形水深圖

## (二) 波浪數值模式

在風浪模擬方面，首先利用適用於大範圍海域計算的NWW III (NOAA WaveWatch III)風浪模式進行，NWW系列的風浪模式是由Tolman所發展的，首先於荷蘭Delft大學時發展WaveWatch I (Tolman, 1989)，隨後於1992年發展WaveWatch II，目前已發展至WaveWatch III (最新版本為3.14版)，因其為美國NOAA/NWS/NCEP的主要作業化風浪預報模式，故又稱NWW III，中央氣象局亦使用NWW III作為每日波浪預測模式。而NWW III模式使用波浪作用力平衡方程式為控制方程式，適用於有海流狀況下進行波流交會現象的模擬，對於未來考慮波流交會影響的計算上有所助益，在大範圍波浪模擬時通常使用波浪作用力平衡方程式之球面座標型式表示：

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \dot{\phi} N \cos \theta + \frac{\partial}{\partial \lambda} \dot{\lambda} N + \frac{\partial}{\partial k} k N + \frac{\partial}{\partial \theta} \dot{\theta} N = \frac{S}{\sigma} \quad (1)$$

式中  $N$  為波浪作用力譜， $k$  與  $\theta$  為波浪波數與角度空間， $\phi$  與  $\lambda$  為緯度與經度， $\dot{\phi}$  與  $\dot{\lambda}$  為波浪於緯度與經度方向之傳遞速度， $R$  為地球半徑。而  $S$  為源函數能量譜項，主要包含三個部份，分別是風浪成長項  $S_{in}$  與白沫效應波能量消散項  $S_{ds}$ ，及非線性波波交互作用項  $S_{nl}$ ；另外，在淺海地區則必須額外考慮底床摩擦效應  $S_{bot}$ 。

而台灣海域風浪模式則選擇SWAN (Simulating WAves Nearshore) (Booij等人, 1996)近岸風浪模式，SWAN模式所用之控制方程式為求解二維的波浪作用力平衡方程式(action balance equation)，如下式

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} C_x N + \frac{\partial}{\partial y} C_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} C_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} C_\theta N = \frac{S_{total}}{\sigma} \quad (2)$$

上式左側之第一項為運動波譜密度函數之時變項，第二與第三項為傳導項，第四與第五項分別表示由於地形與洋流所造成的波浪頻率位移與折射效應，與分別表示成份波之頻率與角度，表示波浪傳遞時可能發生之波浪能量成長、消散及非線性交互作用等物理現象之源函數。在波浪成長與消散之源函數項中，SWAN模式提供了許多選擇，包括風浪線性成長項、風浪指數成長項、白沫消散項、四個波波非線性交互作用項、底床摩擦項、三個波波交互作用項、碎波消耗項等。

## (三) 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)，該模式早期是由於Blumberg and Mellor (1983)在大西洋南方海灣作的一連串預測的數值模擬，直到1987年Blumberg和Mellor再整理模式之後命名為Princeton Ocean

Model，簡稱POM模式。POM模式能描述三維的海洋變化物理現象，控制方程式包含採用垂直 $\sigma$ 座標之連續方程式、動量方程式、鹽度與溫度守恆方程式，模式中並包含Mellor and Yamada (1982)紊流閉合模式(turbulence closure model)。在數值技巧方面，水平網格可利用正交曲線網格，提高解析度並增加計算效率。而POM模式採用分割技巧，利用水深積分將三維方程式轉換成二維模式，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，可以有效率的解決三維模式模擬速度較慢的缺陷，關於模式詳細內容可參考Mellor (2003)。

## (四) 大氣模式與邊界資料

在海表面邊界氣象資料方面，海象預測模式利用了中央氣象局WRF-OP模式風場資料，其具有45、15及5公里解析度之三層巢狀資料，該資料為中央氣象局WRF作業模式運算後之結果，每日資料釋出00Z、06Z、12Z及18Z四次，每次含有未來72小時預測，時間解析度為每1小時一筆，每日由自動化命令腳本透過網路傳送資料，其格式為GRIB，故資料獲取後需要解碼後再進行海象模式的邊界條件設定。為了測試大氣預測模式對於海象模式在計算暴潮與海岸水位的影響，故利用國研院颱風中心所提供的高解析度TFRF-WRF大氣模式資料來評估與比較。

由於海流模式中包含了一個提供大洋邊界條件的洋流模式，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WOA09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。其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。



### 三、海岸暴潮水位模擬

為了解颱風侵襲台灣時於海岸所產生的暴潮水位，故利用2013年強烈颱風蘇力侵襲台灣北部之案例來驗證討論模式設定之合理性，圖2為蘇力颱風路徑圖，其颱風生成後向西北西方向移動，11日20時由強烈颱風減弱為中度颱風，接近臺灣東北部海面時略為向西北移動，13日3時於新北市與宜蘭縣交界處登陸，8時左右於新竹附近出海，16時前後由福建進入大陸。在水動力模式模擬方面，利用海洋中心海象預測平台(<http://tops.tori.org.tw>)於12日6000UTC時之輸出值作為本案例暴潮水位模擬的起始值，分別利用NCEP、CWB(中央氣象局)及TTFRI(國研院颱風中心)所提供的大氣模式資料進行模擬，各大氣資料在時間解析度方面分別6、6及1小時，在空間解析度方面NCEP再分析資料為200公里，CWB與TTFRI資料在台灣附近為5公里。

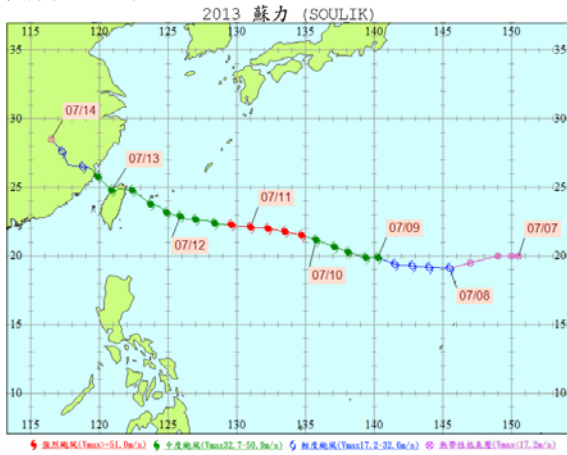


圖2 2013年蘇力(SOULIK)颱風路徑圖(中央氣象局)

圖3為不同大氣模式資料帶入海流模式後於台灣東北部龍洞潮位測站所引致之暴潮水位與實測值比較圖，圖中黑色圓點為潮位實測值，藍、紅及綠色實線分別為NCEP、CWB及TTFRI大氣模式所引致之水位變化時序列，由圖中明顯可由於NCEP再分析資料水平解析度較粗，並無法顯現蘇力颱風經過台灣東北部海域時所引致的暴潮水位，而CWB與TTFRI的大氣模式資料輸入海流模式後於7/12 18:00至7/13 12:00之間可明顯反應颱風經過時所引致的暴潮水位，表示大氣模式資料空間解析度須能解析颱風環流與氣壓結構才能有效於海流模式中反應颱風暴潮現象。但由圖中約7/13 00:00至06:00期間，實測值明顯大於模擬值，此時應是颱風中心經過台灣東北部海域，除去海流、大氣模式及測量的不準確性，應有其他因素造成水位突然升高現象。圖4為使用CWB大氣模式資料進行水位與波浪模擬於龍洞海域之結果，其水位截取處為龍洞潮位測站，波浪為龍洞浮漂處，圖中紫色圓點為波高模擬值，三角點為

龍洞浮漂測量值，由圖中明顯可見，水位最大值發生期間(即水位模擬誤差最大期間)與龍洞海域波高最大值發生時間一致，推測潮位測站水位應與波浪產生的平均水位上升(波揚, wave setup)有關聯性。故使用台灣東北海域近岸波浪SWAN模式(格網解析度為100公尺)計算波揚值，圖4中綠色實線則為波揚、暴潮及天文潮位之合成水位，其明顯於7/12 18:00至7/13 06:00期間產生了由於近岸波揚現象所增加的水位高，由於蘇力颱風於龍洞海域產生了超過10公尺的波高，由於近岸碎波現象所產生的波揚現象亦相當明顯，顯示巨浪所產生的波揚水位在外海波高較大時應加以考慮其對於近岸水位抬升的影響。而圖中藍色空心圓點為解析度50公尺之台灣東北海域近岸波浪SWAN模式所計算之含有波揚水位之合成水位變化時序列，其合成水位於外海波高發生極大值時明顯高於100公尺解析度，表示波揚現象的模擬亦需要高解度的格網，或許在作業化資源需求上必須考量。

而圖5為使用TTFRI-WRF大氣模式資料進行水位與波浪模擬於龍洞測站之模擬值，由圖中模擬結果可見，其波高最大值出現時間為7/13 12:00點，相較於CWB-WRF略晚，而由於龍洞浮漂於7/13 00:00左右開始缺少觀測值，故無法更進一步比較。由圖4與5結果比較，顯示不同大氣模式資料造成水位與波浪特性明顯有差距，在劇烈天氣下之海象推算模擬上，大氣模式資料準確度仍具有關鍵決定性。

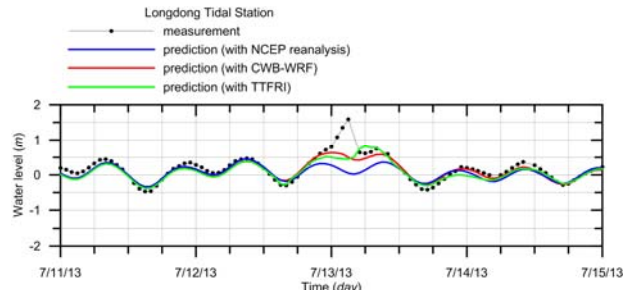


圖3 不同大氣模式資料引致暴潮水位於龍洞測站之比較圖

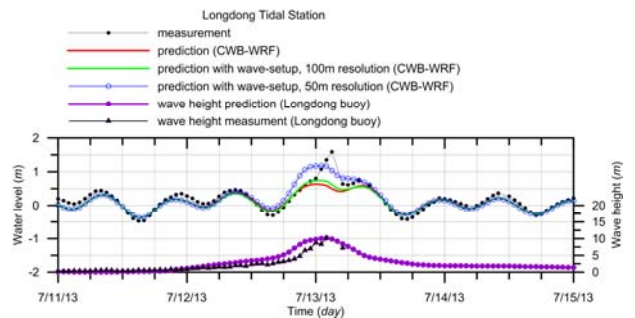


圖4 龍洞海域水位與波高時序列圖(CWB-WRF)

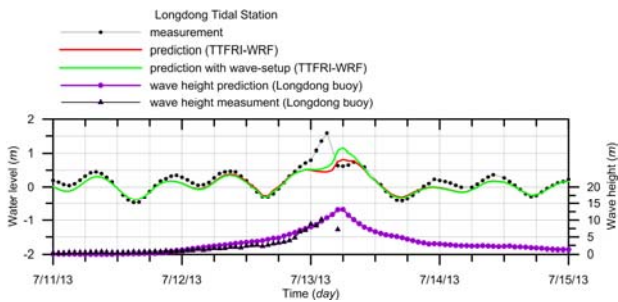


圖5 龍洞海域水位與波高時序列圖(TTFRI-WRF)

圖6分別為蘇澳、花蓮、新竹及馬祖海域觀測水位與模擬結果比較圖，由於蘇力颱風中心距離這些測站較遠，故暴潮水位抬升現象並不明顯，仍是以天文潮位主導水位變化趨勢，以圖中結果看來，新竹、蘇澳、花蓮及馬祖站的暴潮與潮汐合成水位，相較於潮位測站之觀測值的誤差小於0.3公尺以下，顯示模式可合理的推算海岸地區天文潮與暴潮合成水位，其資料對於後續洪水溢淹推算應有所助益。

圖7為2100UTC 12/JUL/2013由蘇力颱風在台灣海域造成海面風速、波高、表面流速及水位分布圖，圖中時刻為蘇力颱風中心即將登陸宜蘭與新北市交界處，在台灣東北角海岸可見海面10公尺高風速接近每秒50公尺，波高可達10公尺，而海面流速受颱風擾動下也呈現劇烈變化，在局部近岸區域甚至流速超過每秒1.5公尺，颱風中心附近之台灣東北海域水位高度也明顯較高於周圍海域，其天文潮與暴潮合成水位可達1公尺以上。

圖8則是由格網解析度50公尺之近岸波浪SWAN模式模擬於2100UTC 12/JUL/2013之波高與波揚水位分布圖，由波高分布可發現當蘇力颱風中心接近此處海域時三貂角北側海域波高可達13~14公尺左右，其波揚水位也超過0.5公尺，而龍洞海域之波高約為12公尺，其近岸波揚水位約為0.5公尺，由波揚水位分布可知，由於近岸碎波現象所引致的波揚水位，在颱風巨浪的情況下，其可能造成近岸水位上升量應加以考慮。而本研究使用結合POM與SWAN模式來模擬天文潮、暴潮及波揚水位的合成量，在操作過程複雜且兩模式之間並無交互作用，後續研究應朝向波流耦合或發展單一水動力模式來進行模擬研究。

#### 四、結論

本研究利用國研院海洋中心海象預測平台之數值模式架構進行蘇力颱風侵襲台灣海域時所引致的波浪、天文潮、暴潮及波揚水位模擬，其結果顯示颱風巨浪所引致的近岸波揚水位在颱風暴潮水位模擬中是不可忽略的因素。

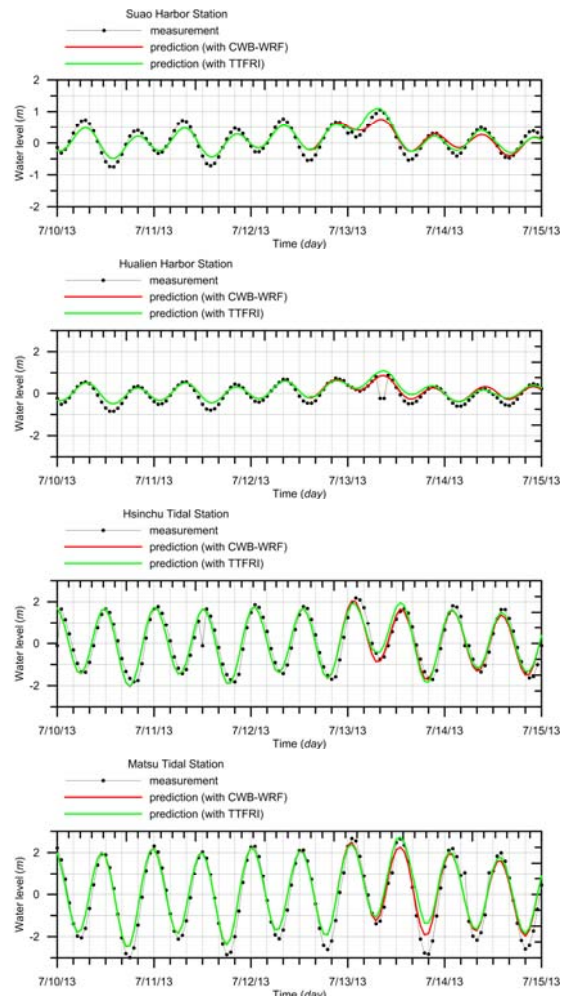


圖6 蘇澳、花蓮、新竹及馬祖海域水位變化時序列

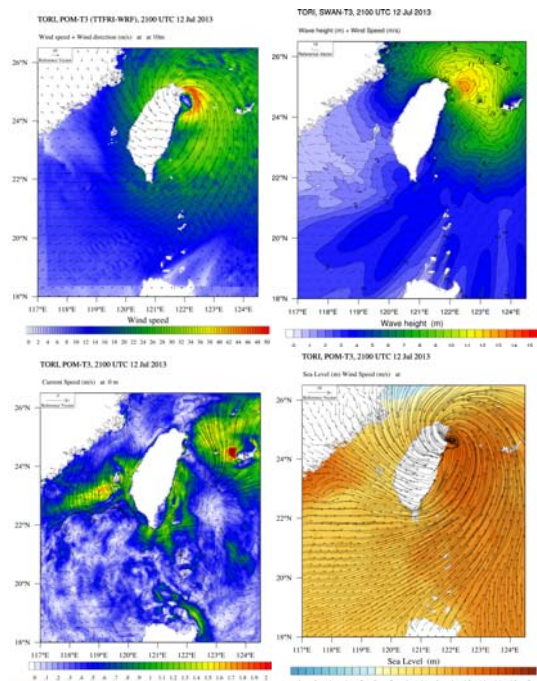


圖7 2100UTC 12/JUL/2013由蘇力颱風在台灣海域所引致之海象變化(10公尺高風速、波高、表面流速及水位分布)



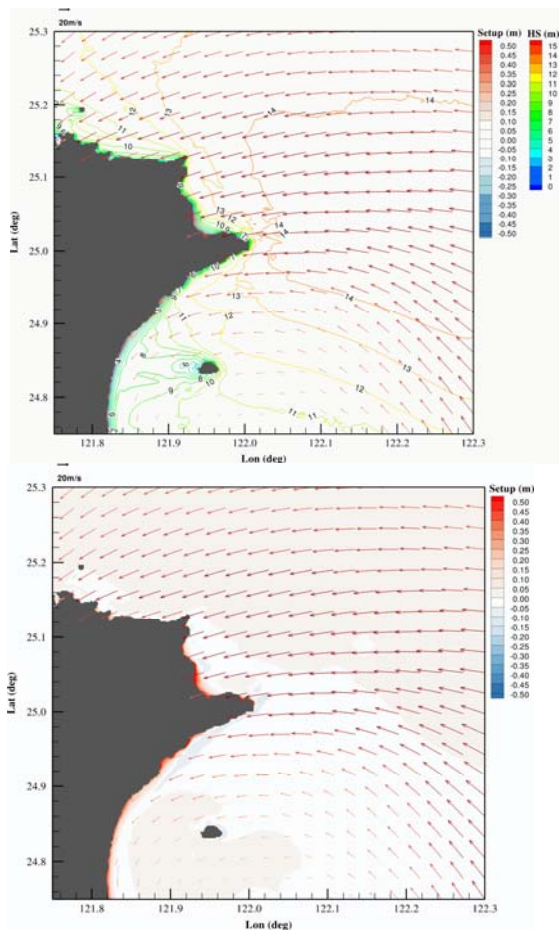


圖8 2100UTC 12/JUL/2013於台灣東北海域之波高與波揚水位分布圖

## 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, pp. 4579-4592.
- Booij, N., L.H. Holthuijsen and R.C. Ris, 1996: "The SWAN Wave Model for Shallow Water," *Proceedings of 24th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, Orlando, Vol. 1, pp. 668-676.
- Chien, Chung-Ho, 1994: "1-D Modeling of Surges for the Eastern Coast of Taiwan Induced by Typhoons," *Proceedings of 25th IAHR Conference*, Tokyo, pp. 40-47.
- Harper, B.A. and R.J. Sobey, 1983: "Open-Boundary Conditions for Open-Coast Hurricane Storm Surge," *Coastal Engineering*, Vol. 7, pp. 41-60.
- Kalnay et al., 1996: "The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project," *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, pp.437-470.
- Kawahara, M., S. Nakazawa, S. Ohmori, and Tagaki, T., 1980: "Two-step explicit finite element method for storm surge propagation analysis," *International Journal for Numerical Methods in Engineering*, Vol. 15, pp. 1129-1148.
- Kawahara, M., H. Hirano, K. Tsubota, and K. Inagaki, 1982: "Selective lumping finite element method for shallow water flow," *International Journal for Numerical Methods in Engineering*, Vol. 2, pp. 89-112.
- 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 Yamada, T., 1982: "Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems," *Rev. Geophys. Space Phys.*, Vol. 20, pp. 851-875.
- Tolman, H.L., 1989: "The Numerical Model WAVEWATCH: A Third Generation Model for the Hindcasting of Wind Waves on Tides in Shelf Seas," *Communication on Hydraulic and Geotechnical Engineering*, Delft University of Technology, Report No. 89-2.
- Shi, F. and W. Sun, 1995: "A Variable Boundary Model of Storm Surge Flooding in Generalized Curvilinear Grids," *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, Vol. 21, pp. 641-651.
- Yen, G.T. and F.K. Chou, 1979: "Moving Boundary Numerical Surge Model," *Journal of the Waterway, Port, Coastal and Ocean Division*, ASCE, Vol. 105, No. WW3, pp. 247-263.
- 楊春生, 1974: 台灣北岸暴潮推算之研究, 台南水工試驗所土木水利學術彙刊, 第49-63頁 (1974)。
- 許泰文、莊文傑, 1997: 蘇澳港暴潮模式之建立, 台灣省交通處港灣技術研究所研究報告, 專刊第42號 (1997)。
- 劉尚孔, 1990: 台灣海域颱風暴潮及氣象潮數值預報模式, 中央氣象局研究報告第374號 (1990)。
- 柯允沛、鄒明城、薛曙生、尹可健, 1993: "FEMA 暴潮模式模擬技術在個人電腦之應用", 第十五屆海洋工程研討會論文集, 第663-676頁。
- 許泰文、廖建明、李兆鑫, 1999: "以有限元素法推算台灣東北海岸之暴潮偏差", *中國土木水利工程學刊*, 第十一卷, 第四期, 849頁-857頁。