

台灣海域風暴潮模式之發展與應用

于嘉順¹ 徐月娟² 尤浩正¹ 江朕榮¹ 朱啓豪²
國立中山大學海洋環境及工程學系¹ 中央氣象局海象測報中心²

摘要

風暴潮是強風及低氣壓所產生的海水水位抬升，與潮汐的作用結合後產生的高潮位可能會造成沿海低窪地區暴潮溢淹致使生命財產損失，異常低潮位亦會危及航行的安全，因此自60年代以來，暴潮預報系統一直是歐美各國海象測報的重點之一。本文敘述利用Yu (1993) 所發展的潮汐與風暴潮耦合模式改進中央氣象局台灣海域潮汐及風暴潮水位計算的預報模式之範圍及解析度，選定五種典型侵台颱風路徑，藉由Holland (1980) 的數值風場模型計算產生的颱風風場與氣壓場作為模式的輸入條件，並利用八個台灣環島水位測站與二個離島測站的實測資料來校驗及綜合分析模式結果。模式計算結果與十個測站的時序資料比對大致符合，但是由於模式格點解析度的影響，5分精度的地形格點無法精確描繪近岸地形，使得台灣西岸的部分測站計算結果較不理想，主要是水位記錄的相位呈現些許偏移所造成。另外，在颱風中心經過台灣期間，模式的計算結果受到風場無法修正颱風在經過中央山脈地形影響後的衰減現象，而造成模式呈現水位偏高的結果，未來使用中央氣象局的動態即時預報風場將可改善模式預報的準確度。

關鍵字：風暴潮、預報模式、颱風、潮汐

一、緒論

風暴潮，一個海水水位抬升卻不是潮汐引起的自然現象，主要的成因為強風及低氣壓所造成的。當風在海面上吹拂時，在空氣與海水的交界處，會因為摩擦力的作用而產生漣漪，若風的速度再加大時就會產生所謂的風浪，此風浪由深水區傳入淺水區時，因為地形的變化而產生淺化效應，造成水在淺水區堆積，使得淺水區的海水面高於原本的平均海水面；另一方面當氣壓降低時，因為海水表面壓力的不平衡，所以使得海水面受到擠壓而向壓力較低的地方集中，導致海水水面抬升(徐，1996)。為了預防沿海地區與感潮河川的沿岸低窪地區因為水位的異常抬升所造成的財產損失，暴潮預報系統是相當重要的(K. F. Cheung, 2003)。

二、風暴潮模式

風暴潮的預測一般來說有兩種方式，一種是傳統的經驗方法，另外一種則是數值方法。傳統的經驗方法是利用歷史颱風期間所觀察到的海水水位，或配合當時的氣象條件來推導數學的近似公式，或者利用同時分析數個潮位站的資料，分析推演出其中的相關性，如此只要其中一個潮位站觀測到異常的水位抬升現象，其他的潮位站即可以此相關性來推測暴潮的水位。不過這些方式並無法適用和涵蓋於所有情況，當預報的氣壓及風速資料的使用被限制住時，其實用度

就大大降低了；另一方面若預測點沒有潮位站，則此經驗方法便無法得知此處的海水水位變化。

數值方法則是以整合的水動力微分方程式來描述風暴潮的產生及發展的動力現象。使用數值方式的好處就是可以得到整個區域的海水特性，可以有較全面性的預報資料，數值方法也有其限制因素，主要是因為數值方法所需要需要連續的邊界條件，但是觀測資料往往無法充分滿足時間能以內差的方式來求得所需要的邊界條件，如此一來便會和實際情況產生些許誤差，或是有大範圍模式提供邊界資料；另外一方面的困難是模式參數的調整，由氣象資料得到海表面的風剪力所計算驅動海流的風驅係數以及利用海流計算海底床剪力的摩擦係數都需要長期的校驗，不過由於數值方法得助於電腦運算能力的提升，來加速模擬複雜的動態大氣壓力以及風場分佈，甚至可以逼近海表面自然產生的情況。

風暴潮預報模式的精確度是建立在品質良好的氣象資料(S. L. Wakelin, 2002)，尤其是風場與氣壓場的預報，所以風暴潮預報模式的建立與改善首要的工作即是盡可能的由氣象資料得到誤差最小且最精確的風速資料。其中最大的問題就是模擬海域的格點遠小於氣象預報的解析度，因此風場資料便需使用內差法來求得，便有誤差的產生。所以精確的氣象預報以及暴潮預報模式和天氣預報資料的整合度是相當重要的。

由於颱風暴風半徑的影響範圍很大，再加上颱風並非固定於同一地點，因此影響的區域範圍就更大，台灣海域的颱風大多在西太平洋與南海形成，為了包含大部分的颱風

路徑，模式的模擬區域必須要放大，以便涵蓋整個颱風的影響，同時減少颱風風場對模式邊界的影響。

在1980年代電腦科技的快速興起，利用數值模式來計算風暴潮時間水位變化的程式逐漸開始出現，初期由於電腦的計算量不夠大，對水動力的數值解析方法的發展也缺乏經驗，所以傳統的計算方式皆是將天文潮與氣象潮分開計算，而且氣象潮的計算多以風場的影響為主，大氣壓力的影響經常是被忽略的。天文潮的預報模式大多以調和常數當作邊界重組潮汐在邊界的變化，再透過水動力模式傳遞波場計算模式範圍內格點的水位變化；風暴潮的預報模式大多僅輸入氣象條件（氣壓場與風場），不包含天文潮的影響，只有計算風及大氣壓力壓力產生的水位變化，以得到暴潮偏差為主，暴潮水位預報則是將天文潮模式與風暴潮模式算出之水位線性疊加，以此算出的暴潮水位變化並沒有考慮到風暴潮與天文潮之間相互的動力影響，但是由於不需考慮與天文潮波的互動關係，計算上也較為快速，所以在潮差不大或是大陸棚海域較狹窄的區域（如美國東海岸海域），仍然是風暴潮預報的主要方法。

拜現今電腦科技進步神速，電腦所能提供的運算量比起以前有大幅度的進步，計算的方法也隨之大幅改進，因此許多國家所發展的風暴潮預報數值模式皆已朝向將氣象條件（風速、風向及大氣壓力）的影響直接與天文潮波整合進以全域水動力方程式直接計算，在模式中達成動態平衡，使風暴潮與天文潮的相互影響可以被完整的考慮。台灣海域潮差變化可達五、六公尺，因此，暴潮模式與天文潮模式的結合有相當的必要性。

本文採用Yu (1993) 所發展的潮流模式與Holland (1980)的參數化颱風模式作為模式建立的基礎，以下就模式與其建立過程分別敘述。

(一) 暴潮模式

利用Yu (1993) 所發展的潮流模式，改進台灣海域暴潮水位計算的預報模式，此模式經長期的發展與交驗(Yu et al, 1994)後已於1998年正式上線，提供比利時海岸管理單位作為航運安全及海岸保護的即時預報模式。模式的控制方程式如式(1)~(3)，以不可壓縮流體的水動力方程式來描述，分別為動量方程式與連續方程式。由於三維水動力模式需要的計算時間相當的長，以目前單一計算處理器(CPU)的運算速度來說，作為預報模式將無法提供適當的效率，然而暴潮水位為海水表面重力波傳遞的現象，水層間的垂直循環並不會影響水位的計算，因此世界各國的暴潮預報模式大多採用二維的水動力模式；垂直接速原本就比水平流速小很多，因此忽略不計，式中的流速為二維平均流速，表1為暴潮模式所使用之變數及參數。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \phi} \left(\frac{\partial}{\partial \chi} (u(h+\zeta)) + \frac{\partial}{\partial \phi} ((h+\zeta)v \cos \phi) \right) = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{R \cos \phi} \frac{\partial u}{\partial \chi} + \frac{v}{R} \frac{\partial u}{\partial \phi} - \frac{uv \tan \phi}{R} - v(2\omega \sin \phi) = -\frac{g}{R \cos \phi} \frac{\partial \zeta}{\partial \chi} - \frac{1}{\rho R \cos \phi} \frac{\partial p_a}{\partial \chi} - \frac{\tau_{bx} - \tau_{sx}}{\rho(h+\zeta)} \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{R \cos \phi} \frac{\partial v}{\partial \chi} + \frac{v}{R} \frac{\partial v}{\partial \phi} - \frac{u^2 \tan \phi}{R} + u(2\omega \sin \phi) = -\frac{g}{R \cos \phi} \frac{\partial \zeta}{\partial \phi} - \frac{1}{\rho R} \frac{\partial p_a}{\partial \phi} - \frac{\tau_{by} - \tau_{sy}}{\rho(h+\zeta)} \quad (3)$$

模式的數值方為定格點有限差分法，時間的差分項則是使用方向交錯式隱式法ADI (Alternating Direction Implicit) (Yu, 1993)。一般模式使用的數值方法分為顯式法及隱式法，顯式法的優點為較節省記憶體空間，同時在高速計算的應用上也較隱式法簡單，缺點為在時間步長部分必須配合模擬範圍的水深做修正，以便符合其穩定條件；隱式法的優點為穩定度較顯式法為高，時間格點大小不受模式區域內的水深所影響，缺點為需要耗費較大量的記憶體，同時在應用上不若顯式法來的容易。由於這二種數值方法各有利弊，Dronker(1969)曾提出一個變通的方法，稱之為「方向交錯式隱式法」(Alternating Direction Implicit scheme)，此法綜合顯式法的方便性但仍然保持隱式法的穩定特性，由於計算的過程分為二個部分亦可稱之為二段式時間積分法，或是半隱式法。

ADI scheme的衍生方法有許多，基本的計算方式為將一個時間格點分為兩部分，在第一部分計算時，東西向的動量與連續方程式使用隱式法計算，南北向的動量方程式則使用顯式法計算；第二部分則轉換為南北向的動量與連續方程式使用隱式法計算，東西向的動量方程式則使用顯式法計算，如此便可融合顯式法及隱式法的優點，除可增加計算速度也可節省記憶體，同時又保存隱式法穩定度不受影響的優點，尤其是在台灣海域，水深變化很大，特別需要穩定度要求的數值方法。

表1：暴潮模式使用之變數及參數

v_t	垂直渦流 (eddy) 黏滯係數
ρ	水體密度 (kg/m^3)
f	科氏力
g	重力加速度 (m/s^2)
u, v	x、y 方向平均流速 (m/s)
h	水深 (m)
ζ	水位變化 (m)
t	時間

p_a	大氣壓力 (N/m ²)
τ_{bx}, τ_{by}	底床摩擦產生之剪力
τ_{sx}, τ_{sy}	風於表層產生之剪力
α_x, α_y	水平擴散係數
C_D	風阻係數
ρ_a	空氣密度 (kg/m ³)
W_x, W_y	x 及 y 方向風速 (m/s)

(二) 參數化颱風模式

藉由颱風中心路徑、中心氣壓、最大暴風半徑與最大風速等資料，可提供參數化颱風用以模擬強颱風發生時的氣壓場及風場，風壓場的資料將可提供暴潮模式作為輸入。

1. 氣壓場

使用的氣壓計算公式如式 (4)

$$P(r) = (P_\infty - P_c) \exp\left(-\frac{R_w}{r}\right)^B + P_c \quad (4)$$

P_c 為颱風中心氣壓

P_∞ 不受颱風影響處之氣壓

R_w 最大暴風半徑

r 為與颱風中心之間距

B 為颱風剖面係數， $B = \frac{1}{P_\infty - P_c} \left(\frac{V_m}{5.375}\right)^2$

V_m 為颱風中心最大風速

2. 風場

風速計算公式如式 (5)

$$V(r) = V_m \left(\frac{2R_w r}{R_w^2 + r^2} \right) \quad (5)$$

XY軸風速分量如式 (6)、(7)

$$u = V(-\sin(\theta + \alpha)) \quad (6)$$

$$v = V \cos(\theta + \alpha) \quad (7)$$

θ 為所在位置與颱風中心之連線與 X 軸之夾角， α 則為颱風內部之風速偏角，本研究利用 $\alpha = 24^\circ$ 值。

由於颱風移動會造成風速的變化，因此需將颱風移動速度及方向引入風速計算，可以得到式 (8)、(9)

$$u = u + \bar{U} \left(\frac{r}{R_w + r} \right), \quad v = v + \bar{V} \left(\frac{r}{R_w + r} \right), \quad \text{when } r \leq R_w \quad (8)$$

$$u = u + \bar{U} \left(\frac{R_w}{R_w + r} \right), \quad v = v + \bar{V} \left(\frac{R_w}{R_w + r} \right), \quad \text{when } r \geq R_w \quad (9)$$

\bar{U} 、 \bar{V} 為颱風移動速度在 X 及 Y 軸之分量 (m/s)，由上述公式配合中央氣象局預報之颱風路徑資料，即可得到當時颱風內部的風場及氣壓場。颱風模式所需參數詳列表 2。

表 2：參數化颱風使用之參數與變數

P_c	颱風中心氣壓 (hPa)
P	颱風影響範圍外之氣壓 (mb)
r	距颱風中心的距離 (km)
R_w	最大暴風半徑 (km)
V_m	最大風速 (m/s)
\bar{U} 、 \bar{V}	颱風移動速度的分量 (m/s)
α	颱風內部之風速偏角 (度)
θ	所在位置與颱風中心之連線與 X 軸之夾角 (度)
B	颱風剖面係數

(三) 模式的建立與驗證

為了涵蓋整個颱風的影響與減少颱風風場對邊界的影響，東經 105° 至 150° 、北緯 15° 至 42° 為模式範圍，模式地形精度為 5 分格點，模式邊界分別以 M2、N2、S2、K2、O1、P1、K1、Q1 等八個分潮作為驅動，潮位振幅與相位差值為利用 TOPEX/POSEIDON 產生。

模式建立初期先行忽略風壓場的影響，僅以天文潮作為驅動，模式水位與流速初始條件皆為零，經由測試，達模式穩定時間約為 2 個月 (Warm-up)，因此在模式進行天文潮模擬之前需先模擬 2 個月以達穩定。天文潮模式進行一年的模擬後，將其水位資料以調和分析得到模式全域的調和常數，並同時

與台灣沿岸13個水位測站資料的調和分析結果進行比對。

在建立天文潮模式後，爲了瞭解颱風入侵對於沿岸水位造成的影響，選定5種典型侵台颱風路徑作爲研究(圖1)，藉由中央氣象局發佈的颱風路徑與中心氣壓等資料，可提供予參數化颱風模式產生風壓場，將風壓場資料引入天文潮模式便可估算颱風對台灣沿岸的暴潮水位，模式結果將與實測水位進行時序比對。

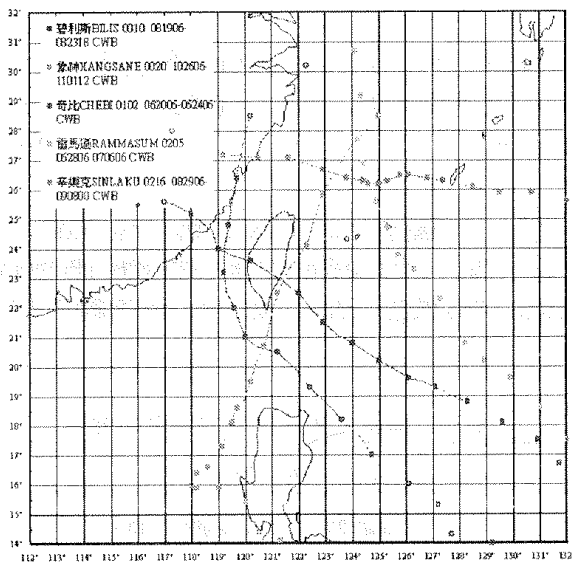


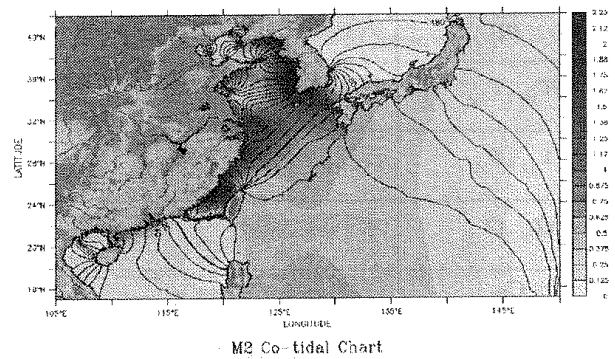
圖1：5種典型侵台颱風路徑

三、結果與討論

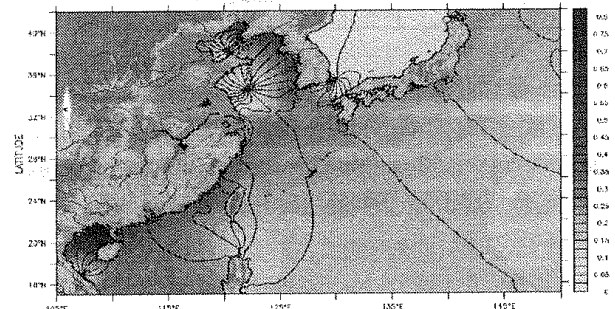
模式結果將分爲兩個部分作爲討論，天文潮部分爲模式初期建立時提供模式驗證的工具，風暴潮部分則爲天文潮耦合風壓場後瞭解暴潮的工具，模式結果將與實測資料進行比對。

(一) 天文潮

單純天文潮的模式結果在進行一年的模擬後，全域水位資料的調和分析結果如圖2所示，在此僅展示M2與K1的調和常數，其分析結果與過去對於西太平洋所做的相關模式研究結果大致相同，於渤海內皆有無潮點的產生，台灣海峽內部的M2分潮振幅約可達2公尺左右，爲了進一步瞭解天文潮的率定結果是否良好，各測站的調和常數比對詳如圖3，由於測站較多，圖中僅提供8個主要測站資料進行比對，在此亦僅提供主要的M2與K1分潮結果，大致上模式結果與實測資料符合，台灣東岸的結果比對較佳，西岸的部分由於爲海峽內部，潮波在由東岸傳遞至西岸大陸棚時將受到地形變化而影響，受到模式解析度的限制，海峽內部結果有一定的誤差，另外，由於測站資料皆於港內測得，而模式所呈現的爲外海

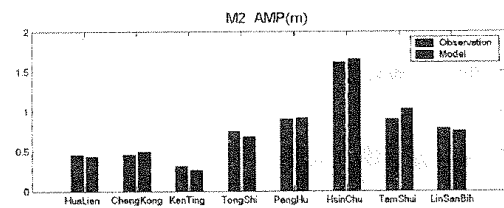


(a) M2

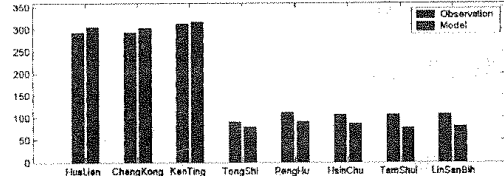


(b) K1

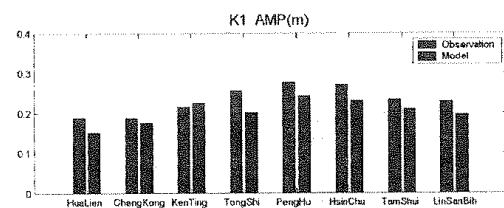
圖2：天文潮全域調和分析結果



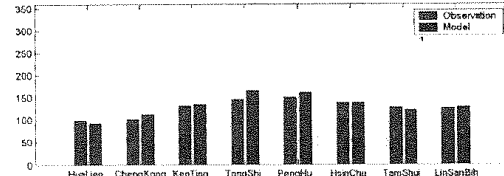
M2 PHASE(Deg)



(a) M2



K1 PHASE(Deg)



(b) K1

圖3：台灣沿岸測站調和常數比對

潮波所傳遞的結果，港內所測資料受到港口影響將有一定的差距，由結果看來以淡水測站為最。

(二) 風暴潮

模式的結果包含5個颱風發生期間的模擬，以下將以碧利斯颱風為例，分別展示模式與實測資料的比對結果，圖4為碧利斯颱風發生期間全域水位的分佈情況，可以清楚地看到水位受到颱風中心氣壓的影響而有整體抬升的現象，如逢大潮期間，沿岸低窪地區將有淹水的可能。

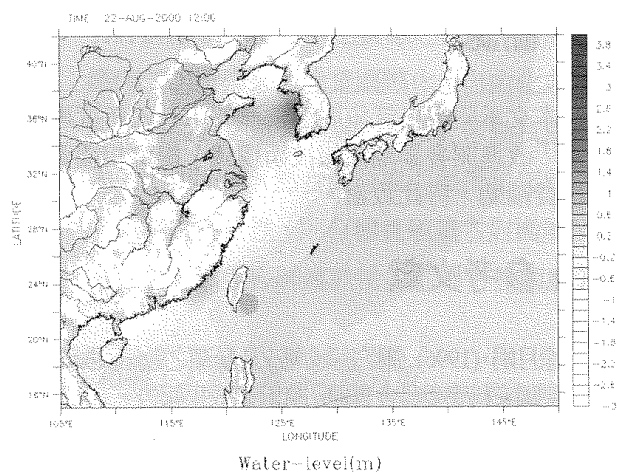
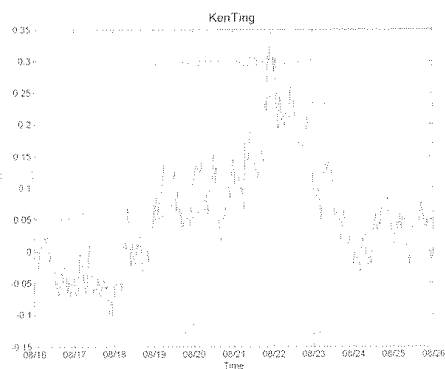
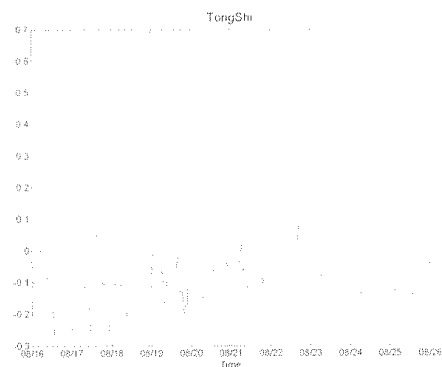


圖4：碧利斯颱風登陸前的水位分佈

由全域的水位分佈可以大致得知暴潮的分佈，但藉由實測水位資料的分析，亦可得知暴潮偏差的大小，圖5為墾丁與東石於颱風期間所分析的暴潮偏差時序分佈，墾丁最大約有0.3公尺左右的抬升，東石約0.6公尺左右。



(a) 墾丁



(b) 東石

圖5：台灣沿岸測站於碧利斯颱風期間之暴潮偏差

圖6為碧利斯颱風期間模式結果與實測水位的比對，實線為模式結果，點為實測資料，不同颱風期間的水位比對可見圖7，兩者大致符合，但模式結果有高估的情況，由於參數化颱風無法修正風場在經過中央山脈後影響的衰減現象而產生。

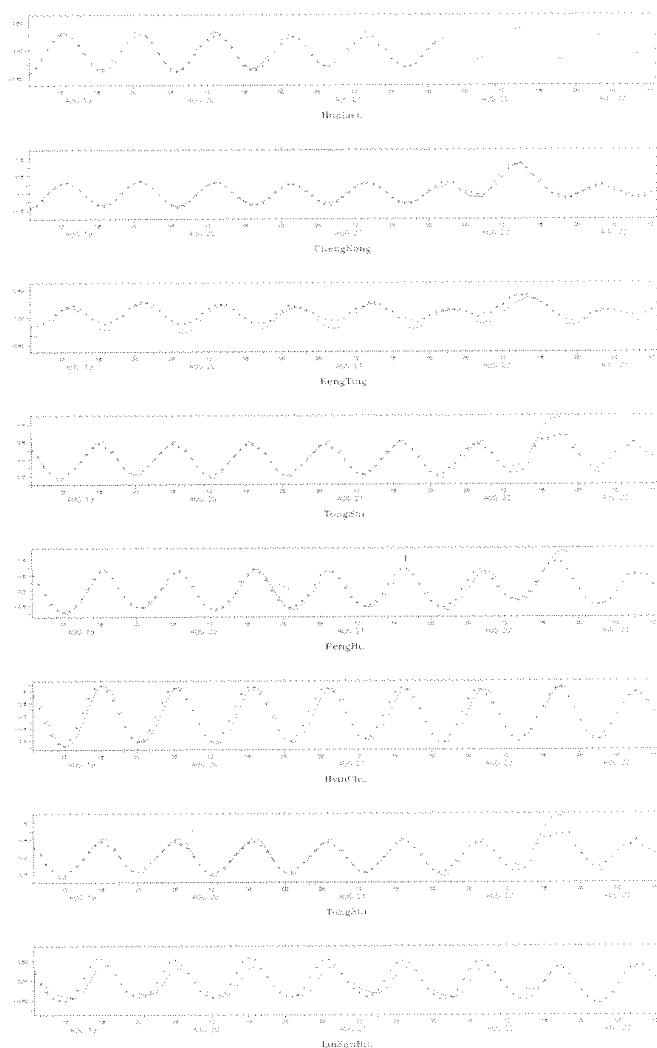


圖6：碧利斯颱風期間台灣沿岸水位測站模式結果與實測資料之比對
(由上而下依序為花蓮、成功、墾丁、東石、澎湖、新竹、淡水、麟山鼻)

四、結論

藉由5個颱風與13個測站的時序比對結果，模式結果與實測水位資料大致吻合，除了在台灣海峽內部的計算結果因地形淺化的效應而有些許的相位差，其餘測站的計算結果在潮時及水位上的比對皆能與實測資料相互吻合。

本文只針對五種典型入侵台灣的颱風路徑做為研究，僅利用參數化颱風產生的風壓場作為輸入條件，實際的氣象資料與輸入的風壓場有一定的誤差，未來將利用氣象局的動態預報風壓作為輸入，將可改進模式預報的準確度。

五、謝誌

本文承蒙中央氣象局海象測報中心93年度專題計畫「改進開發暴潮預報技術模式」提供相關資料與經費補助，特此致謝。

六、參考文獻

1. 徐月娟, (1996) 彌陀海域潮汐及暴潮之數值模擬, 行政院國家科學委員會專題研究計畫成果報告。
2. J. J. Dronkers, (1969) Tidal computations for rivers, coastal areas and seas. *Journal of Hydraulic Div., ASCE* 95.
3. Holland, G. J., (1980) An Analytic Model of the Wind and Pressure Profiles in Hurricanes., *Monthly Weather Review*, Vol.108, p1212~1218.
4. K. F. Cheung et al, (2003) Modeling of storm-induced coastal flooding for emergency management. *Ocean Engineering* 30, 1353-1386.
5. S. L. WakeLin, R. Proctor, (2002) The impact of meteorology on modelling storm surges in the Adriatic Sea. *Global and Planetary Change* 34, 97-119.
6. Yu, C.S. (1993) **Modelling Shelf Sea Dynamics and Estuarine Circulations**. Ph.D. Thesis, Dept. of Civil Eng., K.U.Leuven.
7. Yu. C.S., M. Marcus and J. Monbaliu (1994) **Numerical modelling of storm surges along the Belgium coast**. In : *Computational Methods in Water Resources X*, Peters et al. (eds), Water Science Technonogy Library, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1331- 1338.

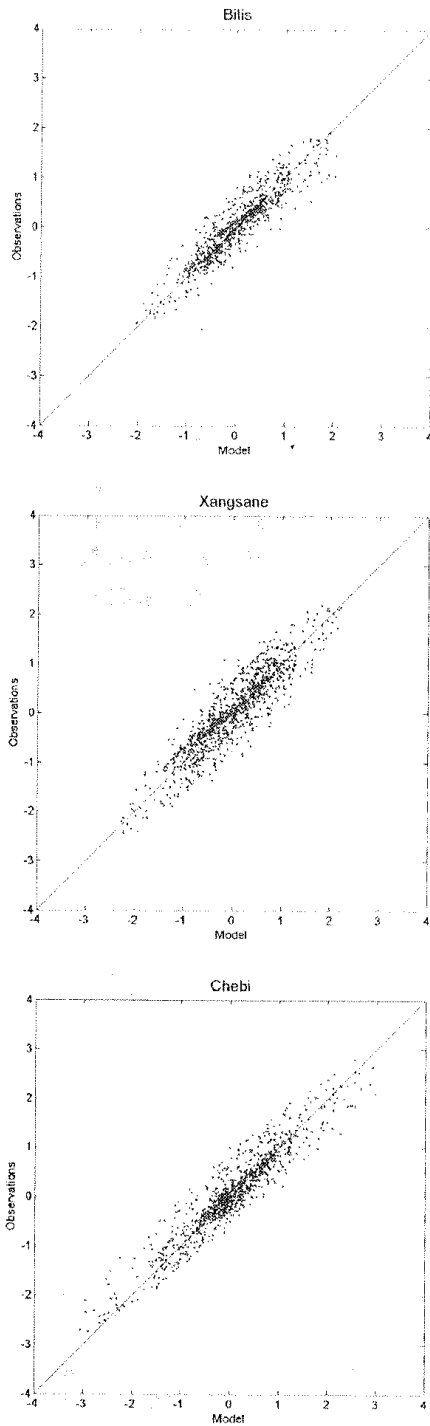


圖7：在不同的颱風期間，模式結果與實測資料的比對