

台灣海峽流場全年衍變之數值模擬

詹森¹ 陳慶生² 王甯²

¹ 國立成功大學台南水工試驗所 ² 國立台灣大學海洋研究所

摘 要

本文採用三維斜壓海洋環流模式，探討台灣海峽流場之變化過程。模式海域設定於水道南端、台灣灘北側以至海峽北端之間，東西兩邊分別以台灣和大陸海岸為邊界。海初靜止，計算開始時以夏季在澎湖水道南端入口測得之溫鹽構造為邊界條件，同時自澎湖水道入口邊界逐漸放進1Sv的北向流量並從北部邊界抽出，以推動海峽內流場。計算200天模式流場和觀測得之夏季水文型態幾乎一致，因此我們再用此流場為新的初始條件，參測溫鹽與風速資料，配合調整適當的邊界流量，使模式流場和已知的水文型態符合。根式結果和過去十多年來在海峽裡進行的水文調查結果，台灣海峽流場全年衍變之主要過程這樣的：每年夏季6、7月以後，西南季風推動部分南海表層水經由澎湖水道進入海峽，表溫、鹽度較低的海水沿台灣西岸往北，底層的高鹽冷水則為彰雲沙脊所阻而偏轉西北靠陸海岸。9月中旬以後東北季風驅動低溫低鹽之大陸沿岸水南下，另一方面澎湖水道流量則應力阻滯而減小；直到11月時大陸沿岸水已侵入海峽北部東側，澎湖水道內高溫高鹽水東北風壓制於澎湖附近，這兩種水團在彰雲沙脊上相遇然後逐漸形成東西方向的溫鹽鋒至次年2、3月冬末春初時東北季風減弱，大陸沿岸水往北退縮，澎湖水道裡的暖水即有往北移動。4月後澎湖水道內流量漸增，暖水經由澎湖水道進入海峽後，先在彰雲沙脊上氣旋方式向西北擴張，過了沙脊後再以氣旋方式貼近東岸，然後於桃園附近離岸轉向西至於原來在彰雲沙脊上的鋒面則退到海壇島以東成馬蹄鐵形。此後澎湖水道流量持續增水文場回復夏季型態。另外，由數值模式進行的動力過程研究得知，台灣海峽的流場受沙脊、澎湖水道裡的海水流量和密度分層結構，以及海表面風應力所影響，而海流在變形上為遵守位渦度守恒所引起的調整，以及密度變化經熱力風關係表現出來的斜壓效應是控制流場之主要機制。

一、前言

台灣海峽位於台灣和大陸福建之間，南北兩端分別接連南海和東海。圖1是台灣海峽暨附近海域之等深淺圖，其中主要的地形構造包括彰雲沙脊、澎湖水道、台灣淺灘等等。有關海峽裡的海象變化，早期，根據船隻漂流法所量到的流速，和一些海水溫、鹽度等之類的水文資料顯示，流場主要受低溫低鹽之大陸沿岸水，高溫高鹽之黑潮支流，以及高溫但鹽度較黑潮支流低之南海表層水所影響(朱, 1961; 1963)，夏季期間，平均海流由南往北，海水特性多屬黑潮分支，而在西南季風期則為南海表層水取代(Fan, 1982)；冬季期間，西半部為南移之大陸沿岸水所佔，東側沿台灣西海

岸則仍維持北向海流(Nitani, 1972; Chuang, 1985)。夏季平均流量約為0.5~1Sv(1Sv=10⁶ m³/s)由南往北入東海，冬季平均流量轉為0.5Sv向南(Wyrtki, 1961)。

近十幾年來，由於測量儀器和觀測技術大為進步，海象調查範圍和測站密度亦隨之大增，由調查所蒐集之溫鹽深資料、定點海流資料、海面溫度影像暨相關分析報導，得以深入了解台灣海峽平均流況。以水文型態來分，流場全年的變化可區分為六個不同的類型，圖2裡的六個垂直平均之水文型態，即表示由每年春初至次年冬末期間，海峽裡水團分佈變化的情形，圖中深陰影區代表大陸沿岸水，淺陰影區在夏天西南季風盛行期為南海表層水，其餘時間則以黑潮分支水為

主。圖2(a),冬末春初之際,東北季風強度漸減,大陸沿岸水隨即往北退縮,一方面由風應力在海峽南部造成水位之堆升亦漸漸無法維持,澎湖水道南部的高鹽暖水受壓力梯度力的推動,會越過彰雲沙脊沿台灣西岸往北入侵,這期間水文型態不穩定,受風應力變化影響大,例如東北季風再增強,即可阻滯暖水北侵過程(王等,1988)。圖2(b)顯示春天時大陸沿岸水再往北退至海壇島東方,而通過澎湖水道的北向流量則是逐漸增加,但垂直分層還不明顯,因此北向海流在彰雲沙脊附近以類似「Taylor柱」的型態由沙脊西側繞過,然後轉向東北沿台灣西岸北流,至北部海岸再離岸轉北北西方向。此時台灣淺灘上之等溫、鹽線通常呈東西走向(蕭,1988),這表示由台灣灘進入海峽的流量不大,所以澎湖水道應是黑潮支流或南海表層水進入海峽的主要管道。夏天時,通常之水文型態如圖2(c),由於通過澎湖水道之北向流量隨西南季風起而繼續增加,因此高溫高鹽水佔了整個東半側,大陸沿岸水已退出台灣海峽;溫鹽分佈也顯示澎湖水道裡的底層冷水受彰雲沙脊阻擋而偏轉西北(未繪出),形成表層與底層流方向不一致的現象(王等,1988; Wang and Chern, 1992)。圖2(d),夏末秋初,澎湖水道裡北向流量和密度分層強度幾達全年最高,鹽度較低的南海表層水也在此時進入海峽東側,北部海域之等溫鹽線則有向台灣西岸密集之趨勢。到了秋冬交替之際,東北季風起,澎湖水道流量減,致使暖水被阻滯於彰雲沙脊以南,另一方面季風亦推動大陸浙閩沿岸水向南移,其勢力範圍幾乎可涵蓋整個海峽北部,而在彰雲沙脊上則會發展出一道顯著的溫鹽鋒面(王,1986;王等,1989; Wang and Chern, 1988),水文型態如圖2(e)。冬季期間,澎湖水道裡的暖水往往會被強勁的東北季風吹得更向南移而縮成 Ω 形,北方來的大陸沿岸水則可能暫時往南越過彰雲沙脊,如圖2(f)所示。以上即是台灣海峽流場全年變化,所呈現出的六個經常可觀測到的水文類型,至於不同年際間之溫鹽資料雖有差異,但其水文型態基本上仍然是一致的。

二、數值模式

三維的海洋環流模式(Ocean General Circulation Model, 簡稱OGCM)自1970年代初期發展迄今,不

論是應用在全球海洋或近岸環流的模擬上,模式結果皆與實測資料有不錯的吻合度,本文即是利用此數值模式來模擬台灣海峽流場之季節性變化。

這個模式係在地轉系統裡,假設海水不可壓縮,海水的物理性質用速度分量 u, v, w 、壓力 p 、密度 ρ 、溫度 T 和鹽度 S 來代表,運動方程式取靜水壓平衡、Boussinesq近似、淺水運動近似及 β 平面近似後,可以化簡為

$$\frac{Du}{Dt} - fv = -\frac{1}{\rho_0} P_x + \nabla \cdot (A_m \nabla u) + \nu u_{zz} \quad (1)$$

$$\frac{Dv}{Dt} + fu = -\frac{1}{\rho_0} P_y + \nabla \cdot (A_m \nabla v) + \nu v_{zz} \quad (2)$$

$$P_x = -\rho g \quad (3)$$

$$u_x + v_y + w_z = 0 \quad (4)$$

$$\frac{DT}{Dt} = \nabla \cdot (A_h \nabla T) + \kappa T_{zz} \quad (5)$$

$$\frac{DS}{Dt} = \nabla \cdot (A_h \nabla S) + \kappa S_{zz} \quad (6)$$

$$\rho = \rho(T, S, P) \quad (7)$$

其中 x, y, z 分別是卡氏座標三個方向, u, v, w 則是對應這三個方向的速度分量, t 是時間,柯氏參數 $f = f_0 + \beta y$, A_m 與 ν 是水平與垂直黏滯係數, A_h 與 κ 則是水平與垂直擴散係數,數學符號 $D/Dt = \partial/\partial t + u\partial/\partial x + v\partial/\partial y + w\partial/\partial z$, $\nabla = i\partial/\partial x + j\partial/\partial y$ 。以上(1)、(2)、(3)式是 x, y, z 三個方向的動量平衡方程式,(4)是連續方程式,(5)、(6)分別是溫、鹽擴散平衡方程式,(7)是狀態方程式。其中第(7)式,這裡是用Mellor(1991)的計算公式,這些公式(Gill(1977)之A3.1與A3.2式,以及Mellor(1991)之(5a)與(5b)式)是依聯合國教科文組織(UNESCO)所訂定的海水密度計算公式(UNESCO, 1981)簡化而來,雖然準確度比採用UNESCO公式計算所得之結果稍差,但還不至對模式結果造成影響,另一方面還可以提高數值運算之效率。

圖3裡的矩型框代表模擬區域,其中有三個開口邊界,分別位於北邊以及南邊以澎湖群島分隔開之兩個開口邊界。 x 軸為海峽橫向, y 軸為縱向,與北方夾角 32° ,左下角座標定在北緯 $23^\circ 55'$ 東經 $118^\circ 25'$, x 與 y 方向格點間隔均為5km, x 軸可劃分為40格, y 軸65格,因此縱長325km,橫寬200km。垂直方向以水面為0,向下每10m一層,最深處在澎湖水道裡共有

10層，水深為100m。圖4是模式海域之等深線圖，台灣海峽裡重要的地形皆包括在內。

有關邊界條件，在海底， $z = -H(x, y)$ ，定溫、鹽度通量為0

$$\rho_0 \nu \frac{\partial(T, S)}{\partial z} = 0$$

而模式的垂直層厚度太大，因此不足以解析出底部摩擦邊界層，所以在模式海底採用二次方摩擦定律(quadratic stress law)為動量之邊界條件

$$(\tau_b^x, \tau_b^y) = C_d(u^2 + v^2)^{1/2}(u, v)$$

τ_b 代表底部摩擦應力， C_d 是無因次的摩擦係數。在海面 $z = 0$ 處，設定風應力

$$\rho_0 \nu \frac{\partial(u, v)}{\partial z} = (\tau_s^x, \tau_s^y)$$

τ_s 是海表面風切應力。同時令海表面 $w = 0$ ，如此可濾除高頻的重力波，但是對於能量較多的低頻運動影響不大。另外在海底地形變化的地方有垂直速度

$$w = -uh_x - vh_y$$

在澎湖水道南端邊界取流量、溫鹽度固定的邊界條件，邊界上北向速度垂直均勻，水平方向最大速度在 $x = 34 \sim 37$ ，然後向左右兩側遞減；溫鹽度在垂直方向上有變化，水平方向均一，溫鹽垂直結構如圖5澎湖水道南端兩個相鄰測站之溫鹽資料所示，圖5(a)~(f)的時間分別對應圖2(a)~(f)之六個時期。台灣灘上和北部邊界則定速度在 y 方向的梯度為0；在北部邊界，若海水流出模式海域則溫鹽度之 y 方向梯度為0，冬季期間因為有大陸沿岸水南下進入海峽，所以改以實測溫鹽資料，如圖6，為北部邊界條件，讓低溫低鹽水輻散入模式海域。

運動方程式之差分方式完全依據 Semtner(1974, 1986)所建立的三維環流模式，本文即不再贅述。而用跳蛙式差分法處理時間微分項，在積分若干時間後可能會產生兩組不同的解，所以在每個時間步級計算完後，通常要對前後時間步計算所得的結果做一次平均，以避免發生這種問題，這裡我們採 Asselin(1972)的方法

$$g_s^n = g^n + \frac{\alpha}{2}(g^{n+1} - 2g^n + g^{n-1})$$

g_s 代表經上述平均過的解， α 取0.05。積分時間間隔為60秒，其餘參數如水平與垂直黏滯係數、摩擦係數、擴散係數等的設定，基本上參考他人模式(例如 Chao, 1991; Chern and Wang, 1994)，暨文獻、教科書中之實驗數據(例如 Okubo, 1971; Csanady, 1982等)，當然也要兼顧模式計算能維持穩定，這些數值留待模式結果中再一併敘述。

三、模擬結果

通常夏季平均流較大，且流況穩定，因此以夏季流場當做數值模擬之初始流場。為求算此流場，模式由水溫 $24^\circ C$ 、鹽度 $34psu$ 、完全靜止的海洋開始計算。然後以圖5(d)所示之溫鹽垂直結構為澎湖水道南端之邊界條件，水平向溫鹽值均一；同時自邊界放水進來，並由北部邊界抽出。積分最初10天當中，澎湖水道裡流量逐漸增加為 $1Sv$ ，然後固定之。自此之後流出北部邊界的流量亦為 $1Sv$ ，通過台灣灘的淨流量則為0。而在北部和台灣灘上之開口邊界取溫、鹽、速度之 y 方向梯度為0；澎湖水道南端開口邊界之流量和溫、鹽度結構固定，邊界上北向速度分量垂直均勻，但是沿 x 方向有速度變化，其比值從 $x = 31$ 到 $x = 40$ 分別為0.5, 0.625, 0.75, 1, 1, 1, 1, 0.875, 0.75, 0.625。至於澎湖水道入口實際的流速結構是否如以上所設定，還有待更多的觀測來驗證。模式計算時所取用的參數 $A_m = 2.5 \times 10^6 cm^2/s$ ， $\nu = 5 cm^2/s$ ， $C_d = 0.005$ ， $A_h = 2.5 \times 10^6 cm^2/s$ ， $\kappa = 5 cm^2/s$ 。模擬之流場型態從第160天以後至第200天之間沒有很大的變化，流場已近似穩定狀態，因此就以第200天的流場做為後續計算的初始流場。

圖7是初始流場第2層15m深及第5層45m深的流速與溫、鹽度分佈，因為模式的第1層與最近海底之一層分別為邊界條件，所以我們就以第2、5層代表模式的表層與底層流場。圖7中15m深的流場顯示高溫低鹽的表層水由澎湖水道入海峽前流速從 $25 cm/s$ 大增為 $80 cm/s$ ，接著在彭雲沙脊上發生順鐘向彎曲，至沙脊以北開始轉向東北貼近台灣西岸前進，同

時等溫鹽線也向著東岸靠近。達海峽北部時，最大流軸離東岸約25km，流速約50 cm/s，西半部平均流速甚低。第5層45m深的流場顯示，低溫高鹽的下層水沿著澎湖水道西側壁攀升，然後因受阻於彰雲沙脊而伸向西北繞過沙脊，一部分至海壇島東方再轉向東北。底層海流在海峽北部東側最大，流速約25 cm/s。過去夏天實測的水文場型態，如圖2(d)，和模擬結果的特徵吻合，因此這個模式流場可以算是台灣海峽夏季的典型。

接著再依圖5之溫鹽結構，每60天變換(隨時間以線性關係增減溫鹽值)澎湖水道南端入口邊界條件，同時也依據長康海域國光平台上測得之風速資料統計結果(王等, 1988), 和海峽裡有限的流速資料，設定海面風應力和各開口邊界流量。由於實際邊界條件(主要是流量)的時間序列變化，目前還沒有比較完整的記錄，所以我們利用圖2裡的6個不同時期的水文場特徵來診斷各對應時期的模式結果，也就是調邊界流量，使每積分60天後的結果和已知的水文型態相似。藉由這種比較結果的方式，定出通過澎湖水道和台灣灘流量，以及海面風應力的全年變化(由10月到次年9月)，如圖8所示。根據圖8中流量和風應力的變化，並維持和第一年同樣的溫鹽變化，繼續進行第二年的模擬。圖10(a)~(f)分別是第二年11、1、3、5、7、9月第30天，表層(15m深)流場的流速與溫、鹽度分佈，這6個模擬流場依序可以對應圖2的(e)、(f)、(a)、(b)、(c)、(d)。

圖9(a)即為冬季流場之典型，此時澎湖水道裡之北向流量由夏天時的1Sv減為0.2Sv，台灣灘上變為0.4Sv向南流出，被東北季風推向南移的大陸沿岸水，部分流至台灣灘北側時漸向東南擴散，然後流出邊界，另一部分則在海壇島以東脫離西岸轉向東南流進海峽中部，並且在彰雲沙脊北側以氣旋方式轉向東北，之後沿著東岸向北流出台灣海峽，因此在海峽北部形成氣旋式環流。海峽北部東側流速約為10 cm/s，和王等(1988)的長期調查統計結果相符。澎湖水道裡往北的高溫高鹽水受風應力的阻滯，在未抵彰雲沙脊前即偏向西然後再迴轉西南，因此高鹽水便逐漸在澎湖以西海域累積、混合；一小部分北向暖水則在彰雲沙脊南側形成順鐘向環流。這樣的流場結構有利南下和北上的冷、暖水在彰雲沙脊上發展成

鋒面構造。圖9(b)澎湖水道流量再減至0.1Sv，暖水退縮，北方冷水越過彰雲沙脊，鋒面區梯度增大。圖9(c)海面風應力逐漸減小，澎湖水道裡的高溫高鹽水有越過沙脊往北伸展之趨勢。圖9(d)風應力與通過台灣灘流量減至0，澎湖水道流量則漸增，此時大陸沿岸水退至海壇島附近，高溫高鹽水則沿著東岸北流，水文場開始轉為夏季型態。及至圖9(e)、(f)澎湖水道流量持續增加，西南季風會驅使南海表層鹽份較低的海水由澎湖水道北流入台灣海峽，水文場發展成夏季型態，即如圖7。數值模擬的結果，和實測水文資料在定性，甚至部分定量上大多吻合。

四、討論與結論

本文重點在台灣海峽流場季節變化之模擬，因此對澎湖水道流量大小、分層狀況和海底地形對整體流況的影響及其動力過程，並未加以探討，詳細的討論可以參考詹等(1994), Jan等(1994)和詹(1995)的論文。其次，模擬結果與實測資料比較，在時間上有些延遲，原因可能是內部流場對邊界條件改變的反應較慢，這是目前我們正努力改善的工作之一。此外，模式使用常數值的水平與垂直渦黏係數、擴散係數，在 R_0 很小的情況下，摩擦效應可能變成與柯氏力和壓力梯度力同等重要，此時流場非地轉平衡，流場特徵亦與地衡流場有所不同，這些係數應該會隨流場變化而改變，例如垂直渦黏係數即會隨著密度垂直結構的不同而有所變化，因此如何改善這些係數的設定也是個不容忽視的問題。

由數值模擬過程和模式結果了解，台灣海峽的流場受邊界流量，尤其是通過澎湖水道之流量，不同風向的季節風，以及特殊地形結構所影響，造成冬夏季迥然不同的水文分佈。綜言之，夏季期間，通過台灣海峽的流量大約1Sv由南往北，這些海水大部分經由澎湖水道進入，當此分層海流流到彰雲沙脊南側時，發生表層與底層流向分歧的現象，表層流越過彰雲沙脊，底層流則沿著等深線轉向西北繞過沙脊。冬天時，澎湖水道內往北流量受東北季風壓制而減小，密度垂直分層強度亦減弱，這些沿澎湖水道北上的高鹽暖水，在沙脊上和沿大陸海岸南下的低鹽冷水發展成東西向的溫、鹽鋒面。

五、參考文獻

- Asselin, R.** (1972): Frequency filters for time integrations. *Mon. Weather Rev.*, 100, 487-490
- Chao, S.-Y.** (1991): Circulation of the East China Sea, A numerical study. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 46, 273-295
- Chern, C.-S. and J. Wang** (1994): Influence of the seasonal thermocline on the intrusion of Kuroshio across the continental shelf northeast of Taiwan. *J. Oceanogr.*, 50, 691-711
- Csanady, G. T.** (1982): Circulation in the coastal ocean, D. Reidel Pub., 279pp
- Chuang, W.-S.** (1985): Dynamics of subtidal flow in the Taiwan Strait. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 41, 2, 65-72
- Chuang, W.-S.** (1986): A note on the driving mechanisms of current in the Taiwan Strait. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 42, 5, 355-361
- Fan, K.-L.** (1982): A study of water masses in Taiwan Strait. *Acta Oceanogr. Taiwanica*, 13, 140-153
- Gill, A. E.** (1977): Atmosphere-ocean dynamics. Academic press, 662pp
- Huppert, H. E. and M. E. Stern** (1974): Ageostrophic effects in the rotating stratified flow, *J. Fluid Mech.*, 62, 2 369-385
- Jan, S., C.-S. Chern and J. Wang** (1994): A numerical study on currents in Taiwan Strait during summertime. *La mer*, 32, 4, 225-234
- Mellor, G. L.** (1991): An equation of state for numerical models of oceans and estuaries. *J. of Atmos. and Oceanic Tech.*, 8, 4, 609-611
- Nitani, H.** (1972): Beginning of the Kuroshio. In: Kuroshio, its physical aspects, ed. by H. Stommel and K. Yoshida, Univ. Tokyo Press, Tokyo, 129-163
- Okubo, A.** (1971): Oceanic diffusion diagram, *Deep-Sea Res.*, 18, 789-802
- Semtner, A.J.** (1974): An oceanic general circulation model with bottom topography, numerical simulation of weather and climate. Tech. Rep. 9, Dept. of Meteorology, UCLA, 99pp
- Semtner, A.J.** (1986): Finite difference formulation of a world ocean model. Proceedings of the NATO advanced study institute on advanced physical oceanographic numerical modelling, ed. by J. J. O'brain, D. Reidel Publishing Co., Dordrecht, 608pp.
- UNESCO** (1981): Tenth rep. of the joint panel on oceanographic tables and standards. UNESCO Tech. Pap. in Marine Science No. 36. UNESCO, Paris, 25pp
- Wang, J. and C.-S. Chern** (1988): On the Kuroshio branch in the Taiwan Strait during wintertime. *Prog. Oceanog.*, 21, 469-491
- Wang, J. and C.-S. Chern** (1992): On the distribution of bottom cold waters in Taiwan Strait during summertime. *La mer* 30, 213-221
- Wyrtki, K.** (1961): Physical oceanography of the south-east Asia waters. Scientific results of marine investigations of the South China Sea and Gulf of Thailand. 1959-1961, Naga Report, 2, 195pp
- 朱祖佑 (1961): 中國東海及台灣附近海流之研究, 氣象學報 7, 4, 7-17
- 朱祖佑 (1963): 台灣近海之海洋狀況, 漁業生物試驗所研究報告 1, 4, 29-37
- 王育 (1986): CBK 區海域海象綜合分析, 國立台灣大學海洋研究所專刊第 49 號, 32 頁
- 王育, 陳慶生, 陳俊賢, 黃耀瑩 (1988): 國光平台及附近海域氣象海象觀測報告, 國立台灣大學海洋研究所專刊第 57 號, 279 頁
- 王育, 陳慶生 (1989): 台灣海峽東側冷季之閩浙沿岸水入侵事件, 台灣大學海洋學刊, 22, 43-67
- 詹森, 陳慶生, 王育 (1994): 夏季期間海面風應力量對台灣海峽流場的影響, 台灣大學海洋學刊, 33, 63-80
- 詹森 (1995): 台灣海峽流場季節變化之研究, 國立台灣大學海洋研究所博士論文, 139 頁
- 蕭暉 (1988): 台灣海峽西部沿岸上升流的研究, 台灣海峽 7, 2, 135-142

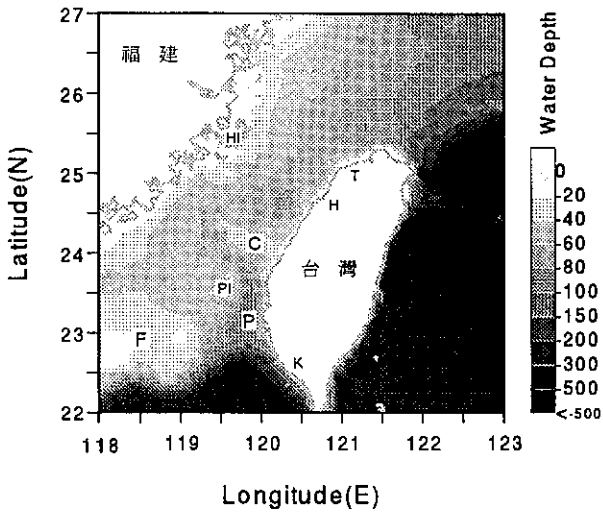


圖1 台灣海峽海底地形等深線圖。其中F台灣淺灘，P澎湖水道，C彭雲沙脊，PI澎湖群島，HI海壇島，T桃園，H新竹，K高雄。

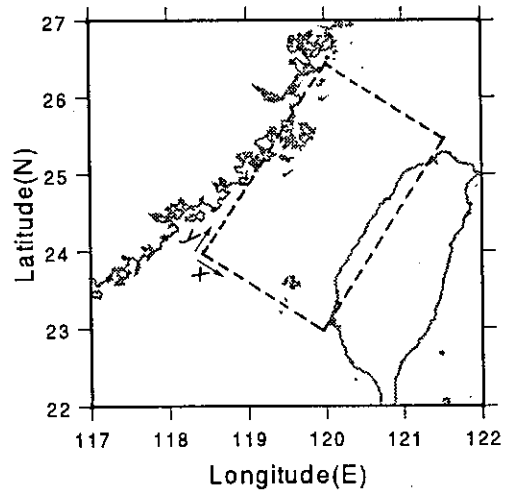


圖3 模擬海域範圍。

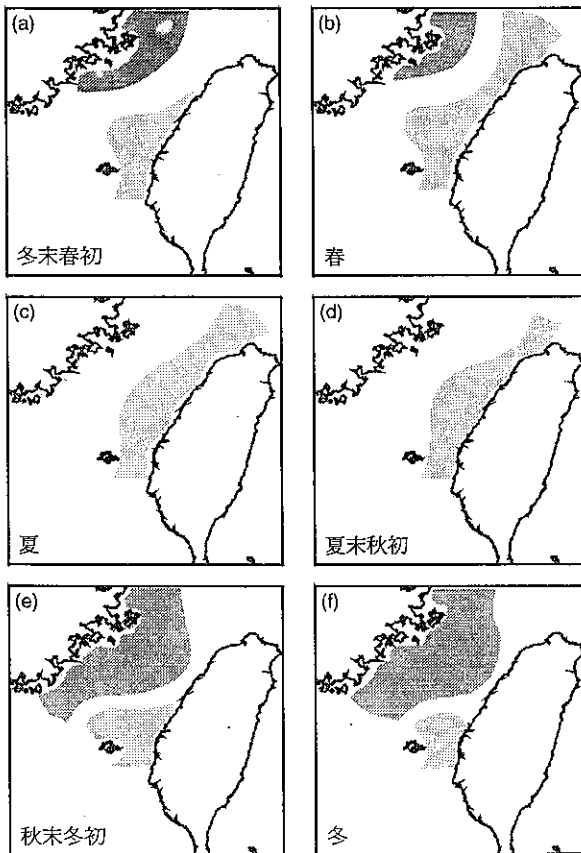


圖2 台灣海峽全年水文變化之6個主要型態。其中深影區代表大陸沿岸水；淺影區在(c)、(d)，即夏季期間代表來自於南海表層水，其餘時間大部分來自黑潮分支水。

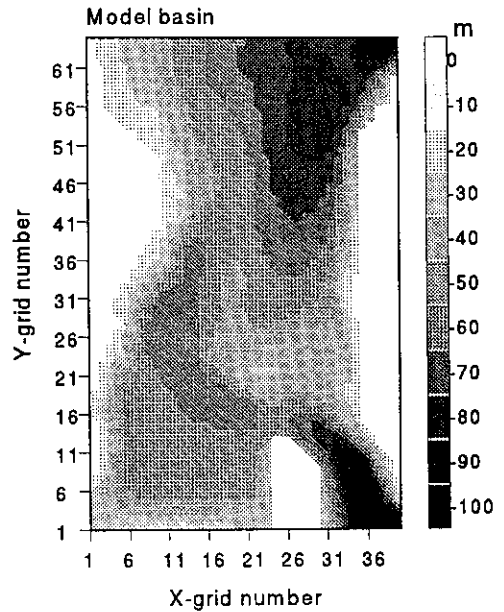


圖4 模式海域等深線。

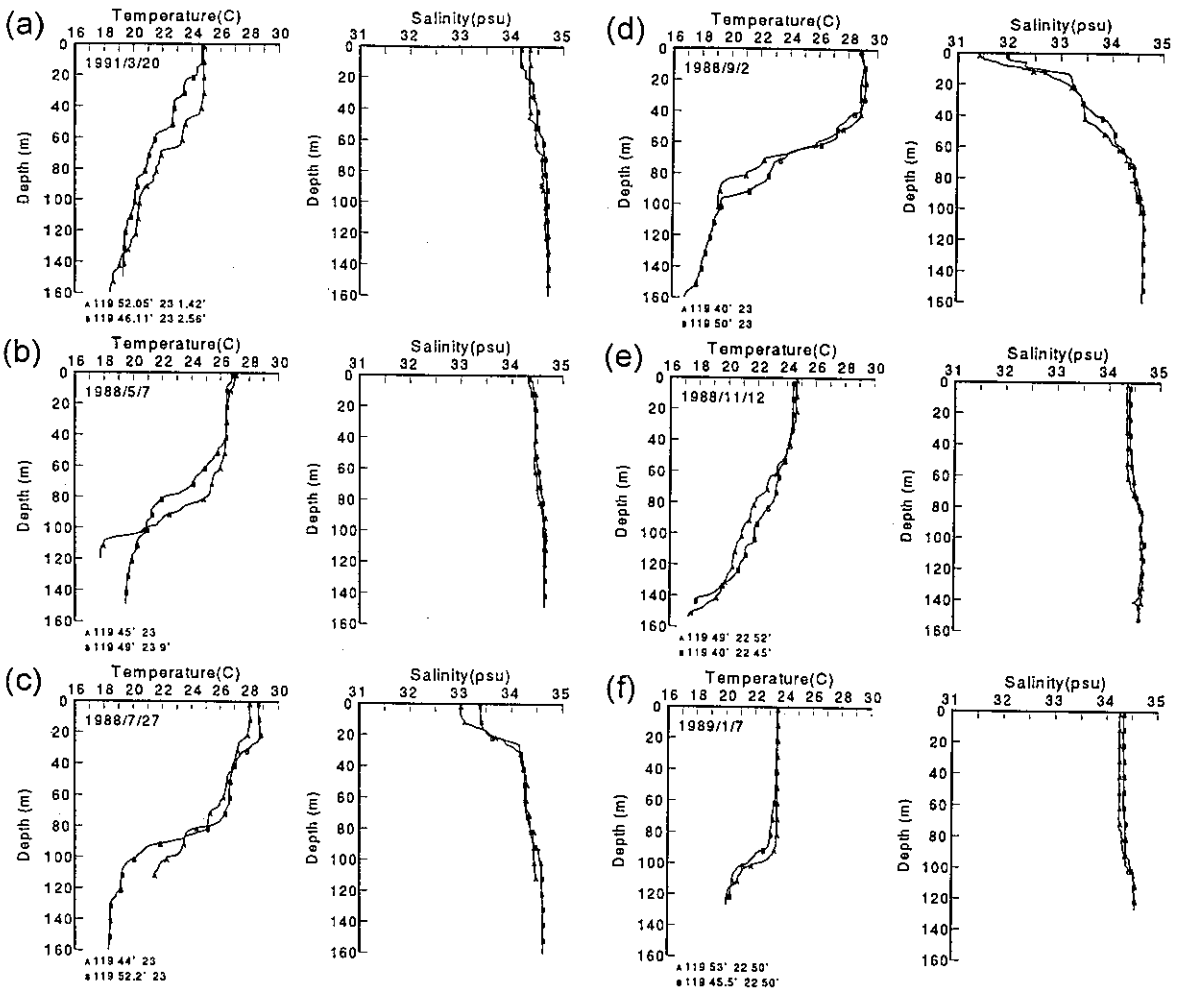


圖5 不同時期於澎湖水道南端兩個相鄰測站測得之溫鹽垂直結構。其中(a)~(f)的時間分別對應圖2(a)~(f)的6個時期，測站位置之經緯度列於圖中。

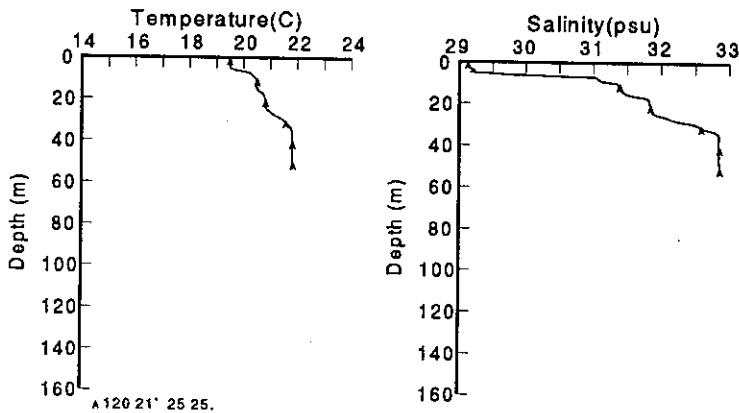


圖6 1988年11月15日海峽北部之溫鹽垂直結構，測站位置在東經120.35°，北緯25.425°。

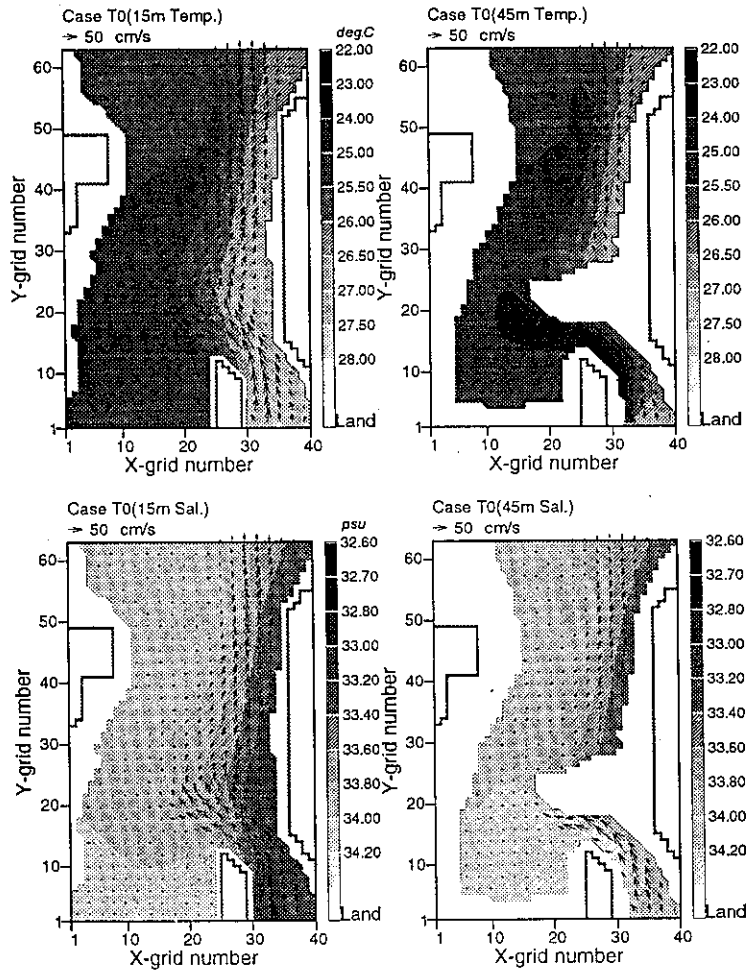


圖7 初始流場第2層15m與第5層45m深之流速向量和溫、鹽度分佈。

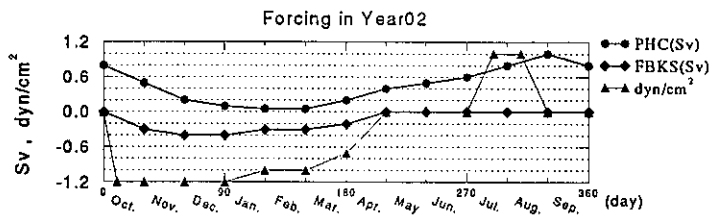


圖8 澎湖水道、台灣灘流量，以及海面風應力第二年的全年變化。

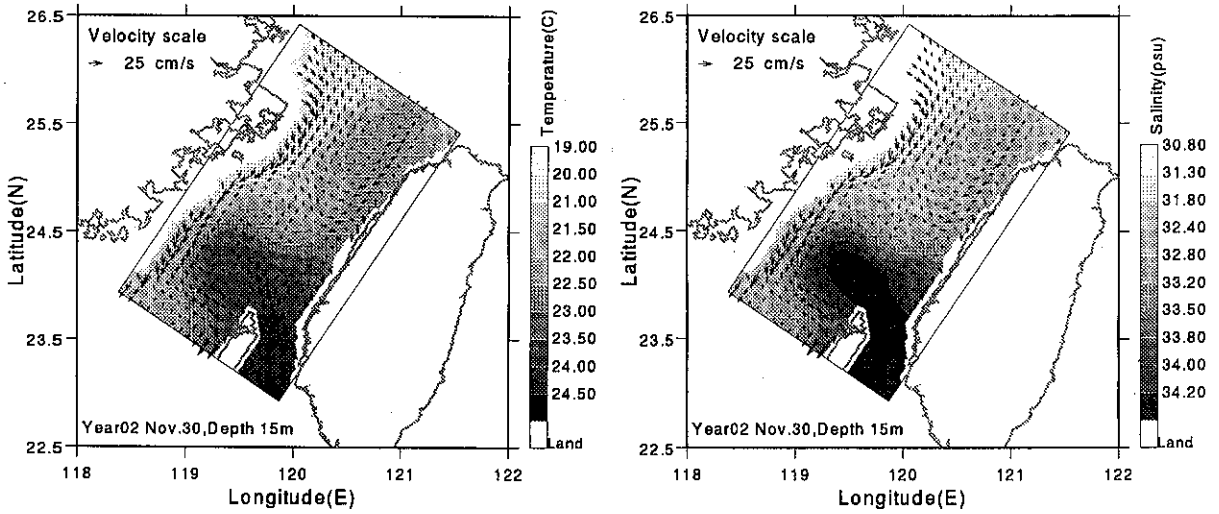


圖9(a) 模式第二年十一月第30天，第2層15m深的溫、鹽與流速向量分佈。

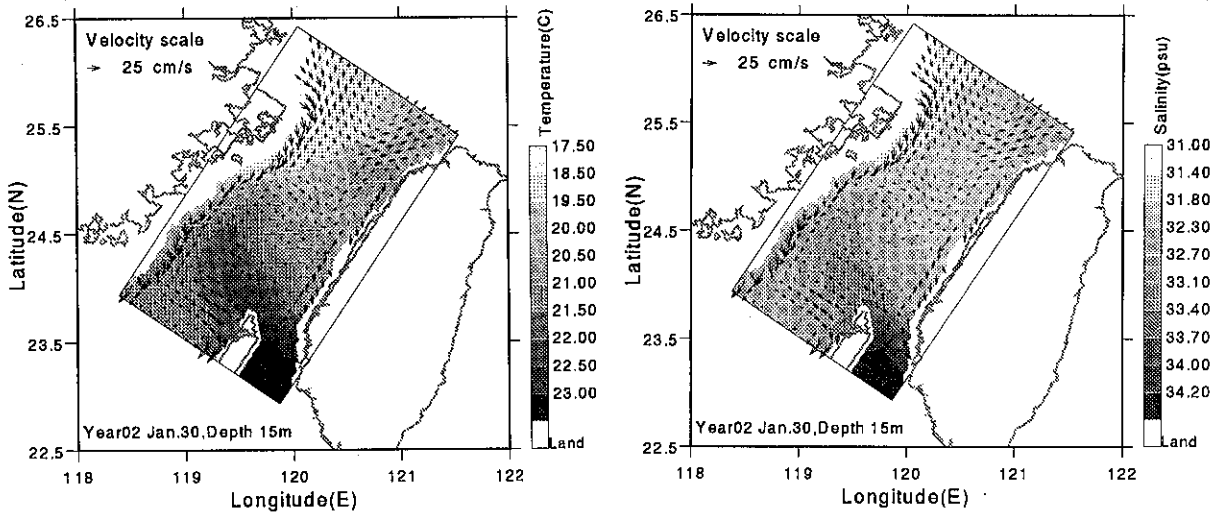


圖9(b) 模式第二年一月第30天，第2層15m深的溫、鹽與流速向量分佈。

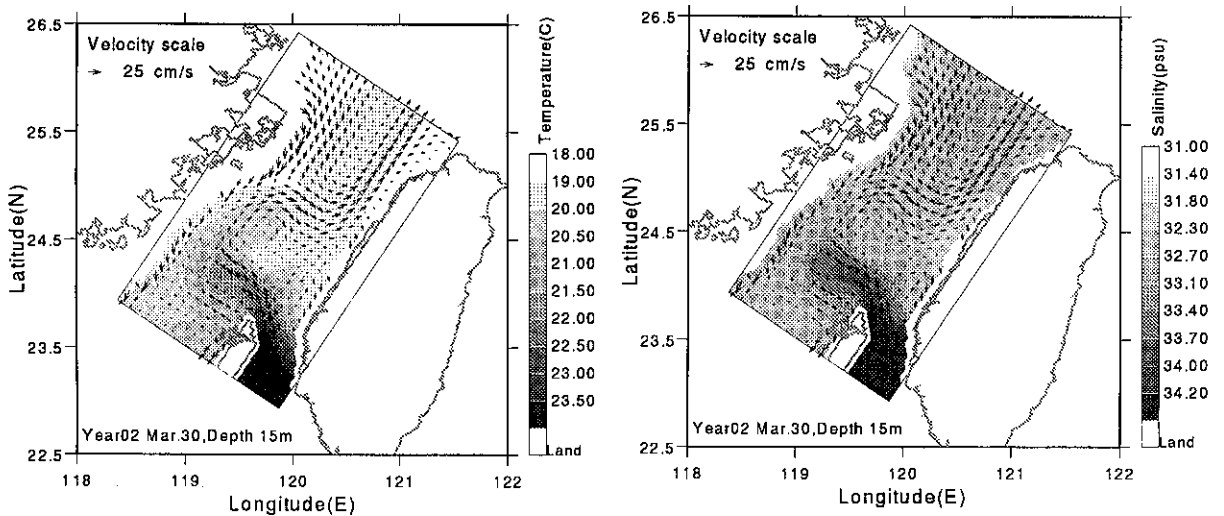


圖9(c) 模式第二年三月第30天，第2層15m深的溫、鹽與流速向量分佈。

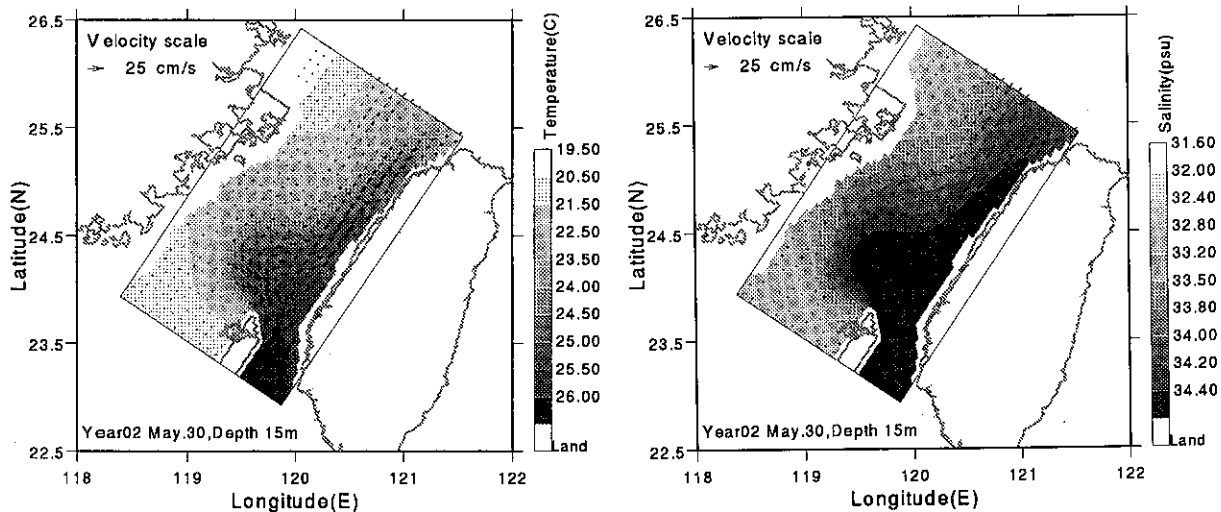


圖9(d) 模式第二年5月第30天，第2層15m深的溫、鹽與流速向量分佈。

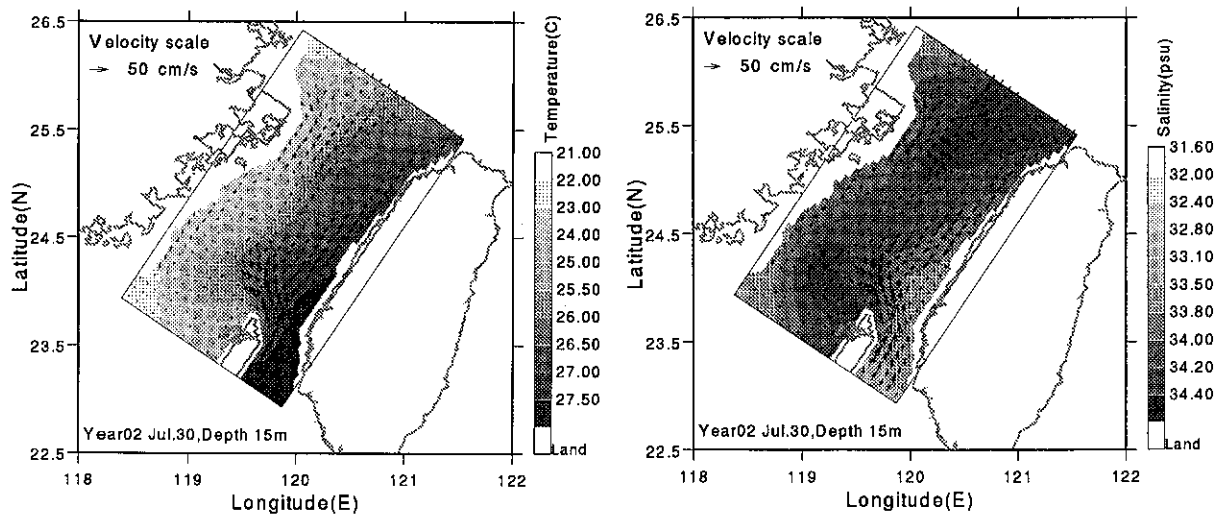


圖9(e) 模式第二年7月第30天，第2層15m深的溫、鹽與流速向量分佈。

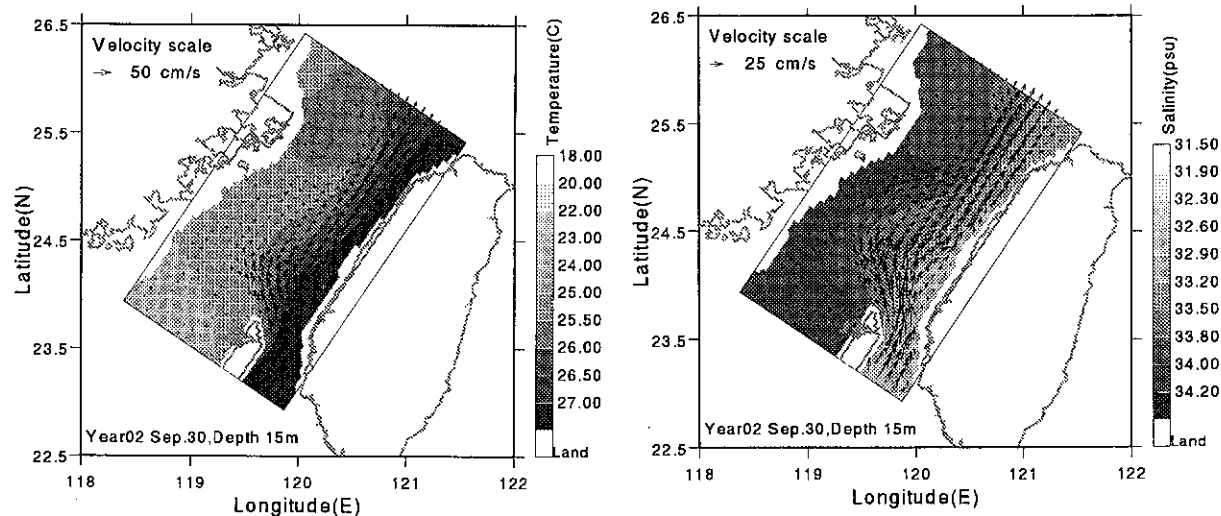


圖9(f) 模式第二年9月第30天，第2層15m深的溫、鹽與流速向量分佈。