

台灣海峽海流模式研究

許羣¹ 吳朝榮¹

國立臺灣師範大學地球科學系¹

摘要

我們藉由高解析度模式的建立來研究台灣海峽環流型態之季節性與年際變化。從季節變化來看，夏季時北向海流最為強勁，春、秋兩季次之，冬季時最弱；冬季時南下的大陸沿岸流與通過烏坵凹陷之北上海流於雲彰隆起一帶會合，在海峽北、中部形分別形成 U 形、順時鐘環流型態，澎湖群島附近則出現以群島為中心的反時鐘環流型態，因此冬季的流況是四季中最為複雜的。另外，冬天時常出現強勁的東北風變化事件，因為風速快速的轉換使得整個海峽流況也受之影響，事件發生前，海峽流況以北向流為主並在海峽東部與中部分別出現速度極值的核心(core)，事件發生時整個海峽從上層到下層皆轉為南向流，事件結束後流況回歸東北風增強前之型態。由年際變化來看，沿海峽凹陷地形北上的 S 型海流與南下的大陸沿岸流，這兩股海流勢力在聖嬰與反聖嬰年冬天的消長，會影響台灣海峽 10~12 月間海表面溫度場的變化，例如 2000/2001 反聖嬰年的冬季，台灣海峽東北風較正常年強盛，海峽的南向傳輸較正常年為盛；海峽中 S 型北向流勢力的消失，與大陸沿岸流南侵勢力的擴張，造就海峽表面溫度較正常年寒冷的結果。2002/2003 聖嬰年的冬季，則呈現相反的狀況，海表面溫度因而較正常年溫暖。

一. 簡介

1.1 地理環境

連接東海與南海的台灣海峽，對於這兩大邊緣海之間水團的交換，扮演非常重要的角色。根據 Huh and Su (1999) 的研究指出，寬度不到 200 公里的台灣海峽，向北輸送到東海的沈積物，佔其總量的三分之一。Chen and Wang (1999) 進一步指出，由台灣海峽往北傳入東海的營養鹽在冬、夏兩季分別佔其總傳輸量的 11%、36%。

台灣海峽的環流型態在二十世紀中末，Nitani (1972) 就表示冬、夏兩季流況並不相同，夏季時北上的黑潮分支流、南海表層流分別佔據海峽東西兩側，冬季時東側的黑潮分支流依然存在，海峽西側則被南下的大陸沿岸流所取代。Wu and Hsin (2005) 也指出海峽傳輸量具季節變化並與季風之轉換有關，冬季傳輸量的變化較夏季為大，故推測冬季時海峽內部呈現非常複雜的環流型態。

除了季節變化外，許多學者指出年際(interannual) 變化也存在於台灣海峽及其周邊鄰近海域。Chao et al (1996) 指出，南海在 ENSO 年間由於季風減弱，表層環流減緩，連帶造成與外界水團交換

降低。唐和吳 (1992) 表示 ENSO 事件當時，冬季盛行的東北季風減弱，造成海峽內部的艾克曼傳送減小，使得堆積至大陸東南沿海的水量減少。侯 (2004) 指出聖嬰年夏季時澎湖水道湧升較正常年弱，這是由於季風減弱，導致南海表水循環較慢，再加上菲律賓以東黑潮流量減弱 (潘, 1997)，使得進入澎湖水道的水量較正常年減少，湧升現象因而減緩。Kuo and Ho (2004) 藉由經驗正交函數 (EOF) 來分析由衛星 (ERS) 所觀測的台灣海峽風場、海表面溫度 (NOAA/AVHRR) 資料發現，97/98 El Niño/Southern Oscillation (ENSO) 間海面風場較 98/99 La Niña 來的弱；夏季海表面溫度於 97/98 ENSO 時較 98/99 La Niña 來的低，冬季則呈現相反的結果；此外 Wu and Hsin (2005) 藉由數值模式結果指出，台灣海峽的流量除了季節變化外更具年際變化。

1.2 台灣海峽海流模式簡介

為了要更進一步了解台灣海峽流況的年際變化以及 ENSO、La Niña 對海峽所造成的影響，我們採用 Princeton Ocean Model (POM) 建立了一個使用正交曲線座標 (orthogonal curvilinear coordinate) 網格配

置的高解析度台灣海峽模式 (Taiwan Strait Model, TSM, Fig. 1), 垂直共分 26 個 σ 層, 藉由「巢狀箱合」(nesting) 技術的運用, 將大模式 (EAMS - East Asian Marginal Seas) 所提供的邊界條件連續不中斷的帶進小模式中 (TSM), 並使用衛星觀測的高解析度風場資料 (NASA Quick Scatterometer, QSCAT) 作為 TSM 的驅動外力 (Wu and Hsin (2005) 指出使用 QSCAT 風場資料所模擬出來的結果與觀測資料最為接近)。希望能夠藉由 TSM 的建立, 來探討 ENSO、La Niña 對於台灣海峽傳輸量、海峽內部環流型態的影響及變化情況。

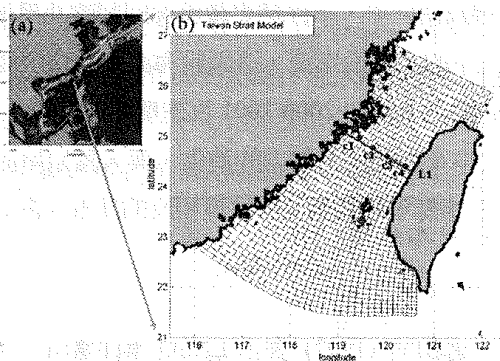


Fig.1 (a)東亞邊緣海模式(EAMS)範圍 (b)台灣海峽模式(TSM)範圍及水平方向格點分佈, 流速錨碇測站(C1、C2、C3、C4), 流速剖面測線 L1。圓點代表錨碇測站、星號代表烏坵風速測站, 菱形代表東吉島風速測站。

二. 模式結果與驗證

2.1 傳輸量

1999 年 10 月~11 月間台灣海峽傳輸量呈現正負相間的情況, 共有五次較大的南向傳輸的事件, 10/15~10/22 間為最大的一次。事件發生前維持 1.5 Sv (1Sv: 每秒一百萬立方公尺) 的北向傳輸; 當事件發生時, 瞬間轉變為南向傳輸, 極值可達 -5 Sv; 隨著事件的結束, 傳輸量回復到 0 Sv, 在這短短的一週內, 台灣海峽的海水運動呈現極度不穩定的情況 (Fig. 2a)。根據此以上情況 Ko et al.(2003) 利用海洋數值模式提出合理的解釋, 台灣海峽體積傳輸量的變化與黃海、東海之風場所引起的 coastally trapped wave 有關。我們利用 TSM 之結果計算出同一時間內台灣海峽的傳輸量之變化與觀測結果極為相似(Fig. 2b)。

2.2 流速垂直剖面之時間序列

為了方便與林(2005) 的實測資料來做驗證, 我們把海流、風速的南北方向分量, 均做了順時鐘旋轉

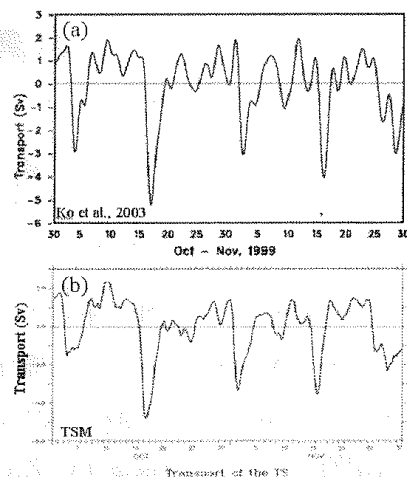


Fig.2 1999/10~1999/11 台灣海峽傳輸量 (a)觀測結果 (Ko et al. 2003) (b)模式結果

30° 的處理, 變成順沿海峽方向 (along-strait) 的分量 (東北為正、西南為負)。Fig. 3~6, 分別為測站 C1~C4 的海流觀測資料以及模式結果, 測站位置如圖 (Fig. 1b) 所示。Fig. 3a 為 99/09/24~99/12/14 期間, 烏坵測站所觀測到的風速資料, 11 月中旬之前以東北風為主, 且變化較為劇烈並有西南風間歇出現, 11 月中旬以後, 東北風才逐漸穩定, 只呈現小幅度的震盪。

整體而言(Fig. 3~6), 四站平均流速的垂直分佈以測站 C2 的流速最大 C4 次之, 這表示在東北風盛行時節, 海峽中有兩股的北向海流, 分別位於海峽中央靠近大陸沿海和台灣西岸沿海一帶。流速標準差最大位於 C4 站, 表示此測站的流速變化最為強烈。由 10/15~10/22 期間流速資料可發現, 風速在短時間內快速改變, C1~C4 測站也都受之影響, 當東北風增強時, 原先的北向海流因而減弱甚至轉為南向流。此外, 六次主要的南向反流事件在這四個測站均有出現 (圖中紅色虛線), 這顯示出台灣海峽在某些東北風時節, 會出現全面南流的情況。

2.3 海峽斷面流況

Fig.7c 為 TSM 結果, 一共分三個縱列, 分別代表三次東北風事件中 L1 測線上(Fig. 1b), 順沿海峽方向流速剖面隨風變化的情形, 每一個縱列由上而下分別表示事件前、中、後當時海峽流況的空間分佈。由模式結果 (Fig.7c) 發現, 三次的東北風事件中, 隨風力消長所發展出海峽流況剖面之空間分佈極為相似。東北風增強前, 風力較弱, 並出現北向的逆風海

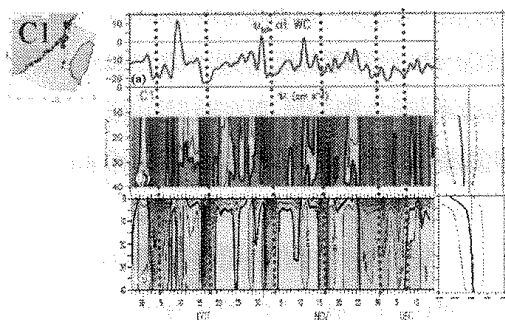


Fig.3 99/09/24-99/12/14 烏坵順沿海峽方向風速與 C1 站順沿海峽方向流速垂直剖面之時間序列，右圖為標準差和流速平均之垂直分布。(a)烏坵風速資料(林 2005)，(b)觀測之流速垂直剖面(林 2005)，(c)模式之流速垂直剖面，黃色為正值(東北向流)、藍色為負值(西南向流)。

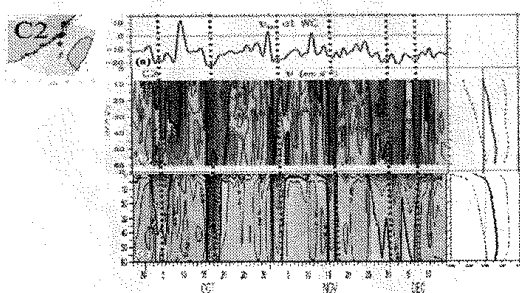


Fig.4 測站 C2 之順沿海峽方向流速垂直剖面之時間序列

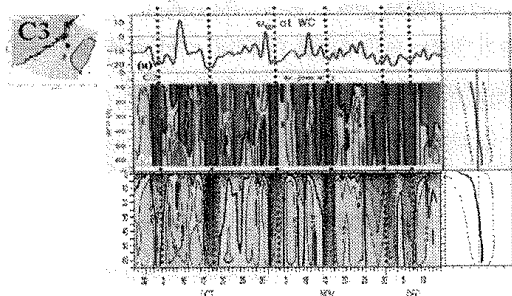


Fig.5 測站 C3 之順沿海峽方向流速垂直剖面之時間序列

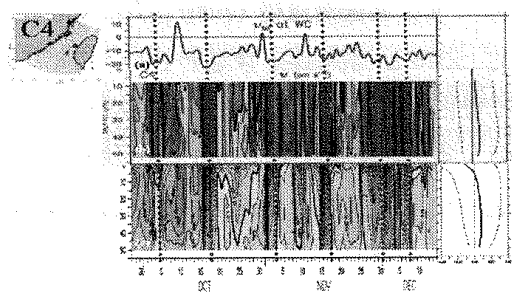


Fig.6 測站 C4 之順沿海峽方向流速垂直剖面之時間序列

流(速度量值為正)，海峽斷面上有兩個速度極值核心，分別位於海峽中間靠近大陸沿海一帶(測站 C2)及台灣西岸沿海一帶(測站 C4)，流速極值最大可達

0.3/ms 向北。當東北風事件發生時，在強勁東北風的帶動下，海峽流況斷面之空間分佈，以南向流為主(速度量值為負)，從當時的空間分佈來看，整個海峽斷面水深 30m 以上都有出現 0.5m/s 的南向海流；一般而言，風力的影響隨著深度增加而減弱，故速度極值多出現表層，此外 10/17 為三次事件中東北風最強勁的一次，此次海流南侵也最為強烈；就水平變化而言，西南向流速於 C2 站較弱並在附近出現較強的水平速度梯度，林(2005) 指出此現象可能與海峽斷面水深變化與水溫水平差異有關。而隨著東北風的減弱，流況的分佈也回歸東北風增強前之型態，而 10/22 時測站 C2 接近海床處並有極值核心的出現。以上海峽斷面流況隨東北風消滅的反應歷程與林(2005) 觀測結果 (Fig.7b) 相似。

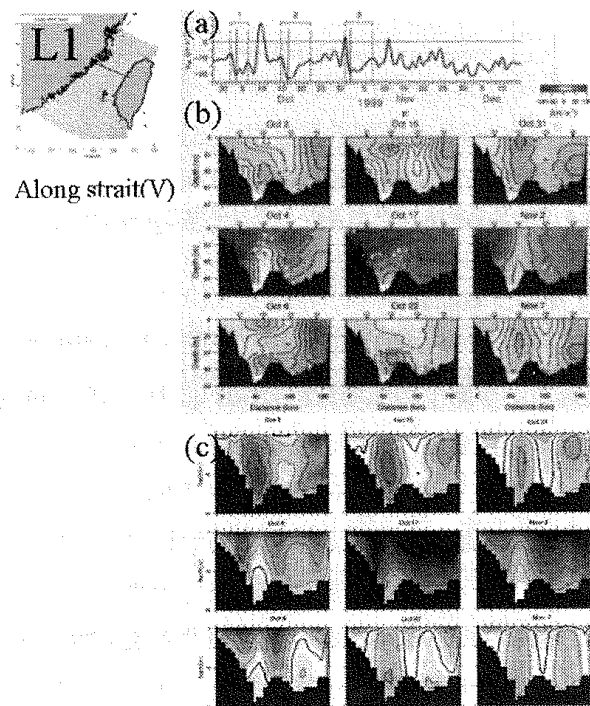


Fig.7 三次東北風增強事件，事件前、中、後 L1 測線上順沿海峽方向流速空間分布圖。(a)氣象局烏坵測站順沿海峽方向風速變化(林 2005) (b)觀測結果(林 2005)，(c)模式結果。紅為正值(東北向流)、藍色為負值(西南向流)。

三.台灣海峽流況之季節變化

3.1 風場的季節變化

台灣海峽當地風場受東亞季風影響甚鉅而呈現季節性變化。吾人將東吉島風速資料與 QSCAT 台灣海峽區域風速平均資料經過線性回歸分析後發現兩者的 R-square 高達 0.95，斜率近乎於 1，截距為 0.16，

這表示海峽內部區域的平均風場與單點測站的變化趨勢相同並有良好的對應關係。故本研究利用此測站 1999 年~2003 年的風速資料逐月平均來觀看海峽內風場季節變化的趨勢。根據 Fig.8 東吉島五年風速變化趨勢發現，自九月出現微弱的東北季風，十月風速開始增強並持續至隔年二月，三~五月東北季風逐漸變弱，微弱的西南季風從六月開始出現並持續到八月。一般都認為台灣海峽流場變化與風場有關，故本研究依照東吉島風速強弱及其變化趨勢，歸納出台灣海峽春、夏、秋、冬四季分佈的時間：九月為季風轉換期定義為秋季，十月至隔年二月為東北季風最為強勁時節定義為冬季，三、四、五月東北風漸漸減弱為春季，六到八月西南季風持續吹拂故為夏季。

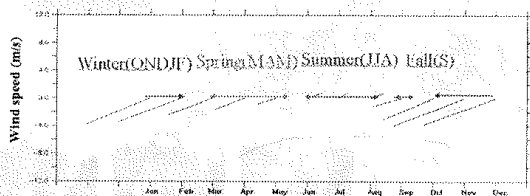


Fig.8 東吉島氣象站 1999 至 2003 年逐月平均之風場棍棒圖。

3.2 流況之季節變化

藉由 1999~2003 年間，模式季節平均流場與東吉島氣象站季節平均風場資料發現(Fig. 9)，海峽 20m 流況呈季節性變化。Fig.9a 秋季時東北風漸起，南下的大陸沿岸流於海壇島 (119.6°E, 25.5°N) 一帶與通過烏坵凹陷、越過雲彰隆起的北上海流相遇，在海峽北部形成 U 形的環流型態 (K1)，並從台灣西北方流出台灣海峽。Fig.9b 冬季時受強勁東北季風影響，使海峽北向海流明顯減弱，隨風南下的大陸沿岸流因而增強，些許沿大陸東岸南下至 24.5°N，大部分則於海壇島一帶與通過烏坵凹陷之北上海流會合；會合後的海流又分為兩支，一支從台灣西北方流出台灣海峽而在海峽北部形成 U 形的環流型(K2)，另一支則繼續向南蔓延至雲彰隆起一帶，並與流出水道的北上海流相遇後沿地形凹陷處往北流去，而在海峽中部形成順時鐘環流型態(K3)；海峽東部則有從澎湖水道北上越過雲彰隆起而出現在台灣西岸沿海的北上海流；海峽南半部，澎湖群島附近則出現以群島為中心的反時鐘環島環流型態(K4)，此情況與海科中心資料庫 20m 冬季平

均流場相似。Fig.9c 春季時東北風減弱，大陸沿岸流非常微弱，U 形的環流型態近乎消失(K5)，其餘流場型態與秋季相似。Fig. 9d 夏季時受西南季風帶動北向流速明顯變大，海流於澎湖水道北方因地形效應分為兩支，靠近台灣西岸的一支直接越過隆起向北流(K6)，另一支則向西繞過隆起並沿著海峽凹陷地形迂迴向北前進(K7)，兩分支海流於海峽北部合而為一並繼續向北前進。

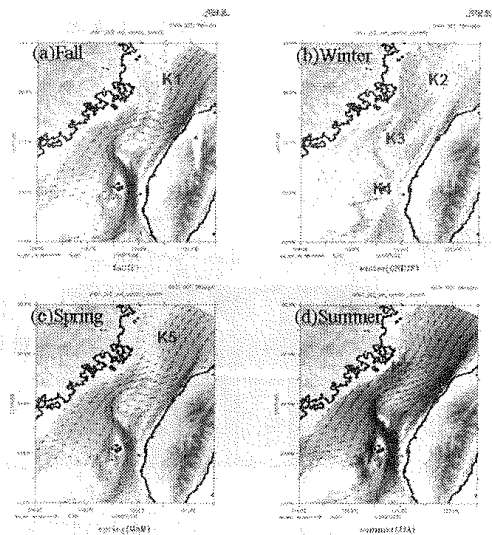


Fig.9 台灣海峽水深 20m 之平均流場，底圖為 V 方向速度量值。紅為正值(北向流)、藍色為負值(南向流)。綠色箭頭為同一時間內東吉島測站風速向量圖 (a) 秋季 (b) 冬季(c) 春季 (d) 夏季

海峽流況除了受季風影響外，地形也是另一因素，海峽中部的雲彰隆起水深僅 40m、東南方有澎湖水道，此凹陷地形向西北延伸繞過雲彰隆起到達烏坵凹陷，形成一個橫越三分之二海峽長度的 S 形凹陷地形。流場分佈與此地形極為相關，春、夏、秋、冬四季表層 (20m) 與深層流場 (50m) 均有一股沿此凹陷地形北上的 S 形海流出現 (Fig.9~10)，其強度隨季節而有所變化，夏季北上流速最強，春秋兩季次之，冬季最弱。冬季時深層流場 (50m)，亦可發現受東北季風帶動而南下的大陸沿岸流並可延伸至雲彰隆起一帶 (Fig.10b, J2)。

四.台灣海峽流況之年際變化

4.1 聖嬰與反聖嬰

本研究是使用美國國家海洋及大氣總署(NOAA) 氣候預報中心 (Climate Prediction Center, CPC) 所定

義的 ONI (Oceanic Niño Index) 來作為判斷是否為聖嬰的指標。ONI 為 Niño 3.4 區域之海溫距平變化，在經過 3 個月移動平均後，其值連續 5 個月以上均大於 0.5°C ，即為進入聖嬰現象的狀態；反之，海溫距平小於 0.5°C ，達 5 個月以上即進入反聖嬰的狀態，其他情形則為正常狀態。藉由上述準則，在 1999~2003 年間，我們將 1999/01~2000/06, 2000/10~2001/02 定義為反聖嬰，2002/05 ~ 2003/03 定義為聖嬰，其餘時間則為正常年(Fig 11a)。

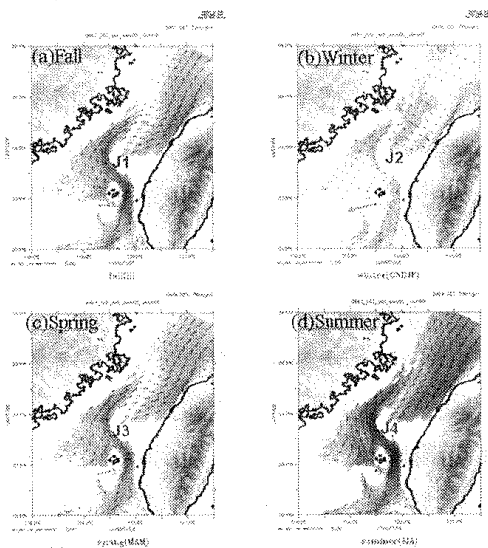


Fig.10 台灣海峽水深 50m 之平均流場，底圖為 V 方向速度量值。紅為正值(北向流)、藍色為負值(南向流)。綠色箭頭為同一時間內東吉島測站風速向量圖 (a) 秋季 (b) 冬季 (c) 春季 (d) 夏季

4.2 風場、傳輸量的年際變化

Fig.11 為 ONI、東吉島風場、台灣海峽傳輸量，三者間的關係圖。為了研究方便，我們將東吉島風場資料做了順時鐘 30° 的旋轉，畫出了順沿海峽方向分量的時間序列(Fig. 11b)。台灣海峽傳輸量、東吉島風場皆呈現季節與年際變化，在聖嬰、反聖嬰事件發生時，東北風強度有所增減，連帶造成海峽傳輸量的改變，讓相同時節(冬季)不同年份(2000~2002) 的傳輸量有所差異。2000/2001 反聖嬰發生的冬季，東北季風較正常年強勁，整個台灣海峽在強烈東北季風的帶動下，水團大舉南向，海峽的南向傳輸較正常年為甚。反觀，2002/2003 聖嬰發生的的冬天，東北風較正常年微弱，原先受到東北風壓抑的北向傳輸，獲得釋放，因而逐漸增強，讓台灣海峽的傳輸量趨近於零。

4.3 海面溫度、環流型態的年際差異

由先前的結果可知，在風場的影響下台灣海峽傳

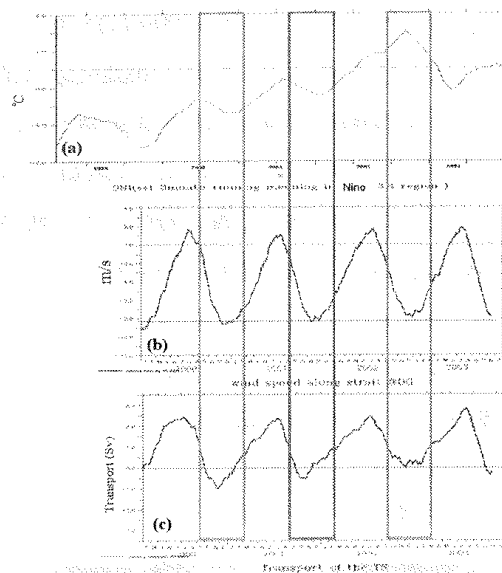


Fig.11 聖嬰現象、風場與傳輸量之關係 (a)ONI (b)東吉島順沿海峽方向風速 (c)TSM 結果-台灣海峽傳輸量。圖中淡藍色方塊代表反聖嬰年、灰色方塊代表正常年、淡紅色方塊代表聖嬰年。

輸量具年際變化，那對於海峽內部流況的影響為何，是否海峽內部流況同樣也具年際變化？Fig.12a, b 分別為反聖嬰(2000/11)、聖嬰(2002/11) 現象發生時，藉由 TSM 所模擬出來的 20m 海峽流況。由模式結果發現，相同月份 (11 月) 不同年份 (2000、2002)的台灣海峽，呈現完全相異的流場型態。反聖嬰(2000/11) 發生時，東北季風較正常年強勁，整個台灣海峽在東北風的帶動下，出現全面南下的流況，而原本終年出現，沿海峽凹陷地形北上的 S 型海流，在東北風的影響下已不復見。聖嬰(2002/11)發生時，東北季風較正常年微弱，大陸沿岸流往北退縮，而受東北風壓抑的北向 S 型海流獲得釋放再次出現，整個海峽流況，以微弱的北向海流為主。

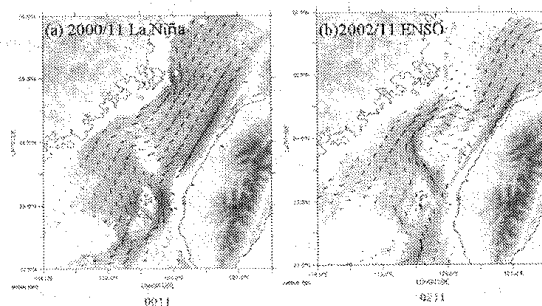


Fig.12 台灣海峽水深 20m 之平均流場，底圖為 V 方向速度量值。紅為正值(北向流)、藍色為負值(南向流) (a)2000/11 La Niña (b) 2002/11 ENSO。

Fig.13a、b 分別為反聖嬰 (2000/11)、聖嬰 (2002/11) 現象發生時，該月的平均海面溫度分佈情況。基本上，台灣海峽整體的海表面溫度場，在反聖嬰 (2000/11) 年低於聖嬰年 (2002/11)。反聖嬰 (2000/11) 發生時，受強勁東北風的影響，海峽南方的暖水在缺少北向海流的帶動下，其發展因而受限；低溫的大陸沿岸水，隨風南下大舉入侵，海表面溫度因此降低。聖嬰 (2002/11) 發生時，則呈現不一樣的情況；東北季風轉弱，大陸沿岸流向北退縮；受東北風壓抑的北向海流獲得釋放，南來的暖水，在此北向海流的帶動下，進入台灣海峽，海表面溫度場因此升高。

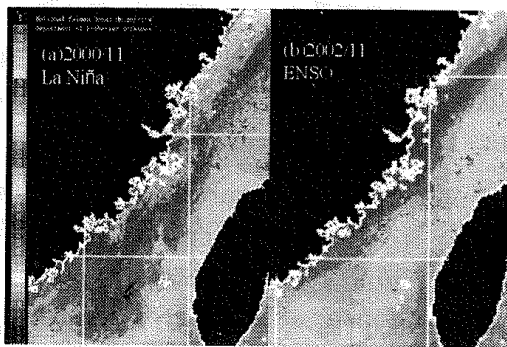


Fig. 13 月平均遙測海表面溫度影像 (a) 2000/11 La Niña (b) 2002/11 ENSO (資料取自於國立台灣海洋大學環境生物與漁業科學系)

4.4 海面溫度、環流型態的年際變化

當聖嬰、反聖嬰事件發生時，ONI 多在年底 (10~12 月間) 達到極值(高峰)，故我們想藉由 2000~2003 年，每年 10~12 月的平均流況，來探討聖嬰、反聖嬰、正常年，海峽流況所呈現的特色為何？Fig. 14 為 TSM 所模擬出 10~12 月間台灣海峽 20m 之平均流場，2000、2001、2002、2003，分別為反聖嬰年、正常年、聖嬰年、正常年。由 Fig. 14 可以清楚的看出台灣海峽流場呈現年際變化。海峽中部，原本於正常年沿海峽凹陷地形北上的 S 行海流，在反聖嬰時消失不見，而在聖嬰年又大為增強。海峽西部的大陸沿岸流，在正常年時沿大陸沿海向南下入侵，途中經過海壇島最南到達 24.5°N 一帶；反聖嬰時，大陸沿岸流南下入侵程度大為增強；聖嬰年時，大陸沿岸流減弱，往北退卻至海壇島一帶。海峽東部，源於澎湖水道並出現在台灣西岸沿海的北上海流，在正常年與聖嬰年都有出現，卻在反聖嬰年消失不見。澎湖水道南端的北向海流在聖嬰年、反聖嬰年、正常年都一直存在。

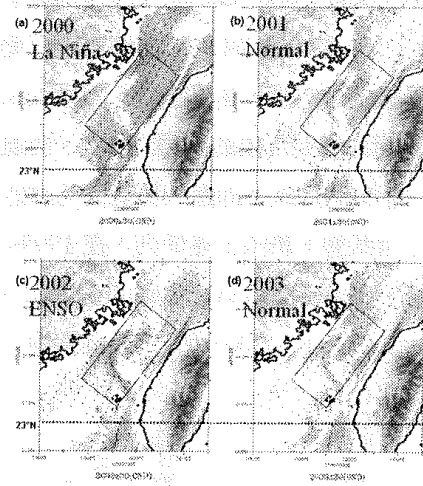


Fig.14 2000~2003 年間 10 月~12 月間台灣海峽水深 20m 之平均流場，底圖為 V 方向速度量值。紅為正值(北向流)、藍色為負值(南向流)。(a) 2000 反聖嬰年 (b) 2001 正常年 (c) 2002 聖嬰年 (d) 2003 正常年。

五. 結論與討論

由 TSM 結果發現台灣海峽流況除了季節性變化外還呈現出年際變化。從季節變化來看，春、秋兩季為季風轉換時節風力較弱，流況較為相似(Fig. 9a,c)，海峽整體流況以北向流為主，秋季時海峽西北方的大陸沿岸流較春季明顯，海峽北部的 U 型環流也較春季明顯。冬、夏兩季則是完全相反的風場型態，因而產生兩種極端的流況分佈 (Fig. 9b,d)。夏季時流速較大並全面往東北方流出台灣海峽，並在海峽中、東部出現兩之強勁的北向海流。冬季時東北季風興起帶動大陸沿岸流大舉南下與流出澎湖水道的北向海流於雲彰隆起一帶相會，於海峽北部、中部分別出現 U 型、順時鐘環流型態，並在海峽南端出現以澎湖群島為中心的反時鐘環島環流型態，進而造就了一年四季中最為複雜的流場型態。

在與實測資料驗證的過程中發現，TSM 可以成功表現出台灣海峽流況在時空上迅速變化的特性。就傳輸量的變化而言，99/10~99/11 間台灣海峽會有間歇性南向傳輸，並在短時內到達向南 5Sv 再回復到最初的北向傳輸，這種情況只需要七天便可發展完成。就 C1~C4 錨碇測站流速垂直剖面的時間序列而言，在這 60 多天的觀測中共出現六次南向海流的事件，TSM 都有良好的模擬，並能精準表現出海流來回變換的過

程。甚至短時間內流速來回往返的轉變也能成功模擬出來，我們由 99/10/15~99/10/22 期間，風場與四個測站流速資料的變化便可窺之一二 (Fig.3~6)。就平均流速和標準差之垂直分佈而言，模式結果與實測資料均表現出表層流速較底層為負的情況，這是由於表層海流在東北季風的帶動下，呈現出南向的海流情況。由東北風事件來看，單次的東北風事件約需經歷 6~7 天的時間週期，而風力變換前、中、後的每個階段約持續 1~2 天，東北風強度在這短時間內迅速的變換，整個海峽切面流況也受之影響，瞬間風雲變色；事件前：流速為正；事件中：流速為負；事件後：流速為正。由流速斷面可發現在海峽橫切面有兩個強勁北流的核心分別位於測站 C2、C4 一帶，此外從測站 C1~C4 平均流速的垂直分佈可發現，C2 的流速最大 C4 次之，根據這兩點我們可歸納出，東北風盛行時節，海峽中有兩股的北向海流，分別位於海峽中央靠近大陸沿海和台灣西岸沿海一帶。

由年際變化來看，聖嬰與反聖嬰年的 10~12 月間，沿海峽凹陷地形北上的 S 型海流、南下的大陸沿岸流，兩股勢力的消長，影響台灣海峽 10~12 月間海表面溫度場的變化。2000/2001 反聖嬰年的冬季，台灣海峽東北風較正常年強盛，在於強勁東北季風的帶動下，水團大舉南侵，海峽的南向傳輸較正常年為甚，原先經年出現在海峽中的 S 型北向流也因此消失不見，由大陸沿岸流所帶來的冷水乘機向南擴張，兩股勢力的一退一進，海峽表面溫度因而較正常年寒冷。聖嬰年時，則呈現相反的狀況，台灣海峽 10~12 月間東北風較正常年微弱，受到東北風壓抑的北向海流獲得釋放，南向傳輸因而減弱趨近於零，而 S 型北上海流的強度較正常年強勁，帶動了南方的暖水進入台灣海峽，再加上大陸沿岸流勢力減弱，海表面溫度因而較正常年溫暖。

參考文獻

- 林勝豐, 2005: "台灣海峽海潮流之研究", 博士論文, 國立台灣大學海洋研究所。
- 侯偉萍, 2004: "南海週遭海域二氧化碳之研究", 碩士論文, 國立中山大學海地化研究所。
- 唐存勇、吳明進, 1992: "什麼是 ENSO 事件?", 科學月刊, 23, 25-31。
- 潘家緯、袁業立、鄭全安, 1997: "用 Geosat 高度計數據觀測黑潮流系的低頻變化 II. 季節極年際變化分析"。海洋學報, 19, p51-62。
- Chao S. -Y., P. -T. Shaw, S. Y. Wu, 1996: "El Niño modulation of the South China Sea circulation.", *Progress in Oceanography*, 38: 51-93.
- Chen, C. T. A., and S. L. Wang, 1999: "Carbon, alkalinity and nutrient budgets on the East China Sea continental shelf", *J. Geophys. Res.*, 104, 20675-20586.
- Huh, C. A., and C. C. Su, 1999: "Sedimentation dynamics in the East China Sea elucidated from ^{210}Pb , ^{137}Cs and $^{239,240}\text{Pu}$ ", *Mar. Geology*, 160, 183-196.
- Ko, D. S., R. H. Preller, G. A. Jacobs, T. Y. Tang, and S. F. Lin, 2003: "Transport reversals at Taiwan Strait during October and November 1999.", *J. Geophys. Res.*, 108, 3370, 10.1029/2003JC001836.
- Kuo, N.-J., and C.-R. Ho, 2004: "ENSO effect on the sea surface wind and sea surface temperature in the Taiwan Strait", *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13309, doi:10.1029/2004GL020303.
- Nitani, H., 1972: "Beginning of the Kuroshio", In: Kuroshio, edited by H. Stommel and K. Yoshida, pp. 129-163, Univ. of Wash. Press, Seattle.
- Wu, C.-R. and Y.-C., Hsin, 2005: "Volume transport through the Taiwan Strait: A Numerical Study." *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 16, 2, 377-391.