

[研究成果報導]

臺灣周邊海域之數值模擬

臺灣師範大學地球科學系 吳朝榮

序言

臺灣四面環海，西濱臺灣海峽，東部海域有黑潮通過，北臨東海，西南接南海，南邊的呂宋海峽是太平洋深層海水進入南海的唯一通道。近年來，我國投注了相當多的人物力於海洋研究上；這些以現場探測為主的研究累積了不少觀測數據，也發現了許多重要的海洋現象，然而有限的觀測數據卻不足以解釋本海域複雜的海洋特徵。現場探測操作相當昂貴，且常受限於惡劣的海象，因此觀測資料往往有時間與空間不均的限制。這使得相對於同一海洋現象，不同的學者時常提出不一致，甚至是完全相異的結論。為了解決這些問題，並增進對周邊海域的瞭解，我們需要發展海洋數值模式，以補觀測資料之不足。

海洋數值模式的發展更可作為未來建立海洋預報系統的基礎，對於日漸增長的沿海觀光事業和未來可能發生的海難與污染事件而言，正確的臺灣沿海海況資訊十分重要，它可以協助相關單位的經濟發展規劃或救災工作等。針對臺灣周邊海域，我們已建立許多不同尺度、不同積分範圍的海洋數值模式（圖一）。研究範圍從東亞海域到臺灣海峽；空間解析度從 $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ 到 ~ 3 公里不等；研究題目包括區域海流問題、湧升流系統、海氣交互作用、黑潮變動、聖嬰現象的影響以及中尺度渦旋行為等等。這些研究成果增進了吾人對西太平洋海域的瞭解，釐清了許多過去的謬誤，而且也回答了許多重要的科學問題。以下便是使用海洋數值模式在臺灣周邊海域所完成的研究成果，分別以不同海域作一概括並簡要的說明：

1. 臺灣海峽

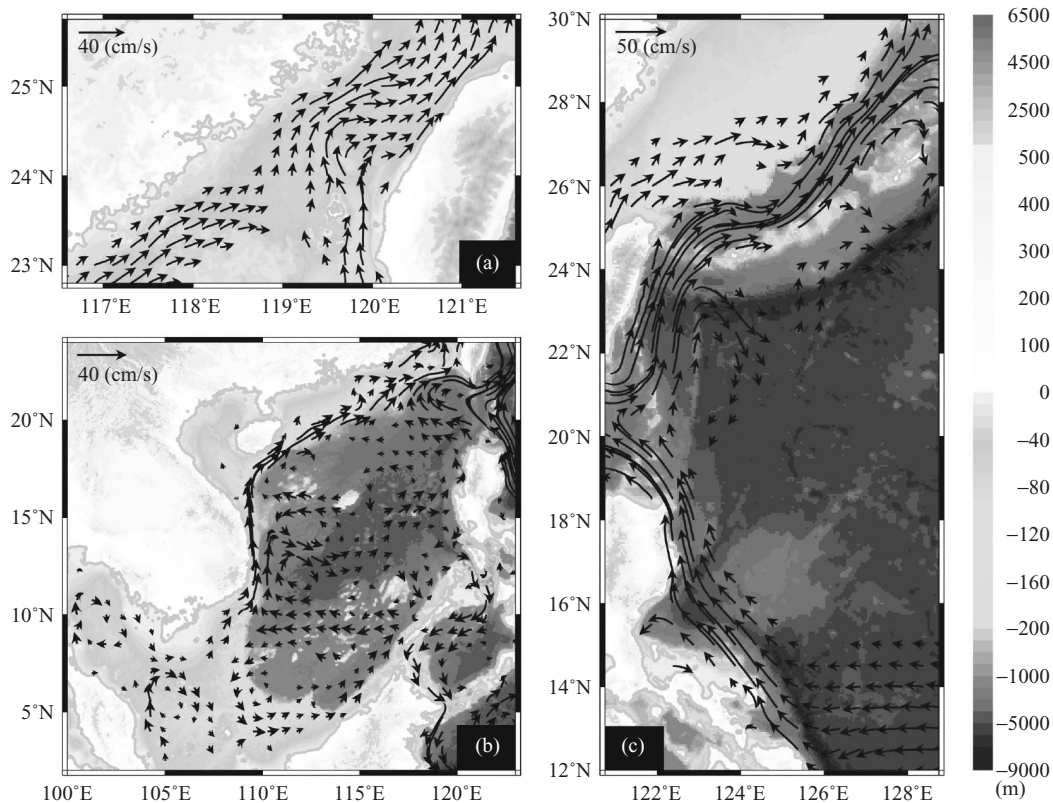
我們發現在臺灣海峽流量的估算上，使用 QuikSCAT 衛星風場的結果比 ECMWF 以及 NCEP 風場更接近現場觀測。利用數值模式估算

海峽的傳輸量，其全年平均流量約為 1.09 Sv ，這與先前的觀測並不相符，過去利用現場觀測所估算的流量應是高估。其原因在於冬天不能出海作業，少了冬天南向的流速資料，會使得現場觀測所估算的全年平均流量偏高。另外，模擬結果顯示，海峽傳輸量與風應力之相關並非過去國內學者認定的單一迴歸線，而是根據不同的風應力值，有兩條不同的迴歸線。這個發現可以提供海洋學者利用風應力資料直接估計出臺灣海峽傳輸量之數值[9]。

我們建立了另一個高解析度模式去探討臺灣海峽的流況。模式使用正交曲線座標，解析度從海峽中央 3 公里逐漸向外遞減為 10 公里。模式流況與現有觀測資料相當一致，可以重建臺灣海峽時空變化的特性。就季節變化而言，風向季節性的轉變對於海峽有顯著的影響。在西南季風盛行的夏季，海峽流場以北向海流為主，並在彰雲隆起一帶出現上下分層的流場結構；而在東北風盛行的冬季，海峽流場對於東北風增強事件，也有相對的反應歷程。從年際變化的角度來看，在 1999~2003 年間，西南風場強度以 2003 年的夏季最強，在此風場的帶動下，臺灣海峽有著最大的向北傳輸量，海峽西北方低溫區的範圍與強度也最為明顯。在 2002 年 El Niño 事件發生的冬季，東北風較正常年為弱，因而海峽內部南向傳輸亦較正常年弱。此時南向的冷水勢力退縮，北上的暖水勢力增強，兩股勢力的消長便造成海峽溫度場分布與正常年有所不同。值得一提的是，這個高解析度的模式結果指出，在彰雲隆起的外側，受到海底地形的影響，有一反氣旋式的流場型態存在，這是過去觀測所未見的，我們提出 Taylor column 理論以及層化作用的影響來解釋這個現象[11]。

2. 南海

冬季時在南海北部常看到有一股頂著強勁



圖一 海流數值模式的年平均速度向量（水深 50 公尺以上之平均），(a)臺灣海峽，(b)南海，(c)黑潮區域

東北季風、向東北流動的逆風海流（稱為南海暖流），南海暖流這種罕見的流動型態，引起很多學者的注意及興趣，也各自提出不同的動力解釋。現階段大部分學者普遍接受的解釋是由黑潮直接或間接驅動此暖流。不過，我們的模擬結果並不支持這個論點，有無黑潮存在並不影響南海暖流的出現與否。進一步分析造成流動的各項外力，我們確認「偶發風場鬆弛機制」是南海暖流產生的主要原因。經由多個數值模擬試驗，我們得知以下結論：東北季風時期，海水會在岸邊堆積，使得海平面升高，待東北季風減弱後，海水回流進而形成南海暖流。另外，我們利用模式重新確認了暖流的所在位置，乃位於陸棚等深線 100 公尺到 300 公尺之間，改正了過去文獻的錯誤。暖流的發源處是在 Gulf of Tonkin，而非過去認為的海南島東南方；也根據模式實驗的結果認為海南島的存在對於南海暖流的形成並不重要[3]。

對於中尺度渦旋西傳到達呂宋海峽後，是否會穿越黑潮進入南海，海洋學者有完全相異的看法。因為觀測到衛星測高型態從呂宋海峽東邊到

西邊大致上呈連續狀態，故有些學者認為渦旋可以直接穿越黑潮進入南海；但有學者認為渦旋不可能穿越有強大渦度的黑潮，並使用簡化的數值模式支持此論點。中尺度渦旋是否會穿越黑潮而進入南海其實有其重要性，因為從東、中太平洋來的渦旋水團會對南海內部的溫、鹽特性與營養鹽平衡造成影響。我們使用數值模擬結合衛星資料來探討這個爭議性的問題，並利用渦旋與海流交互作用的理論來解釋渦旋是否會穿越黑潮。我們的結論是：所有的反氣旋渦旋通常都不會穿越黑潮進入南海，而是會被黑潮帶往北方；一般的氣旋渦旋也無法穿越，只有超強大的氣旋渦旋（有時會由強颱風所造成）才有可能穿越黑潮。另有一種特殊情況，當黑潮在呂宋海峽轉彎、向西入侵南海時，不論是反氣旋或氣旋渦旋，都會穿過呂宋海峽而進入南海。我們詳細說明了這些渦旋傳遞的行為及其與黑潮的交互作用，渦旋會不會穿越黑潮由兩項條件決定，即(1)黑潮本身的強度；與(2)黑潮在呂宋島北邊的彎曲程度[7]。

我們也模擬了中尺度渦旋由呂宋海峽向南海內部傳遞的運動特徵，以及相對應的水文變化

情形，這些渦漩的運動型態無法由現場觀測中呈現。在南海東北海域之渦漩向西移動的過程中，其速度與 baroclinic Rossby waves 的速度相當，且這些渦漩會改變南海的水文與流場狀況等。此外，我們也計算出呂宋海峽附近之渦旋脫離週期，夏天時為 90~120 天，冬天為 40~50 天[10]。

聖嬰與南海

位於西北太平洋與東印度洋中間樞紐地帶的南海，在空間上，其海水運動現象與大尺度海水環流密不可分，時間上則與年際及季內變化密不可分。在經驗正交函數(EOF)分析中，mode-1 在南海海盆的中央呈現東西方向振盪，對應到其所代表的時間序列，較大正值出現在 1994 與 1997 年冬季，較大負值則出現在 1995 與 1998 年冬季；亦即聖嬰現象顯著時，越南外海的西方邊界流會減弱。而在 1995 與 1998 年冬季，南海的氣旋型環流會比較強。mode-1 時間序列延遲 Nino-3.4 指標一個月，相關程度可達 68%。而 mode-2 在越南外海北方與南方處分別呈現高低海平面，在時間序列分布上呈現正值時，代表越南外海北方會產生一反時鐘氣旋，南方則會產生一順時鐘反氣旋；此雙偶極(dipole)環流的形成會將越南外海的海水帶離沿岸，因而產生湧升流。mode-2 之時間序列，在領先 Nino-3.4 指標 3 個月時，其相關程度可達 70%，並且在 1994、1997 及 2002 年的 8 月份最為顯著，但在翌年 1995 及 1998 年夏季時，此湧升現象會變弱或消失[8]。

另外，有別於典型的聖嬰現象（暖化特徵為東太平洋之海表面溫度距平上升），近期有學者指出一種新型態的聖嬰現象，其暖化特徵為赤道太平洋中央海表面溫度距平上升，但在東西兩側海水表面溫度距平下降，此現象稱為 El Niño Modoki。我們更進一步利用資料同化模式之分析結果，發現代表越南外海湧升流現象之 mode-2 與 El Niño Modoki 之間有高度相關，此相關現象說明 El Niño Modoki 對於南海之海洋變化有顯著影響[1]。

3. 黑潮

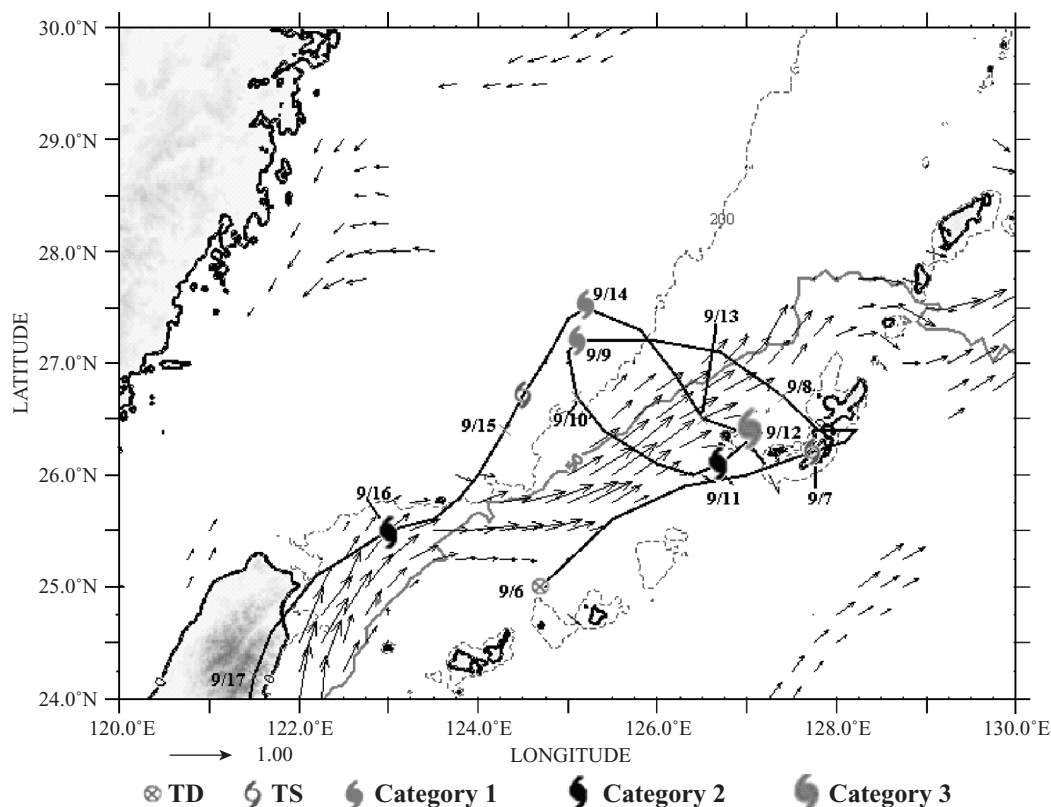
海洋學家曾利用現場觀測資料研究流經臺灣東岸的黑潮，結果發現從 1970 年至今，黑潮流量之估計值分布範圍非常大(從 15 Sv 到 44 Sv, 1 Sv

$= 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)，造成顯著差異的部份原因是源於計算流量的方法不同所致，另一可能因素則在於黑潮流場本身有很大的變異性。因此單靠現場量測無法正確地掌握黑潮流場的時空變異，尤其臺灣東岸的黑潮，時間與空間的變化上受到多個因素所影響。我們對於黑潮的模擬，不管是流速、流幅、主軸位置、垂直流場分布等，皆與觀測資料相當一致。臺灣東岸的黑潮流幅大約是從東岸至 123.5°E 與 124.5°E 之間，黑潮影響的深度大約是海下 1000 公尺左右。流量在 23~23.5°N 有極小值，在 24°N 的北方有極大值。黑潮在 300 公尺以上之流量在 22.5°N 是 24 Sv、在 24°N 與 25.25°N 是 20 Sv、在 124°E 是 16 Sv，模式模擬之 0~300 m 流量值，不管在趨勢或是量值上，均與由船碇式都卜勒流剖儀所得結果相仿。

臺東外海的黑潮有兩個流軸，分別位於 121.4°E 與 122°E；在花蓮外海，此兩流軸合併為一支，且黑潮在此海域內有最快之流速(~130 cm/s)；在宜蘭外海(~24.5°N)黑潮再次分支，主軸由東臺灣通道進入東海，另一支轉向東南變成琉球群島東側的黑潮離岸分支。在臺灣東北海域碰到東海陸棚後，黑潮由北向流轉為東向流。在呂宋海峽附近的黑潮流場結構相當複雜：其中有一支直線北上的路徑，另一則以反氣旋型的路徑入侵呂宋海峽。兩種路徑皆存在於四季，但其強度之相對強弱有所不同。在春夏兩季，黑潮傾向以直線路徑流過呂宋海峽，此時流進南海的分支較弱；秋冬兩季則是流入南海之分支較強[5]。

颱風與黑潮

黑潮與颱風間之海氣交互作用也使用數值模式與多種衛星資料作出初步成果。納莉颱風(Nari, 2001)為一個生命期很長且路徑特別的颱風，過程中其路徑數度變化。在納莉颱風滯留與緩慢移動的過程中，颱風強度數度於輕度與中度颱風之間轉變。2001 年 9 月 8 日為颱風形成後的第二天，此時仍為輕度颱風，期間海洋不斷提供充足水汽及熱能供颱風發展；9 月 9 日納莉颱風發展為中度颱風；9 月 14 日納莉颱風繞一圈後，回至先前受颱風影響而使海溫下降的海域，海面溫度僅攝氏 25~26 度，無法提供颱風充足的熱能，納莉颱風於是中度轉為輕度颱風。9 月 16 日納莉颱風離開較冷之海域，因途中經過海



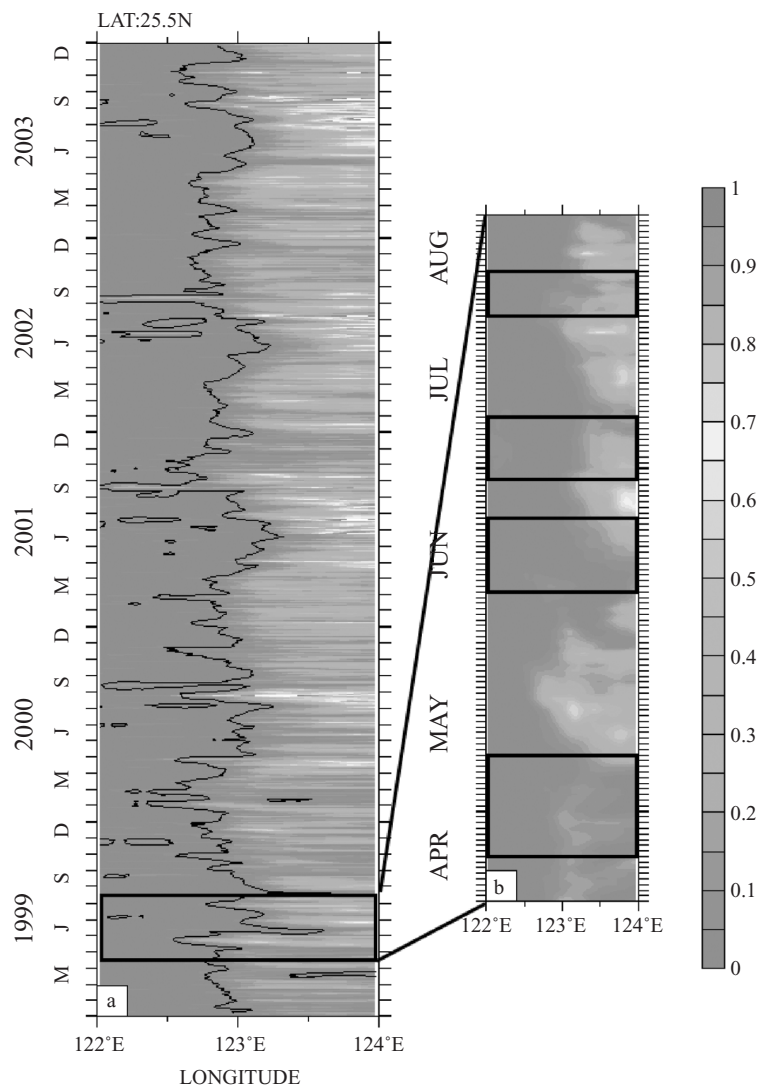
圖二 納莉颱風的路徑與強度，並加上模式黑潮的速度向量（箭頭符號）。紅線是海洋熱含量等於 50 kJ/cm^2 的等值線，藍虛線是水深 200 公尺之等深線

溫高達攝氏 30 度的海域，於是又由原本的輕度轉為中度颱風（圖二）

在納莉颱風發展過程中，QuikSCAT 風場均以反時鐘方向繞颱風中心旋轉，但在海表面溫度方面，並非所有颱風經過的地方，海表面溫度都會下降，同樣地，渦度及流場也並非在颱風中心位置皆可看到明顯的正渦度伴隨反時鐘流場出現。唯有當颱風位於黑潮北邊時，颱風中心才能明顯看出正渦度伴隨反時鐘流場出現，在黑潮上方或是黑潮南邊時則沒有這個現象。當颱風行進至黑潮北邊時，因為陸棚區的混合層較淺，易使下層冷海水湧升，造成海表面溫度下降。另外，模式結果也指出，颱風行進速度的快慢會影響所生成渦旋的深度。比較在黑潮北邊產生渦旋的日期，其中有兩天都是中度颱風，有同樣的最大風速，但影響深度卻有不小的差異。9 月 9 日納莉颱風行進速度較快，其影響的深度僅至 20 公尺深，而 9 月 10 日行進速度緩慢，最深則可影響至海洋底部 [12]。

4. 臺灣東北海域湧升流

湧升流是海洋中的一個重要現象，它將富含營養鹽的下層海水帶至陽光充足的表層，增加光合作用，使浮游動、植物聚集，可能成為良好的漁場。臺灣東北海域有個湧升流區，一直以來都是學者研究與討論的重點區域；有些學者認為，這個湧升流全年都會發生，有些則認為是季節性的，只有夏天才有，冬天不會發生。這個爭論持續了許多年，直到最近，我們利用數值模式時間與空間連續的優勢，得到相當清楚的結論，即這個湧升流全年都會發生，但有季節性變化。夏季有較多的湧升流，數量約是冬季的兩倍；冬季不全然沒有湧升流，但夏季的環境條件比冬季更適合湧升流的產生。分析其時空變化可以發現，湧升流與黑潮的經向擺動密切相關。湧升流海域之上層海水溫度變化深受黑潮的影響，而黑潮的經向擺盪不僅有季節變化，亦有季內變化（圖三）。使用頻譜分析進一步檢驗湧升流的變化週期，在 90% 的信賴區間，分別可以見到 30 天與 110 天的顯著週期，兩者皆因黑潮擺盪作用而產生。其



圖三 (a)沿緯度 25.5°N，水深 20 公尺處的動能變化圖，(b)四個月期間（1999 年 4 月 15 日至 8 月 15 日）的放大圖，顏色單位為 m^2s^{-2}

中，110 天的週期來自向西傳遞的中尺度渦旋與黑潮的交互作用；30 天的週期則可能來自黑潮自身的斜壓不穩定性[13]。

黑潮的擺動會造成東北角湧升流的變異，接下來的問題是什麼原因造成黑潮的擺動？有學者認為是季風的艾克曼效應所引起，冬天東北季風造成黑潮表層水向岸傳送，夏天則往離岸方向移動。不過 ADCP 的流速資料並不支持這項論點，Chuang and Liang [4]發現黑潮擺動的現象是在東北季風發生過後一個多月才出現，所以不應該是艾克曼效應所引發。為了釐清這個爭議，我們設計了一個數值實驗，將臺灣附近的風及其相對應的艾克曼 pumping 消去，僅加入一個有季節變化的海表面熱通量。模式結果依舊顯示黑潮有

出現季節性擺動，這說明了只要有冷卻效應就會造成黑潮擺動，擺動並非季風的艾克曼效應引起的。動力的解釋為：冬季的冷卻造成東西向的密度梯度，加上離岸方向的地形坡度（即 JEBAR 效應），使得黑潮在冬天時會往向岸的方向移動 [6]。

另外，臺灣東北海域之湧升流區存在一種很有趣的季節變化情形，即由表層至水深 100 公尺處之垂直速度顯示，湧升流為夏天大，冬天小；但表層 30 公尺的地方卻顯現完全不同的變化情形，湧升速度為夏天小，冬天大。由高解析度模式佐以簡單的艾克曼模型得以解釋此現象：上層 100 公尺的變化主要受控於黑潮的擺動，當夏天黑潮遠離臺灣東岸時，湧升流較強；冬天黑潮擺

近時，湧升流受黑潮影響而變弱。另一方面，季風的改變影響了風應力旋度，使得夏天時的旋度為負，冬天旋度為正，此機制也使得表層 30 公尺的湧升流轉而呈現夏天小，冬天大的趨勢[2]。

參考文獻

- [1] C.-W. J. Chang, H.-H. Hsu, C.-R. Wu and W.-J. Sheu, *Geophysical Research Letters*, **35**, L03604, doi:10.1029/2007GL 032562 (2008).
- [2] Y.-L. Chang, C.-R. Wu and L.-Y. Oey, *Journal of Geophysical Research*, **114**, C03027, doi:10.1029/2008JC005131 (2009).
- [3] T.-L. Chiang, C.-R. Wu and S.-Y. Chao, *Journal of Geophysical Research*, **113**, C08028, doi:10.1029/2008JC004794 (2008).
- [4] W.-S. Chuang and W.-D. Liang, *Journal of Oceanography*, **50**, 531 (1994).
- [5] Y.-C. Hsin, C.-R. Wu and P.-T. Shaw, *Journal of Geophysical Research*, **113**, C04002, doi:10.1029/2007JC 004485 (2008).
- [6] L.-Y. Oey, Y.-C. Hsin and C.-R. Wu, *Ocean Dynamics*, accepted (2010).
- [7] W.-J. Sheu, C.-R. Wu and L.-Y. Oey, *Deep Sea Research II*, in press (2010).
- [8] C.-R. Wu and C.-W. J. Chang, *Geophysical Research Letters*, **32**, L17611, doi:10.1029/2005GL023798 (2005).
- [9] C.-R. Wu and Y.-C. Hsin, *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, **16**, 377 (2005).
- [10] C.-R. Wu and T.-L. Chiang, *Deep Sea Research II*, **54**, 1575 (2007).
- [11] C.-R. Wu, S.-Y. Chao and C. Hsu, *Journal of Oceanography*, **63**, 821 (2007).
- [12] C.-R. Wu, Y.-L. Chang, L.-Y. Oey, C.-W.J. Chang and Y.-C. Hsin, *Geophysical Research Letters*, **35**, L12605, doi:10.1029/2008GL 033942 (2008a).
- [13] C.-R. Wu, H.-F. Lu and S.-Y. Chao, *Journal of Geophysical Research*, **113**, C08025, doi:10.1029/2007JC004697 (2008b).