

臺灣東北海域湧升流之時空變化

盧鴻復¹ 吳朝榮² 李忠潘³

¹ 國立臺灣師範大學地球科學系博士生

² 國立臺灣師範大學地球科學系副教授

³ 國立中山大學海洋環境及工程學系教授

摘要

黑潮為世界重要洋流之一。前人觀測發現黑潮流經臺灣東北海域之時，受到東海陸棚走向之影響，黑潮與複雜的海底地形交互作用，在此處產生湧升流與冷渦現象。過去的研究多以現場觀測為主，難以連貫研究資料的時空變化。因此，本研究以普林斯頓大學所開發之三維海洋數值模式為基礎，採用真實地形與巢狀箱合方法，將較大範圍模式之輸出作為本模式之初始與邊界條件，建構一個水平空間解析度達 $1/20^\circ$ 之海流模式。本模式可用來模擬臺灣東北海域之海流運動，其結果成功地重建該處之流場與水文型態，藉由分析、研究模式資料，可以瞭解東北海域之流場時空變化。模擬結果顯示，黑潮衝擊陸棚產生湧升流，於表層以冷渦流場表現，此現象受到黑潮運動影響，有季節性的變化，與過去觀測結果一致。除此之外，模式資料更進一步明確表現東北海域冷渦流場在季節尺度內的變化，其資料分析結果反應觀測資料之缺憾，亦指出上層黑潮主軸之擺動週期受到不同機制的的作用而有所差異，進而對東北海域之上層流場產生顯著影響。

關鍵字：黑潮、湧升流、冷渦、海洋數值模式

The Temporal and Spatial Variations of Upwelling Northeast off Taiwan

Hung-Fu Lu* Chau-Ron Wu Chung-Pan Lee

* Doctoral student, Department of Earth Science, National Taiwan Normal University

ABSTRACT

Kuroshio is one of the most important currents worldwide. When Kuroshio impacts the zonal continental shelf break of East China Sea off northeast Taiwan, upwelling and cold eddies occur by the effect of interactivities between the Kuroshio and complicated topography. To study the spatial and temporal variations of circulation in the area, we construct a fine resolution model based upon POM with realistic bathymetry and nesting method. The current pattern northeast off Taiwan can be reproduced by this model. The simulation shows that upwelling is affected by the migration of the Kuroshio which is very consistent with the previous findings. Besides, model data further show an intra-seasonal variation of cold eddy off northeast Taiwan. The various period of Kuroshio migration is effected by the different mechanism in upper layer.

Key words: Kuroshio; upwelling; cold eddy; numerical model

一、前言

台灣東北海域很早就被發現有一冷水團存在

(Uda and Kishi, 1974)。而根據水溫剖面的特徵，湧升流被認為是造成此處表層冷水的主因。而湧升流形成的原因則為地轉效應、海底地形、冷暖水交會

以及此處黑潮造成的反時針渦流(Fan, 1980)。Chern and Wang(1989)利用水文及錨碇資料針對台灣北部海域的水團分析，認為冷水來自遭受東海陸棚地形阻擋的湧升黑潮次層水。Tang et al.(1999)利用船碇式都卜勒流剖儀在西南季風時期針對台灣東北部和陸棚邊緣流場進行觀測，對於此冷渦湧升流現象之位置大小及其空間流場展示出了完整的分布型態。如圖 1 所示，可以明顯見到黑潮在北棉花峽谷處遭遇東海陸棚後，便產生支流入侵東海陸棚，而黑潮主軸向東而去。且在其西側伴隨著反時針旋轉，此反時針旋轉流場亦為整層海水共同呈現反時針旋轉之環流型態，此流場分布型態也一併解釋過去在此處下層所發現的黑潮回流應為其反時針流場之一部分。Tang et al.(2000)同樣也利用 Sb-ADCP 觀測結果展示了更多此處有關季節性變化的流場情況，其認為黑潮主軸的東西擺盪運動行為是影響此處流場分布的主要因素，然而黑潮的季內擺盪行為更能夠說明此處流場的變化形態。

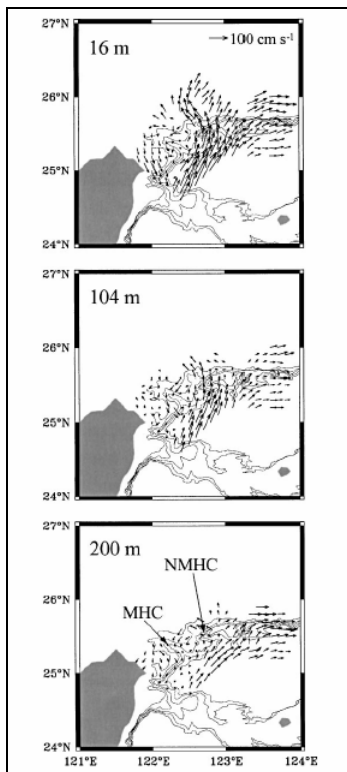


圖 1 現場觀測之冷渦流場(取自 Tang et al.,1999)

過往的研究由於都是使用現場觀測方法，對於季節性流場還能夠以冬、夏季的觀測航次掌握其變

化。然而對於季節內的變化，受限於探測頻率無法辨識分析；且在空間的資料分布上，往往僅限於錨碇之處或船隻巡航的路徑，整個海域的空間流場雖可大略掌握，但是若能提供三維海流的完整資料，便可更詳細與深入地探討水文與流況變化情形。

因此此本文將利用一個時空高解析度的海洋數值模式模擬東北海域之湧升流，分析其模擬結果來探討湧升流場的時空變化情形。

二、數值模式之建立

我們以普林斯頓海洋數值模式(Princeton Ocean Model, POM; Blumberg and Mellor, 1987)為基礎，建立了一個北南海模式(圖 2)，黑框範圍為研究區域。模式的水平空間解析度是 $1/20^\circ$ ，垂直方向有 26 個 σ 層，特別在表層與底層採用較密集的配置，以提升模擬的結果。模式地形分為兩部分，一是台灣周邊海域，使用國家海洋科學中心公開的 1 弧分海底地形資料；其他海域則使用 5 弧分的 ETOPOS 海底地形資料(NGDC, 1988)，上述兩種地形資料合併後經過簡易的平滑處理，最小水深設定為 1 公尺。

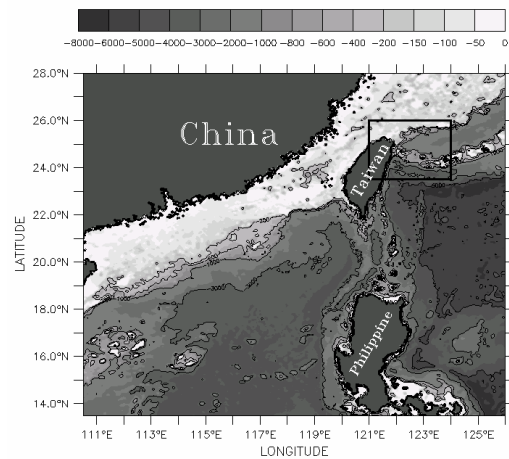


圖 2 北南海模式之範圍與地形

模式的初始條件為東亞邊緣海模式(East Asian Marginal Seas model, EAMS; Wu and Hsin, 2005)的 1999 年 1 月平均三維溫、鹽場，側邊界條件亦由 EAMS 輸出結果取出，上邊界條件則使用經最佳化內差之衛星海溫資料(OISST)。模式由靜止開始積分，二、三維速度場由 0 起始。模式驅動力使用 QuickSCAT 風場，以 Trenberth(1989)的公式換算為

風應力後輸入模式使用。風應力與上、側邊界條件依照 QuickSCAT 之時間解析度，設定為模式時間每 6 個小時更替一次。

三、結果與討論

3.1 湧升流場之生滅循環

透過數值模式的模擬，我們發現臺灣東北海域之湧升流場具有一生滅循環週期。其水文與流場的變化型態，可由以下模式的時序輸出資料所繪製的 20 公尺流場與水溫圖來說明。圖 3 到圖 6 的時間是 1999 年 4 月 24 日到同年 5 月 15 日。這些模擬的結果圖形顯示，湧升流區域的冷渦流場其大小的變化與近圓形的形狀，並且會些微地向北方移動，最後在 5 月中旬過後終止。

圖 3 的時間是 1999 年 4 月 24 日，臺灣東北海域明顯的海表低溫以及逆時針的流場型態，冷渦直徑約 80 公里，中心位置大約在 122.4°E、25.2°N 左右。另外也可以看到黑潮在 122.75°E、25.75°N 左右的位置產生一支，此分支由於到地形的影響轉向西南方，因此形成了冷渦流場的西半部分。在臺灣海峽方面，有一部份臺灣海峽外流水，在離開臺灣海峽時，受到冷渦流場的牽引，繞過臺灣北方海域，在臺灣的東北角外海匯入冷渦流場之中。

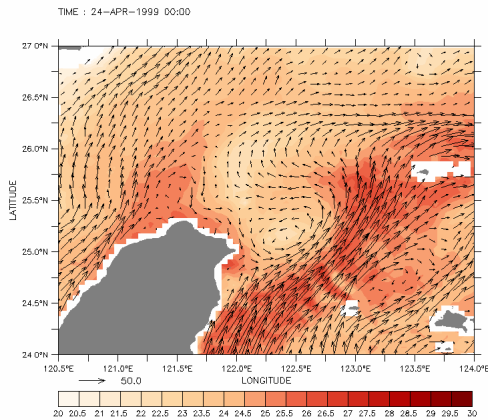


圖 3 1999 年 4 月 24 日模擬之 20 公尺海溫與流場

冷渦尺寸會隨著時間而有逐漸地增大，且也會稍微地向北方移動，5 月 4 日(圖 4)其中心位置已移動到 122.5°E、25.4°N，且冷渦中心比周遭海溫低約 3°C。5 月 10 日(圖 5)冷渦受到擠壓，面積有變小趨勢，中心海溫略微升高。5 月 15 日(圖 6)冷渦受黑

潮牽引，沿著黑潮邊緣，續朝東北移動，中心位置約在 122.65°E、25.55°N，冷渦流場規模已明顯變小、幾不可見。5 月 23 日(圖未示)東北海域則無見冷渦存在。

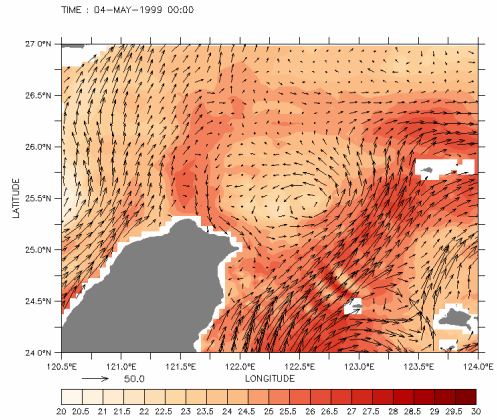


圖 4 1999 年 5 月 4 日模擬之 20 公尺海溫與流場

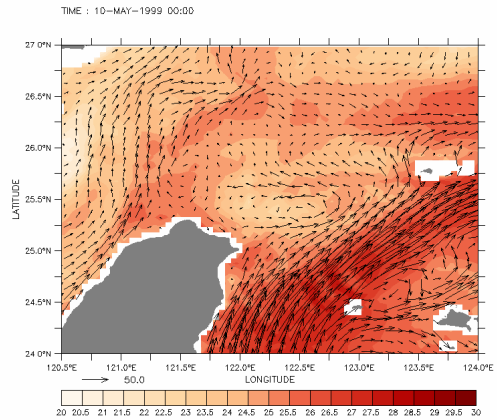


圖 5 1999 年 5 月 10 日模擬之 20 公尺海溫與流場

在垂直流場方面，圖 7、圖 8 分別是 5 月 4 日、5 月 23 日沿 25.6°N 之 u、v 流速剖面。此模擬之結果與過去現場觀測之結果(Tang et al., 2000)相當一致。也就是表面冷渦流場深受黑潮路徑的影響，當黑潮流軸向陸棚靠近時，便會破壞冷渦。與過去報導的主要差異在於觀測資料僅有冬、夏兩季之分別，而模擬結果卻在約一個月內便出現此種現象。因此，受到現場觀測之探測頻率限制，過去將臺灣東北冷渦流場之變化，歸結於冬、夏兩季季風變化所導致之黑潮路徑改變，可能僅是冷渦流場變化的原因之一。時間解析度較佳的數值模擬結果，更進

一步地明確指出季內變化因子的影響，應是冷渦流場變化之主要因素。

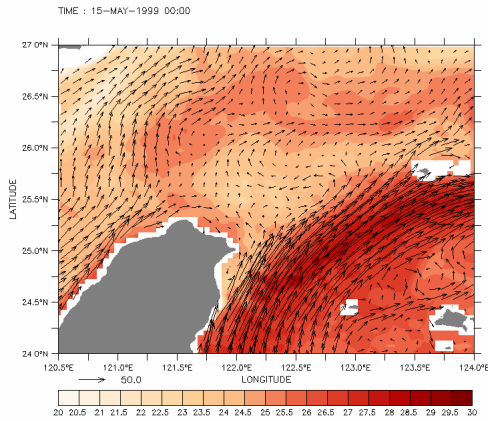


圖 6 1999 年 5 月 15 日模擬之 20 公尺海溫與流場

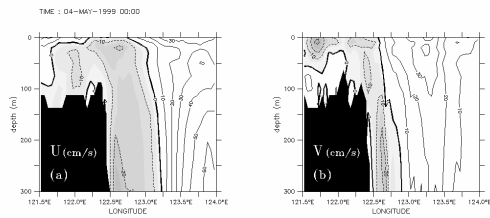


圖 7 1999 年 5 月 4 日模擬之流速分量剖面

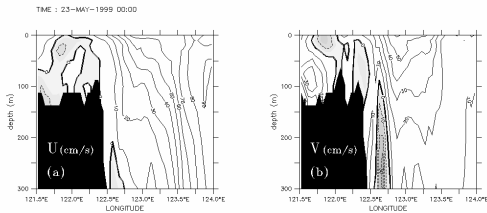


圖 8 1999 年 5 月 23 日模擬之流速分量剖面

3.2 湧升流場之時間變化

我們使用模式輸出之 30 公尺溫度場與流場，以低溫冷渦中心與逆時針流場的判別方式，將 1999 年到 2003 年間的模擬結果篩選出冷渦事件並進行統計。表 1 顯示 5 年內總共發生 38 次冷渦事件，其中 2000 年最多，而 2001 年最少，平均每年發生 7.6 次。除了年間的差異以外，若以季節來分類，將 6、7、8 月定義為夏季(JJA)；10、11、12 月定義為冬季(OND)，則可以發現夏季具有較多的冷渦事件，

夏季發生冷渦事件的數量約是冬季的兩倍。這個統計結果指出，冬季並不全然沒有湧升流的發生，而是夏季的環境條件比冬季更適合發生冷渦湧升流。

表 1 冷渦次數統計表

年份	冷渦事件數		
	全年	夏季(JJA)	冬季 (OND)
1999	11	4	1
2000	12	4	2
2001	6	2	1
2002	9	5	3
2003	10	4	2
總數	38	19	9

爲了更進一步瞭解夏季的冷渦事件，我們又統計了冷渦事件發生的平均間隔時間(interval)與平均延續時間(duration)，結果如表 2。表 2 顯示延續時間在夏季可達 12 天，冬季則只有 7 天；間隔時間在夏季則只有 14 天，冬季則達 30 天。這也就是說，在夏季時，有一半的時間，湧升流都存在海表面；在冬季時則很少出現。此結果解釋了爲什麼過去觀測資料幾乎沒有在冬季觀測到湧升流，而因此認定冬季不發生湧升流的現象。再從年平均的結果來看，年平均的延續時間是 10 天、間隔是 20 天，說明了冷渦事件從發生到終止，一直到再次發生，總共需要 30 天的時間，這也就是冷渦的生命週期。

表 2 冷渦時間統計表

	延續時間 (天)	間隔時間 (天)
夏季(JJA)	12	14
冬季 (OND)	7	30
年平均	10	20

3.3 溫度場之 EOF 分析

經驗正交函數(Empirical Orthogonal functions, EOF)可以將資料分別過濾，得到佔最大比例之變異數型態，挑選出最具有代表性的成分。爲了瞭解湧升流的時空變化與驗證上節的統計分析結果。我們將模式輸出之 20 公尺溫度進行 EOF 分析，選定的區域爲 121°E 到 124°E、23.5°N 到 26°N，希望可以獲得具最大影響之變化型態。但由於季節性的訊號在此處非常明顯，因此在進行 EOF 之前已利用調合分析方法將 365 天之週期性訊號除去。EOF 的第一階模(mode 1)結果如圖 9，其變異數佔 23.3%。圖 9(a)爲第一階模空間分布型態，顯示台灣東北海域有一近圓形區域呈現大幅震盪，值得注意得是在黑潮之

上亦有一溫度震盪情形，且其相位與前者相同，這表示冷渦海域之溫度變化深受黑潮之影響。

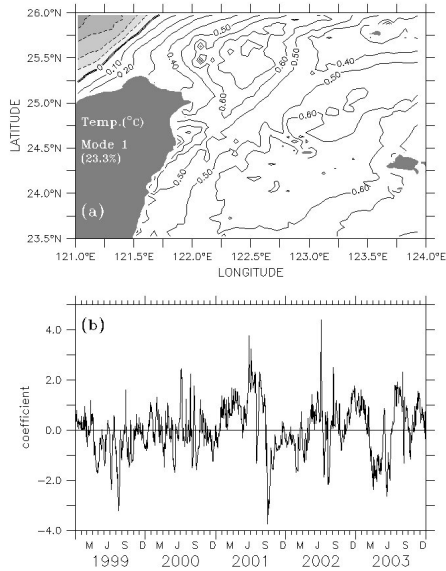


圖 9 溫度場資料 EOF 分析第一階模(mode 1)

圖 9(b)為第一階模時間變化型態，時間序列顯示明顯的季內變化情形。為了更進一步檢驗變化週期，我們將時間序列資料進行頻譜分析，如圖 10。在 90%的信賴區間，分別可以見到 30 天與 110 天的顯著週期，此兩者季內變化週期明顯來自黑潮的擺盪。其中 110 天的週期來自向西傳遞的中尺度渦旋與黑潮交互作用而產生(Zhang et al., 2001; Yang and Liu, 2003); 而 30 天的週期則可能來自黑潮自身的斜壓不穩定性，且此週期與上節統計的結果相當符合。

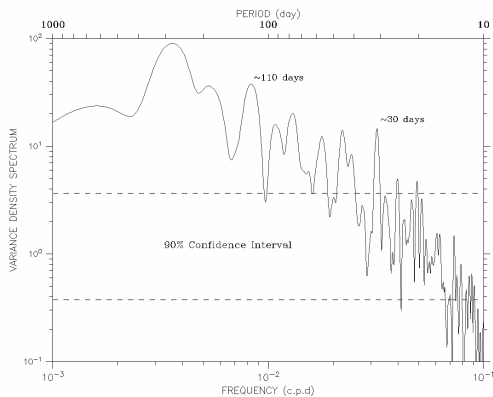


圖 10 第一階模時序變化頻譜分析

3.4 湧升流機制

東北冷渦的底層(200 公尺)，其實全年都具有逆時針流場的存在(圖未示)。這表示湧升流應是一全年常存的海洋現象，但前述也提到，在表面卻有時會無法觀測到，因此應存在某些可能的原因。當地的風場與黑潮的東西擺盪都是可能的因素，但是湧升流與當地風應力旋度(local wind stress curl)的相關並不好(圖未示)，這表示湧升流並非由當地風力所驅動。另一方面，模式的確顯示湧升流冷渦流場的存滅與黑潮的擺移具有相當大關係，且此關係不僅僅是季節性變化，更是具有季內變化的週期。

圖 11 是沿 25.5°N, 20 公尺的模式動能隨時間變化，動能是以 $(u^2+v^2)^{1/2}$ 定義。圖 11(a)表示 5 年的動能變化情況，紫色部分表示弱動能區；黃色部份表示強動能區，約略可以指示黑潮主軸的位置。由圖型上觀察，可以發現大致呈現季節性變化，強動能區會在冬季向西方擴展至 122.6°E，夏季時退縮至 123.2°E，這與文獻報導黑潮擺動的情況一致(Chao, 1991; Tang et al., 2000)。

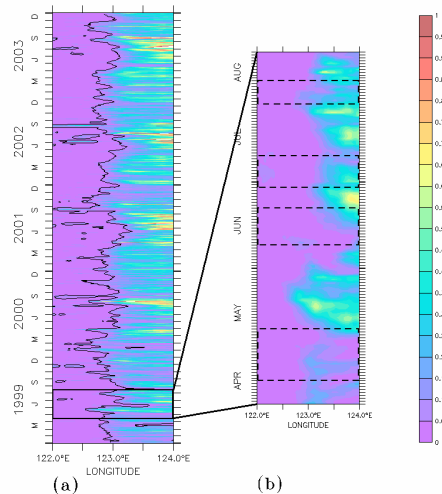


圖 11 東北海域動能時序圖

然黑潮擺盪不僅有季節變化，亦有季內變化。圖 11(b)是 1999 年 4 月 15 到 8 月 15 之四個月期間動能時序變化。我們可以看到動能隨著時間產生增強減弱的變化，圖上虛線範圍是冷渦事件發生的時期。明顯可見一個規則：當動能增強時，冷渦事件便要消失；當動能減弱時，冷渦便可發展。

但在下層則又是另一種情況。圖 12 是沿著

25.25°N、v 分量的時序變化圖；由左至右分別是 30、100、200、250 公尺不同水深。由此可以發現黑潮的擺動並分整層一致，在上層具有擺動激烈的特性，約 100 公尺以降，黑潮則少有左右運動現象。此圖亦能佐証冷渦底層逆時針流場全年存在，但上層受黑潮擺動之影響。

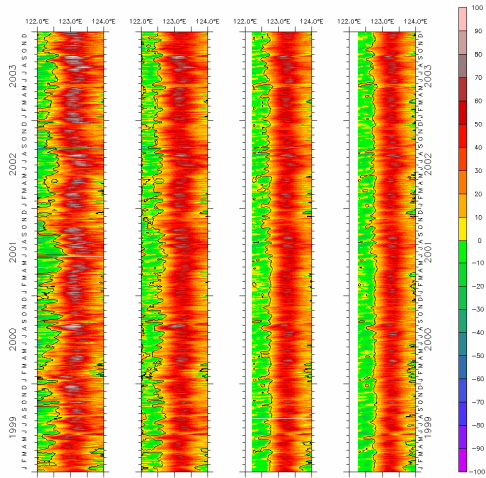


圖 12 東北海域動能時序圖

四、結論

台灣東北海域的湧升流現象，過去受限於有限的觀測資料，僅能有季節性的討論。然受益於海洋模式的建立，填補現場觀測之不足，重建當地水文與流場。進一步透過資料研究與分析，發現湧升流場的存滅，不僅與季風之季節性變化有關，黑潮自身斜壓不穩定所引發的 30 天週期季內運動，對於湧升流上層系統之形成影響更為顯著。

參考文獻

- Blumberg, A.F. and Mellor, G.L. (1987) "A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model," In: Coastal and Estuarine Sciences 4: Three Dimensional Coastal Models, Heaps, N.S. (ed.), AGU, Washington, DC, pp. 1-16.
- Chao, S.Y. (1991) "Circulation of the East China Sea, a numerical study," Journal of Oceanographic Society of Japan, 42, pp. 173-295.
- Chern, C.S. and Wang, J. (1989) "On the water mass at northern offshore area Taiwan," Acta Oceanogra. Taiwanica, 22, pp. 14-32.
- "Data Announcement 88-MGG-02, Digital relief of the Surface of the Earth," NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado, 1988.
- Fan, K.L. (1980) "On the upwelling off northeastern shore of Taiwan," Acta Oceanogra. Taiwanica, 11, pp. 105-117.
- Tang, T.Y., Tai, J.H., and Yang Y.J. (2000) "The Flow Pattern north of Taiwan and the migration of the Kuroshio," Continental Shelf Research, 20, pp. 349-371.
- Tang, T.Y., Hsueh, Y., Yang, Y.J. and Ma, J.C. (1999) "Continental slope flow northeast of Taiwan," Journal of Physical Oceanography, 29, pp. 1353-1362.
- Trenberth, K.E., Large, W.G. and Olson, J.G. (1989) "A Global Ocean Wind Stress Climatology Based on ECMWF Analyses," TN-338+STR, National Center for Atmospheric Research, pp. 93.
- Uda, M. and Kishi, A. (1974) "Cyclonic cold eddies along the edge of the Kuroshio current in relation to the genesis and passage of cyclones," I. Waters north of Taiwan, The Kuroshio III, Proceedings of the 3rd Symposium, Bangkok, Thailand, 1972, pp. 199-288.
- Wu, C.R. and Hsin, Y.C. (2005) "Volume transport through the Taiwan Strait : a numerical study," Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences, 16, 2, pp. 377-391.
- Yang, Y. and Liu, C.T. (2003) "Uncertainty reduction of estimated geostrophic volume transports with altimeter observations east of Taiwan," Journal of Oceanography, 59, pp. 251-257.
- Zhang, D., Lee, T.N., Johns, W.E., Liu, C.T. and Zantopp, R. (2001) "The Kuroshio east of Taiwan: Modes of variability and relationship to interior ocean mesoscale eddies." Journal of Physical Oceanography, 31, pp. 1054 - 1074.