

全球暖化下黑潮變化及對區域氣候之影響

劉曉薇^{1*} 余嘉裕¹ 張瓊文²

¹國立中央大學大氣科學系

²中國文化大學大氣科學系

(中華民國一〇五年六月二十三日收稿；中華民國一〇五年八月二十四日定稿)

摘 要

黑潮洋流為全球表層洋流系統中較強的環流之一，具有高海溫、高傳送量的特性。黑潮在西北太平洋邊界透過向北傳送巨大熱量的能力，對於調節太平洋海域熱平衡及東亞區域氣候扮演重要的角色。本文透過海洋環流模式模擬，探討在 SRES-A2 暖化情境下，黑潮洋流可能產生之變化及其所引發的熱通量改變對東亞區域氣候之影響。根據數值實驗顯示，在二十一世紀末北赤道洋流及黑潮流速整體增加約 10~20cm/sec，而黑潮東方西北太平洋海面高度整體上升幅度平均為 15cm 左右。表面可感熱通量及潛熱通量變化顯示，日本東北方(35~42°N)黑潮流域散失熱量較其他區域多，尤其在冬季最大散失幅度平均約為 50 W/m²，在該區提供大氣額外加熱率，日本東南方(30~35°N)及臺灣東方(18~30°N)黑潮流域在春、夏季海洋散失熱能，分別約為 13.8 W/m² 和 24.6 W/m²。反之，秋和冬季黑潮流域為正貢獻（海洋吸收熱能），平均秋季海洋吸收熱能約 1.15 W/m²、冬季海洋吸收熱能約 27.05 W/m²，在該區域可稍減緩大氣暖化程度。

關鍵字：黑潮、氣候變遷、數值模擬

*聯絡作者：劉曉薇博士，32001 桃園市中壢區中大路 300 號，國立中央大學大氣科學系
E-mail: clamp102656@yahoo.com.tw

一、前言

海洋是氣候系統中重要的一個分量，提供了水氣和熱量給大氣，是控制長周期大氣（氣候）變化的主要因素之一；反之，大氣環流所產生之風應力(wind stress)可推動海洋，為驅動海洋表層環流的主要外力。海洋表面洋流受到風應力所驅動，在熱帶地區主要為西向洋流 (westward currents) 所主導，中緯度地區則為東向洋流 (eastward currents) 所主宰，在北太平洋地區形成所謂的「北太平洋環流」(North Pacific Gyre)。「黑潮」(Kuroshio)為北太平洋環流之一部分，上游源自北赤道洋流，當北赤道洋流向西流動至菲律賓東岸民答那峨島時，分為南北兩支分，往南的稱為民答那峨海流，北向分流就成為黑潮。黑潮是典型的西方加強流，形成這種洋流強度東西不對稱現象的原因主要是科氏力參數隨著緯度變化（亦即 β -效應）的影響，因為科氏力隨著緯度愈高，所產生之偏向作用力愈強有關；其次為盛行風造成表面環流旋轉的效應（艾克曼效應）以及大陸邊界區的海底地形效應(Stowe 1996)。艾克曼效應所造成之海水搬運，在中緯度西風帶地區因科氏力大，東流海水向南偏向多；而低緯度東風帶地區因科氏力小，西流海水向北偏向較少，因此造成大洋東西邊界洋流呈現不對稱現象，北大西洋之墨西哥灣流(Gulf Stream)也屬這類西方加強流。

彙整 1991 至 2000 年海研壹、貳、參號研究船於臺灣周圍海域所測得船碇式都卜勒流剖儀資料，估算臺灣東方海域的黑潮流幅與流量，分別約為 120~170 公里、15~25Sv ($10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)，海水流速平均在 70~140 cm/s 間，且黑潮主軸有季節性變化，冬天近臺灣，夏天離臺灣較遠(Chen et al.

1996; Liang et al. 2008; Jan et al. 2015)。夏季黑潮伴隨海溫約 $26^\circ\sim 28^\circ\text{C}$ ，且黑潮軸的暖海水結構皆比同緯度海水溫度暖約 $1^\circ\sim 2^\circ\text{C}$ (Sasaki et al. 2012)。利用 Ocean Topography Experiment (TOPEX) 觀測資料，測得在中國東海之黑潮海域海平面高度每年有 10~30 公分幅度震盪(Han and Huang 2008)且平均海平面高度在上世紀漲幅約 1~2 mm/year (Church et al. 2001)。

熱帶海洋吸收了大量的太陽輻射，形成熱源儲存在海水中(Levitus et al. 2001; Barnett et al. 2005; Chen and Tung 2014)，大洋西側的暖流（如：墨西哥灣流、黑潮）將暖水與熱量傳送至中高緯度，東側的冷洋流將冷海水往低緯度傳送。整體而言，海洋環流系統與大氣環流系統會將多餘的能量，傳至高緯度地區，再透過潛熱與可感熱暖化大氣，補足因輻射冷卻所損失的能量。黑潮不斷向北傳送熱量，對於調節西太平洋海域熱平衡及東亞地區氣候有重要貢獻。根據衛星雷達測量，顯示春季黑潮海域的暖海水會增加對流降水及積雲對流的頻率並增加降水量及對流雲頂高度(Xie et al. 2002; Small et al. 2008; Xu et al. 2011)及冬季的「黑潮延伸」(Kuroshio Extension) (Tokinaga et al. 2009)。

溫和劉(2006)提到臺灣東方海域黑潮流量的低頻變化會直接影響黑潮流域的海-氣熱交換，利用黑潮流量的差異、西北太平洋之重力位高度及淨熱通量分析，發現當黑潮冬季流量增強時，海洋淨熱量為負值（失去更多熱能），對大氣而言是顯著熱源，根據靜力平衡方程，西北太平洋低對流層重力位高度距平呈現負值（低壓距平）。此外，黑潮流域海表面溫度變化也被視為是區域短期氣候變化的重要指標之一，張等(2007)利用春季黑潮海溫之變異與中國地區夏季降雨之分佈作分

析，發現當春季黑潮流域海溫偏高時，長江以南降雨量相對較多，長江以北降雨量則較少。反之，春季黑潮流域之海溫偏低時，長江以南降雨量增加，以北降雨量則減少。

近幾年，全球暖化已成為國際矚目的環境議題，了解全球暖化如何影響全球氣候（包含大氣和海洋系統）更是近幾年學界研究焦點。本文將利用海洋環流模式探討全球暖化對黑潮流域影響，以及對區域氣候之可能衝擊。由於海洋上的觀測較為困難且資料不易取得，儘管現有大氣與海洋再分析資料，然其解析度偏低，仍不易呈現黑潮變化之詳細特徵。此外，目前氣候模式中海洋模式所使用解析度多數仍然偏低($1^\circ \times 1^\circ$)，無法解黑潮結構（流幅、流速、流量等），故本研究擬利用美國 Los Alamos 國家實驗室所發展之 POP (Parallel Ocean Program) 海洋模式，模擬黑潮現況及暖化後的變化，並探討暖化後黑潮變化對區域氣候之可能影響。第二節介紹研究所需的資料來源及實驗設計，第三節分析黑潮模擬結果及全球暖化後黑潮流域的變化，第四節總結本研究的主要發現。

二、資料來源與實驗設計

本研究所使用的 POP (Parallel Ocean Program) 海洋模式，水平解析度為 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ，垂直方向共分為 33 層，自海平面(0m)至海面下 5500 公尺（非等間距）。每層深度分別為 0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1100, 1200, 1300, 1400, 1500, 1750, 2000, 2500, 3000, 3500, 4000, 4500, 5000, 5500 公尺。

POP 海洋模式為原始方程模式，包含動量方

程、連續方程、靜力方程、狀態方程及傳送方程等，主要是建立在早期 Bryan-Cox model 基礎上，逐漸發展成為全球海洋環流模式(Semtner 1986; Pacanowski 1981; Griffies 2001)。模擬範圍涵蓋全球，東西邊界為循環設定，南北極區為封閉設定，模式網格配置為 B-grid，並加上真實海底地形。本研究所需全球網格數為($1440 \times 720 \times 33$)（經度向 $\times$ 緯度向 $\times$ 垂直向），模式所需的初始場資料為海水溫度及鹽度，並加入太陽輻射通量及大氣風應力來驅動整個全球海洋環流，各以模式時間每隔 12 小時來驅動海洋環流。其中，初始場資料海溫及鹽度部份取平均氣候值，驅動設定之資料取用月平均值，方可完整呈現海洋環流之季節變化，模擬時間間隔(time step)設定為 8 分鐘，每一組實驗模擬時間為十五年，模擬結果之動能在第 5 年後開始穩定，本文採取後 10 年資料作分析。

本研究模式設計共有兩組實驗，第一組實驗為現況氣候黑潮模擬，第二組實驗為氣候變遷下黑潮模擬（模式驅動資料採用大氣與海洋皆暖化條件），實驗設計說明如下（實驗架構如圖 1）：

（一）現況氣候黑潮實驗：

實驗一(Exp1)：利用 IPCC AR4 中模式輸出海溫和鹽度(1950~1999)之平均氣候值資料當初始場，再將模式輸出風場、輻射及熱通量的結果(1950~1999)之月平均資料來驅動 POP 海洋模式，此實驗可稱之為【現況氣候黑潮實驗】(Current Climate Kuroshio Experiment)。

（二）暖化氣候黑潮實驗：

實驗二(Exp2)：利用 IPCC AR4 中模式模擬輸出 SRES A2 暖化情境下海溫和鹽度結果(2090~2099)之平均氣候值資料為實驗初始場及模式

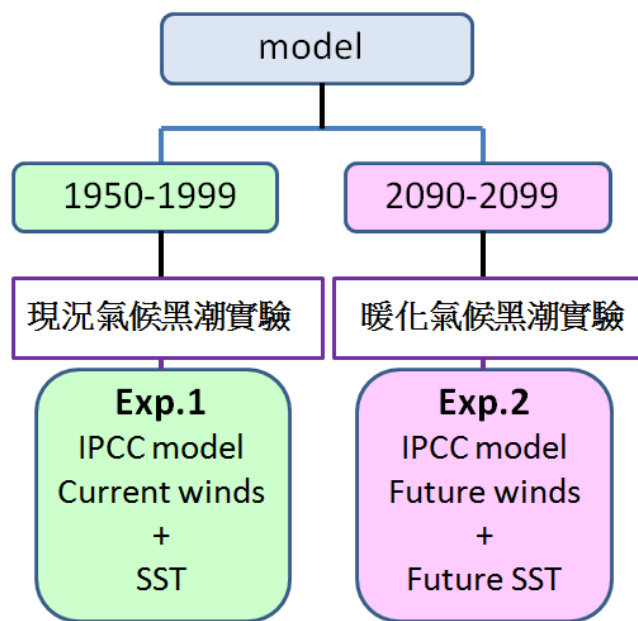


圖 1 海洋模式實驗設計之結構圖。

暖化後風場、輻射和熱通量的結果(2090~2099)之月平均資料來驅動 POP 海洋模式，可稱之為【暖化氣候黑潮實驗】(Warming Climate Kuroshio Experiment)。本文主要探討黑潮在現況氣候實驗與暖化氣候實驗之差異(Exp2-Exp1)，以及此差異對區域氣候氣候之影響。

IPCC 第四次評估報告中，模式因氣候變遷之暖化程度設定分為 A1、A2、B1 及 B2 情境，暖化程度又因人口成長、國內毛額所得、能源及土地利用的改變、資源再利用及科技發展使各情境有所不同，本研究選用暖化較為顯著之 A2 情境。在眾模式輸出中，考慮擁有 SRES A2 情境及模式之間物理場及解析度之關係等，本研究選取 6 組模式輸出資料之系集平均作為暖化後之初始場來驅動 POP 海洋模式，所使用之模式名稱和執行機構如表 1 所示。

三、模擬結果分析

(一) 現況氣候黑潮模擬結果

圖 2 為 IPCC-AR4 六組氣候模式系集平均模擬西北太平洋地區表面洋流年平均氣候場(左圖)與本文利用 POP 海洋模式現況氣候實驗模擬結果(右圖)之比較。圖中顯示，兩者對黑潮空間分佈掌握大致相同，如：臺灣海峽水流由南往北傳送、臺灣東岸黑潮海水往北傳送至東北方，因受海底地形影響流向轉往東北方之現象等。但若從細節來看，POP 海洋模式模擬之黑潮流速(約 80~120cm/s)和流幅(約 200km)較為接近觀測實況；反之，IPCC AR4 模式模擬結果有流速偏弱(約 70~100cm/s)和流幅偏寬(約 400km)之情形。造成上述差異主要原因是 IPCC AR4 海洋模式解析度偏低(約 100km)，無法解析這類流速強、流幅窄的西方加強流現象。

表 1 本文所使用之六個 IPCC AR4 模式簡介。

Model name	Modeling Center (or Group)
GISS_ER NASA	Goddard Institute for Space Studies, Model E20/Russell
GFDL_CCM2.0	NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
JP_CCSR3.2M	CCSR/NIES/FRCGC, MIROC Model V3.2
MPI_ECHAM5	Max Planck Institute for Meteorology, Germany,
NCAR_CCSM3	NCAR Community Climate System Model, CCSM 3.0
UKMO_HadGEM1	NCAR Parallel Climate Mode

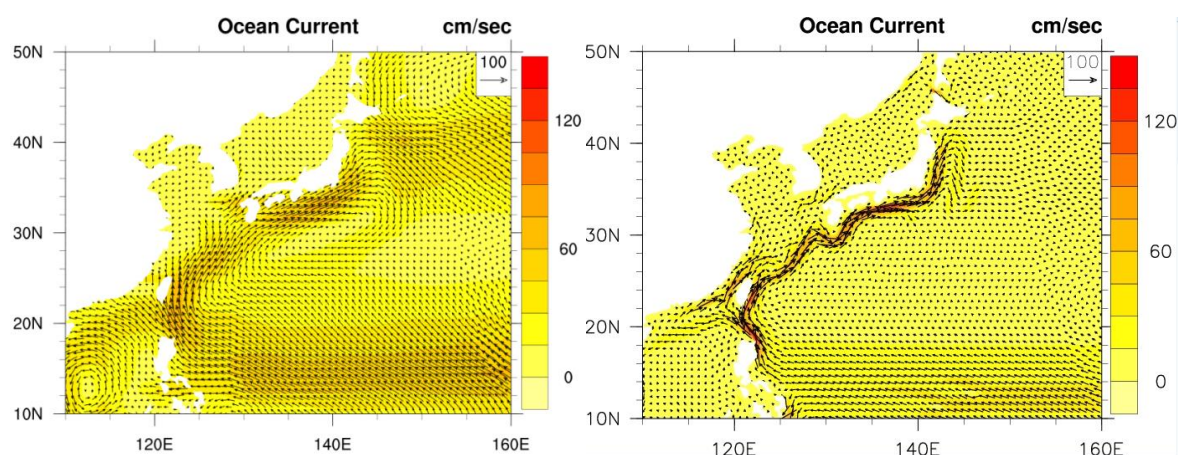


圖 2 左為六個 IPCC AR4 模式輸出海水流速之系集平均（1991~2000 年）。右為第一組實驗(Exp1)模擬黑潮表層海水流速。流速方向（箭頭），流速強度（色階），單位 cm/sec。

圖 3 進一步比較兩組模擬結果在黑潮流域 (22.5°N) 之垂直結構差異，雖然兩組模擬之垂直分佈大致相同，皆呈現流速強度由海面向下迅速遞減特徵，但在黑潮核心區流速強度部份則有顯著差距，如：IPCC-AR4 模式模擬（圖 3a、b）在北緯 22.5 度之東西向、南北向分量最大海水流速強度分別約為 50cm/s 及 80cm/s，POP 模式模擬（圖 3c、d）則相對增強 20% 左右，約為 70cm/s 及 90cm/s。此外，POP 模式模擬黑潮流幅（海水表層環流流速達 20cm/s 以上寬度）相對較窄，東

西向寬度約為 1.1 個經度（108 公里），南北向寬度約為 1.8 經度（178.2 公里），黑潮垂直範圍可延伸至海表面下 1000 公尺深，與 Jan et al. (2015) 於 2012/9~2014/9 期間利用 KTV1 (Observations of the Kuroshio Transports and their Variability) 測線的 9 個航次探測資料相近，他們量測黑潮海水流速最大流速強度約 70~140 cm/sec，黑潮表層環流寬度（海水表層環流流速達 20 cm/sec 以上）約 85~135 公里及 Yang et al. (2015) 於 2011/9~2015/6 期間在 KTV2 (22.75°N) 及 KTV3 (22°N) 斷

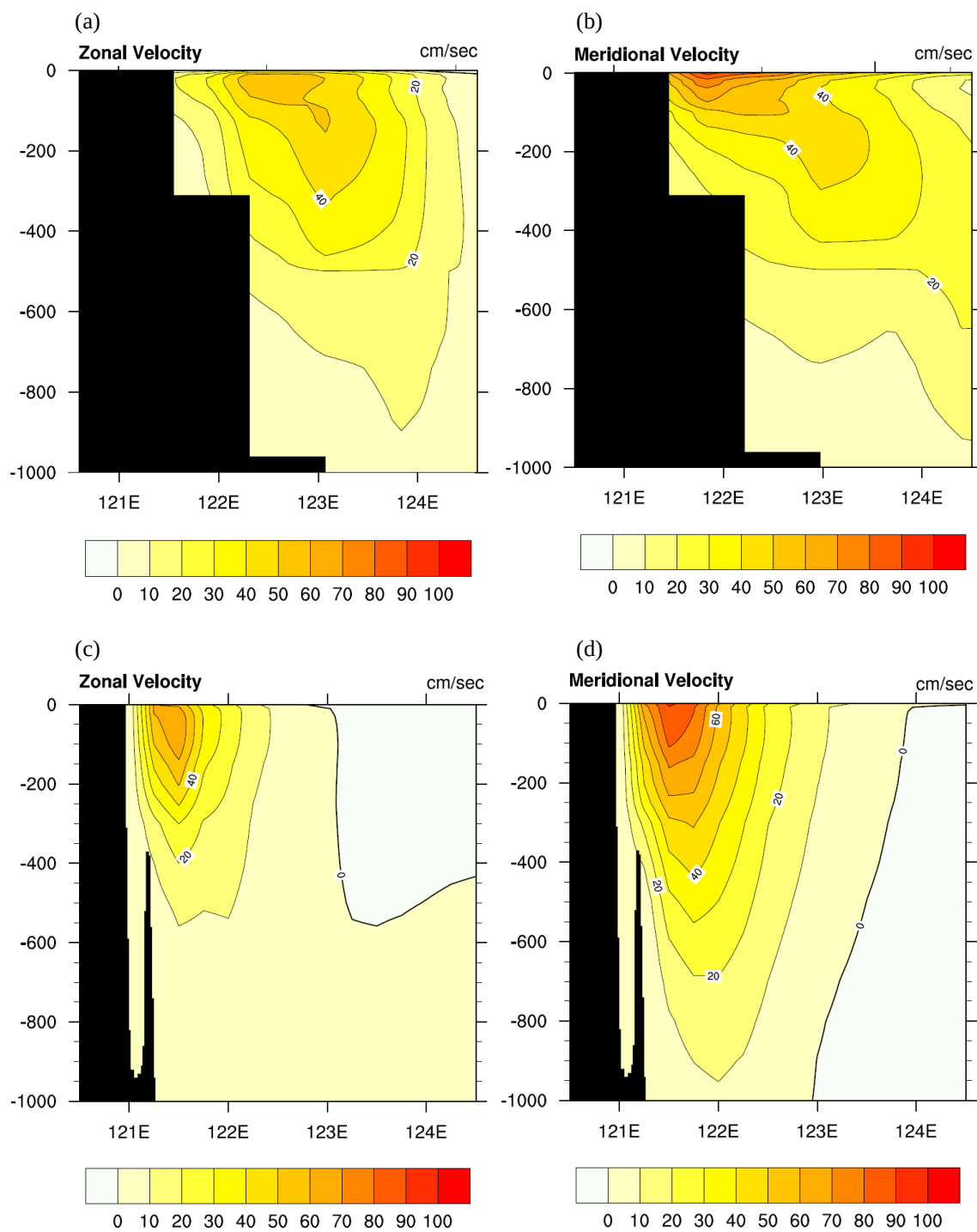


圖3 圖上為六組 IPCC-AR4 模式輸出與圖下 POP 海洋模式模擬臺灣東方（北緯 22.5 度）黑潮海水流速年平均之垂直結構分佈圖。(a)、(c)東西向分量，(b)、(d)南北向分量，黑色區塊為地形，流速強度（色階），單位 cm/sec。

面處，量測黑潮海水流速最大流速強度約~120 cm/sec。整體而言，由於採用較高水平解析度(0.25°×0.25°)因素，POP 模式模擬黑潮之結構特徵(流速、流幅、垂直範圍等)都遠比 IPCC AR4 氣候模式模擬結果更為接近觀測，因此接下來我們將利用 POP 模式模擬暖化情境下黑潮流域之變化，並據此進一步分析全球暖化下，黑潮流域潛熱和可感通量改變對西北太平洋區域氣候之可能影響。

(二) 暖化氣候和現況氣候黑潮模擬結果差異 (Exp2-Exp1)

圖 4 顯示暖化氣候下北赤道洋流及黑潮海水流速整體為增強趨勢。如：日本東岸增加幅度約為 15cm/sec 及臺灣與菲律賓間增加幅度約為 10cm/s。若進一步瞭解黑潮垂直結構之季節差異(圖 5)，我們發現臺灣東岸海下 200 公尺以上東向、北向流速分量都有增強訊號存在，增強幅度約為 8cm/sec，且以冬、夏兩季大於春、秋兩季；春及秋季海表面下 200 公尺至 400 公尺海水流速則有減弱趨勢，減弱幅度約為 2 cm/s。圖 6 顯示，暖化下黑潮流域之海表面高度整體為上升趨勢，最強水平梯度出現於琉球和日本東方海面，上升高度約 20 cm，和黑潮流域流速增強趨勢相當一致。

為瞭解黑潮對西北太平洋海域熱平衡及東亞地區氣候之影響，我們將進一步分析上述黑潮變化所造成的表面熱通量改變。表面熱通量包含可感熱通量(sensible heat flux, SHF)及潛熱通量(latent heat flux, LHF)兩部分，利用 Monin-Obukhov 相似理論可將可感熱通量和潛熱通量表示成下列整體參數化公式：

$$SHF = \rho_a C_{pa} C_h V (T_{air} - T_{sea}) \quad (1)$$

$$LHF = \rho_a L_e C_e V (q_{sat} - q_{air}) \quad (2)$$

其中： ρ_a 為空氣密度，單位 kgm^{-3} ， C_{pa} 為空氣定壓比熱係數(單位 $\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$)， L_e 為水氣潛熱係數(單位 $\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$)， C_h 、 C_e 可感熱及潛熱傳輸係數(單位 $\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$)， V 為表面風速， T_{air} 為空氣溫度， T_{sea} 為海表面溫度， q_{air} 為比溼， q_{sat} 為飽和比溼。

氣候變遷下海表面可感熱通量距平(Exp2-Exp1，圖 7)顯示，黑潮主軸流域整體呈現負值(海洋散失熱能給大氣)；其中冬季日本東方海域海水散失熱能顯著，散失熱通量最大可達 30 W/m^2 。反之，在中高緯度地區因大氣暖化程度高於海洋，因此熱通量距平呈現正值(海洋吸收熱能)，最大熱通量可達 40 W/m^2 。表面潛熱通量距平(圖 8)與可感熱通量呈現類似訊息，如：日本東方海域散失熱量較其他區域多，特別在冬季平均散失熱量幅度可達 20 W/m^2 ，北緯 35 度以南之副熱帶區域海水呈現正值，海水平均吸收熱通量幅度約為 10 W/m^2 。

進一步將黑潮流域分成三區塊進行熱通量收支分析。圖 9 顯示 JPU 區域(35~42°N)和 JPL 區域(30~35°N)以及 TE 區域(18~30°N)範圍，我們在這些區域分別計算每一區塊在全球暖化下因黑潮改變所產生之海表面熱通量變化。本文黑潮海域選取為海水流速大於 20cm/sec 之範圍(Hwang 1996; Jan et al. 2015)，故此處將每一區塊海水流速大於 20cm/s 之表面可感熱及潛熱通量視為黑潮貢獻，並分別平均計算之。表 2 顯示各區表面熱通量變化情形，在 JPU 區域黑潮變化所引發熱通量距平為負貢獻(海洋散失熱能)，其中以冬季海洋散失熱能幅度較為顯著，表面可感熱及潛熱通量兩者合計共散失熱通量高達 50 W/m^2 ，若將此加熱率換算成對流潛熱加熱(1 mm/day = 28.8

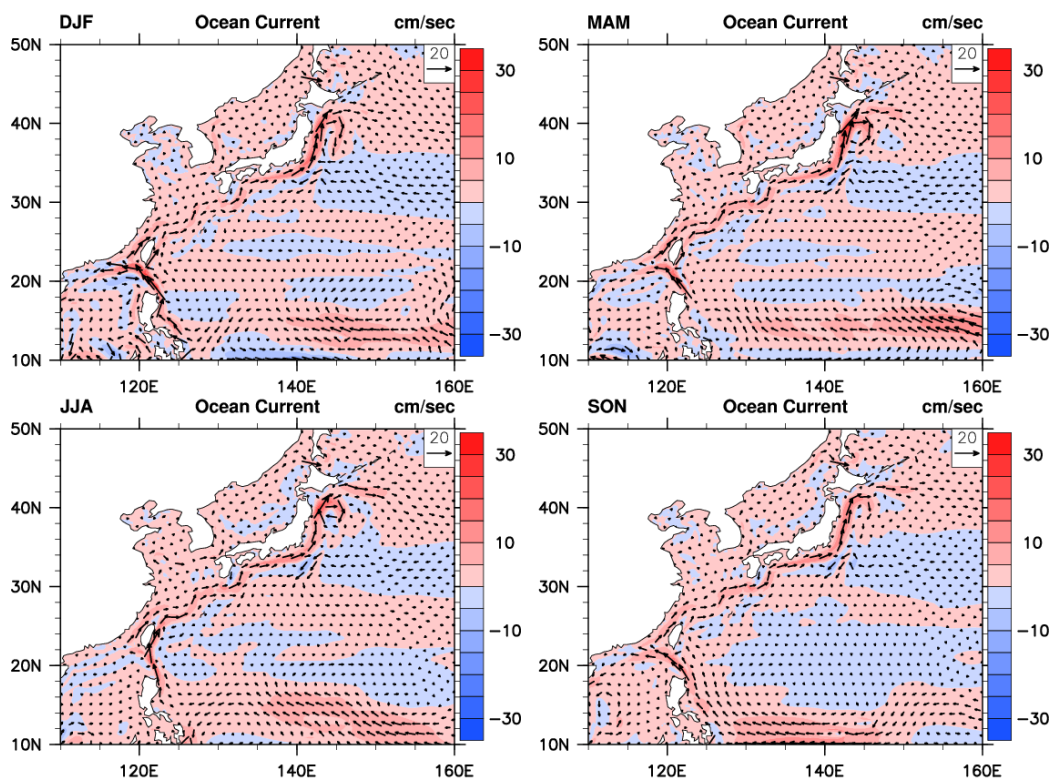


圖 4 氣候變遷下(Exp2-Exp1)黑潮海水流速四季分佈圖。流速方向(箭頭)，流速強度(色階)，單位 cm/sec。

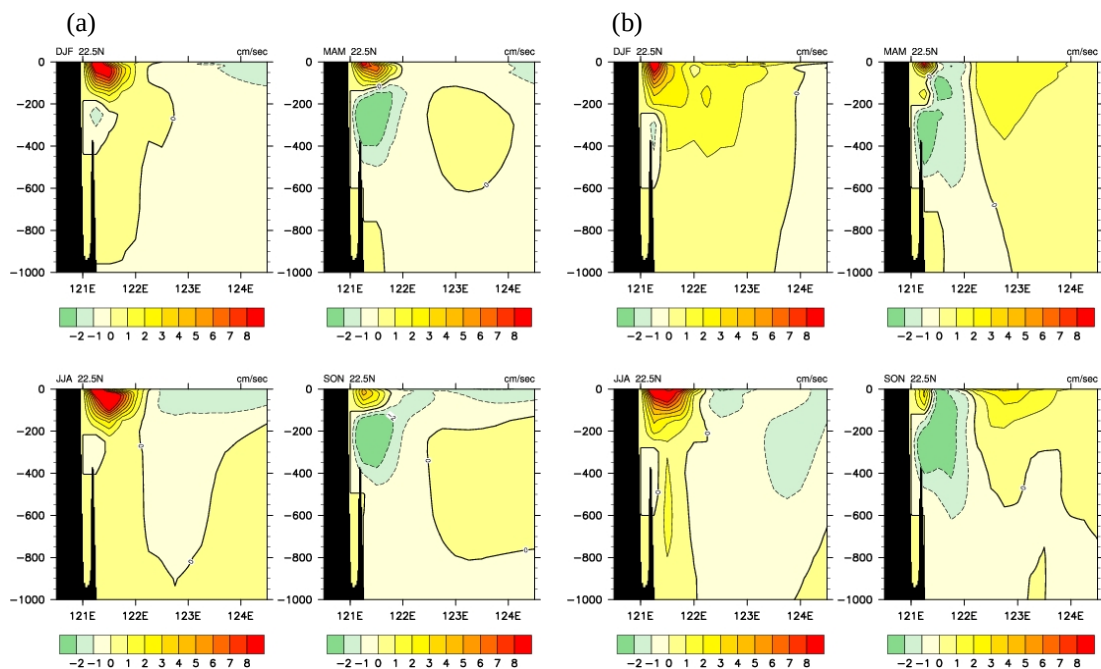


圖 5 氣候變遷下(Exp2-Exp1)台灣東方(北緯 22.5 度)黑潮海水流速四季變化之垂直結構分佈圖。(a)為東西向分量，(b)為南北向分量。黑色區塊為地形，流速強度(色階)，單位 cm/sec。

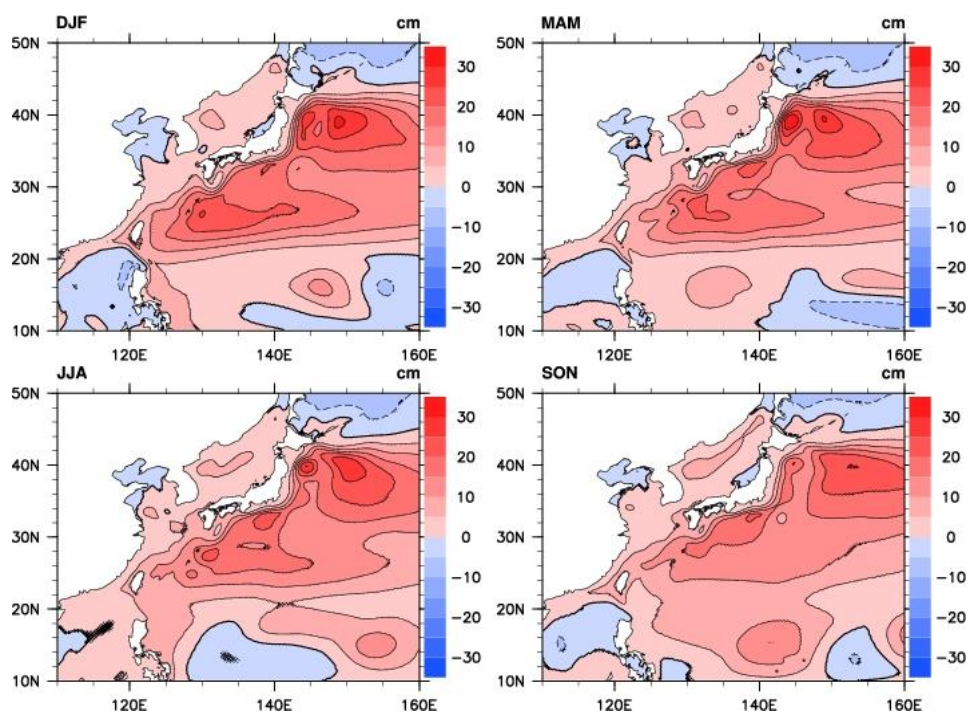


圖 6 氣候變遷下(Exp2-Exp1)黑潮海表面高度之四季分佈圖。單位 cm。

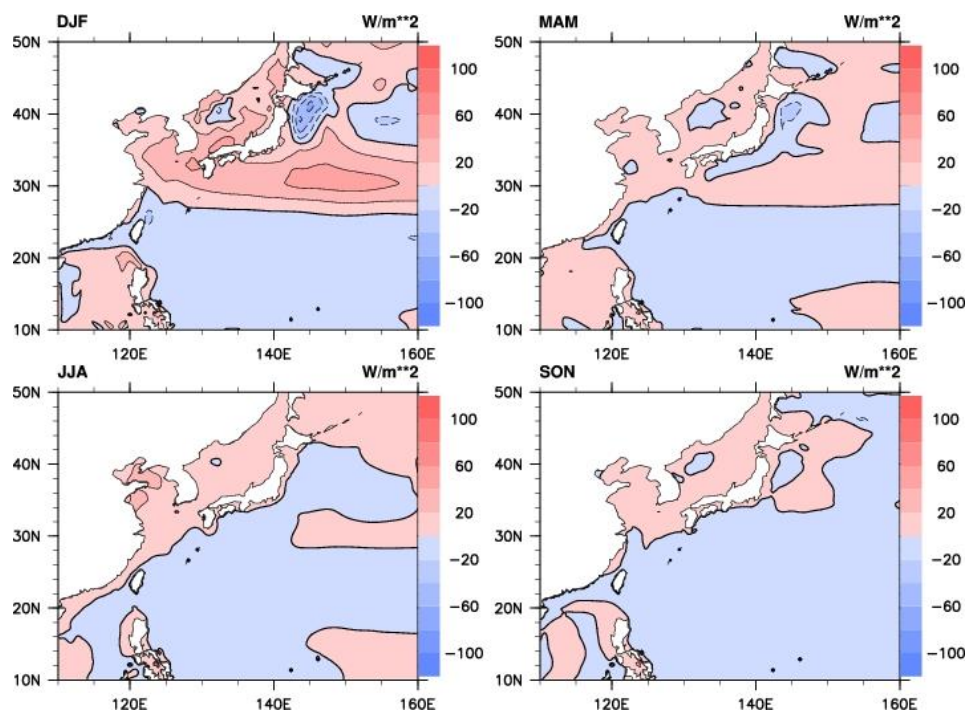


圖 7 氣候變遷下(Exp2-Exp1)黑潮表面可感熱通量四季變化分佈圖。向下為正，通量強度（色階），單位 W/m^2 。

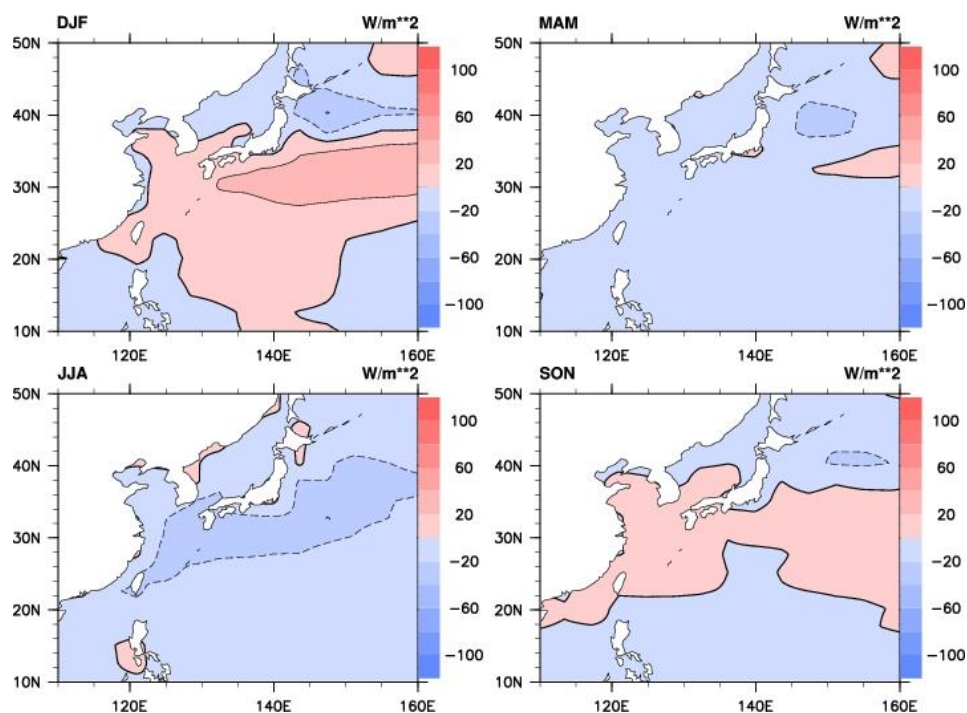


圖 8 氣候變遷下(Exp2-Exp1)黑潮表面潛熱通量四季變化分佈圖。向下為正，通量強度（色階），單位 W/m^2 。

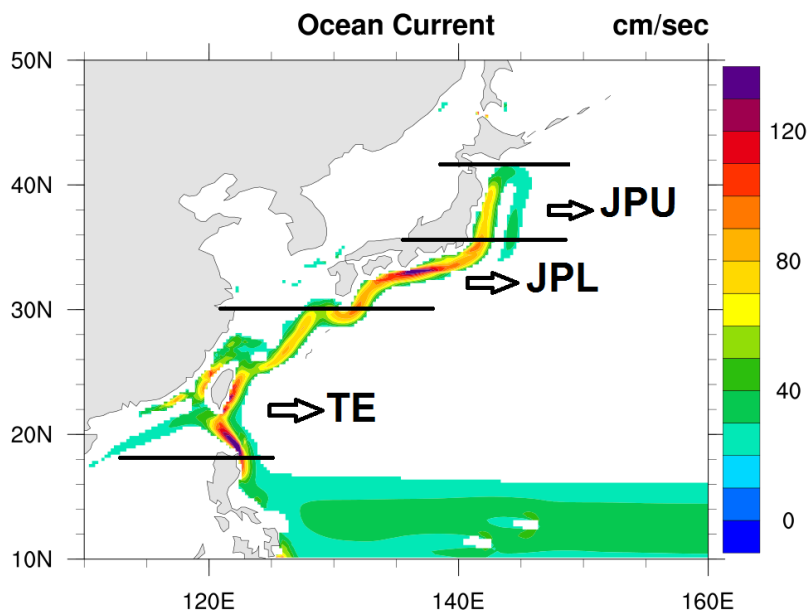


圖 9 計算表面熱通量之選取範圍包含日本東方海面之 JPU 區域(35~42°N)和 JPL 區域(30~35°N)及臺灣東岸海面之 TE 區域(18~30°N)。海水流速強度（色階）大於 20cm/sec，單位 cm/sec。

表 2 各區域黑潮海域表面熱通量變化之情形。春(MAM)、夏(JJA)、秋(SON)、冬(DJF)四季，表面熱通量包含可感熱通量(SHF)及潛熱通量(LHF)。(加號為海洋吸收熱能)，單位 W/m^2 。

季節		MAM	JJA	SON	DJF
選取範圍					
日本東北方 JPU (35~42°N)	SHF	-18	-0.2	-3.3	-30.3
	LHF	-6.8	-1.5	-4.3	-20.0
日本東南方 JPL (30~35°N)	SHF	-5.5	-2.2	-2.2	+24.6
	LHF	-8.3	-21.6	+2.4	+21.2
台灣東方流域 TE (18~30°N)	SHF	-1.4	-5.0	-2.3	+3.2
	LHF	-12.4	-20.4	+4.4	+5.1

W/m^2)，相當於提供大氣 1.73 mm/day 額外降雨強度。其次為春季表面熱通量散失熱能約 $25 W/m^2$ 。JPL 區及 TE 區之黑潮流域在春、夏季為負貢獻（海洋散失熱能），平均春季海洋散失熱能約 $13.8 W/m^2$ 、夏季海洋散失熱能約 $24.6 W/m^2$ 。反之，秋和冬季黑潮流域為正貢獻（海洋吸收熱能），平均秋季海洋吸收熱能約 $1.15 W/m^2$ 、冬季海洋吸收熱能約 $27.05 W/m^2$ ，可為該區域稍為減緩大氣暖化程度。

四、結論與討論

本研究使用美國 Los Alamos 國家實驗室所發展之 Parallel Ocean Program (POP) 全球海洋環流模式，探討黑潮流域現況及未來暖化後之趨勢，並設定全球海洋環流模式模擬。模擬結果顯示，在氣候暖化下(Exp2-Exp1)黑潮流速有增強的趨勢，表層流速平均增強幅度約 10~20 cm/sec，黑潮海域海表面高度平均上升約 15cm 與 Church et al. (2001) 觀測來推估未來平均海平面高度漲幅相近。從海洋熱通量觀點看，由於黑潮源自北赤道

洋流海水，長年受太陽照射，使黑潮海水溫度較四周海水溫度高，而黑潮之暖海水會不斷地向四周冷海水及上方大氣傳送熱量，故表面熱通量在黑潮主軸流域呈現負值（海洋散失熱量）。而風速及大氣溫度與海水表面溫度之間的溫差($T_{air} - T_{sea}$)及飽和比濕與大氣比濕之間的差異($q_{sat} - q_{air}$)是影響海氣熱通量之重要因素(Konda et al. 1996, Lin 2007)。

黑潮對未來區域氣候之影響，在中緯度 40°N 地區之冬季最為顯著，中緯度地區西風帶風速強（圖 10）且此區大氣溫度與海水表面溫度($T_{air} - T_{sea}$)之間的溫差大(Konda et al., 1996)及大氣比濕與海水表面飽和比濕之間的差異大（見圖 11）呈現負值，使得表面可感熱及潛熱通量能量交換更有效率，造成中緯度地區表面可感熱通量及潛熱通量都顯示負值（海洋散失熱量，大氣吸收熱量），如：JPU 區之黑潮海域表面熱通量散失通量約為 $50 W/m^2$ ，相當於提供大氣額外 1.73 mm/day 降雨強度。中低緯度 JPL 區及 TE 區之黑潮流域在春、夏季為負貢獻（海洋散失熱能），平均春季海洋散

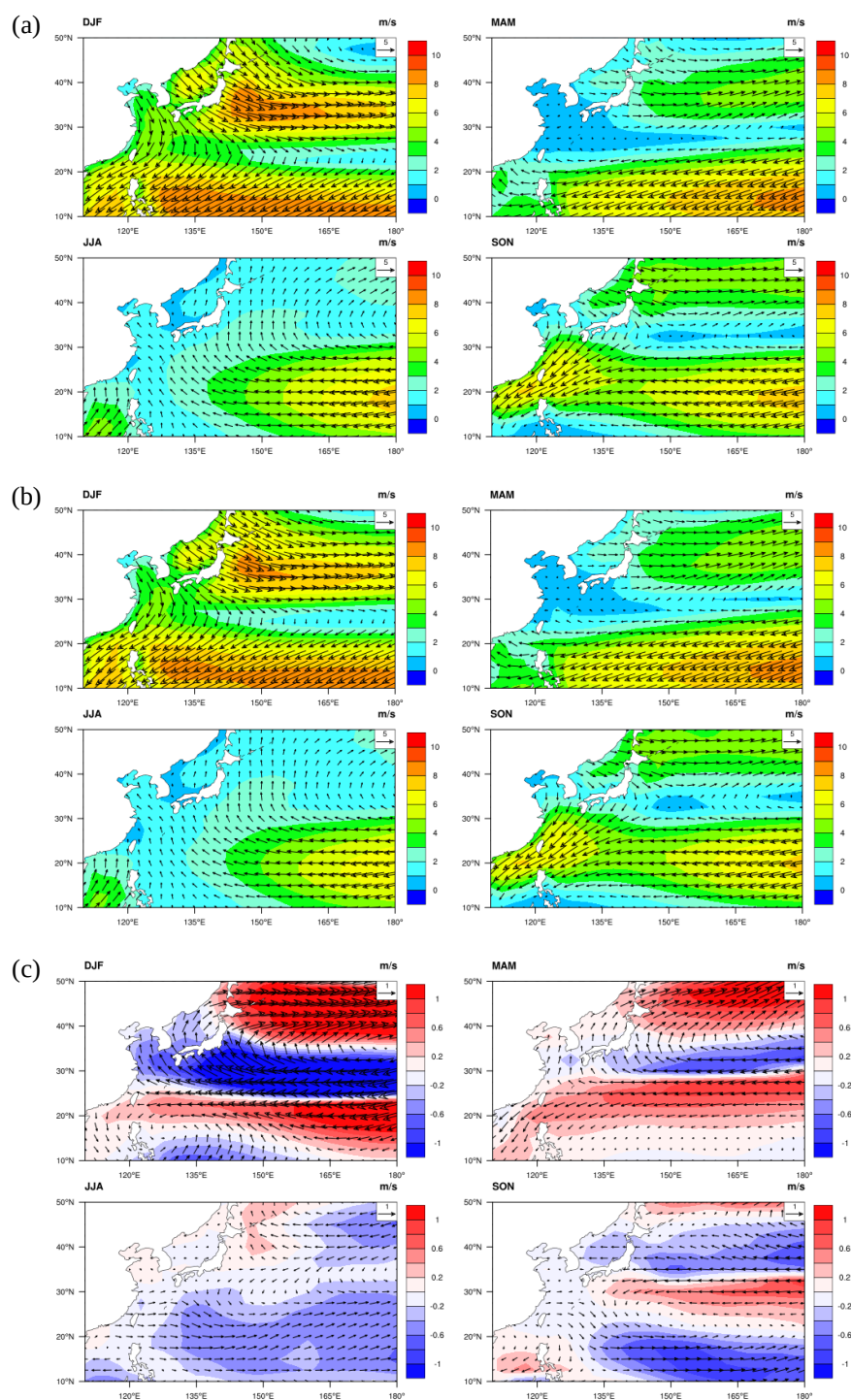


圖 10 六組 IPCC-AR4 模式資料輸出之西北太平洋海面風速四季變化分佈圖。(a) 1950~1999 之平均氣候值、(b) 2090~2099 之平均氣候值及(c)氣候變遷下 (2090~209 減 1950~1999) 之距平。風速方向 (箭頭), 風速強度 (色階), 單位 m/sec。

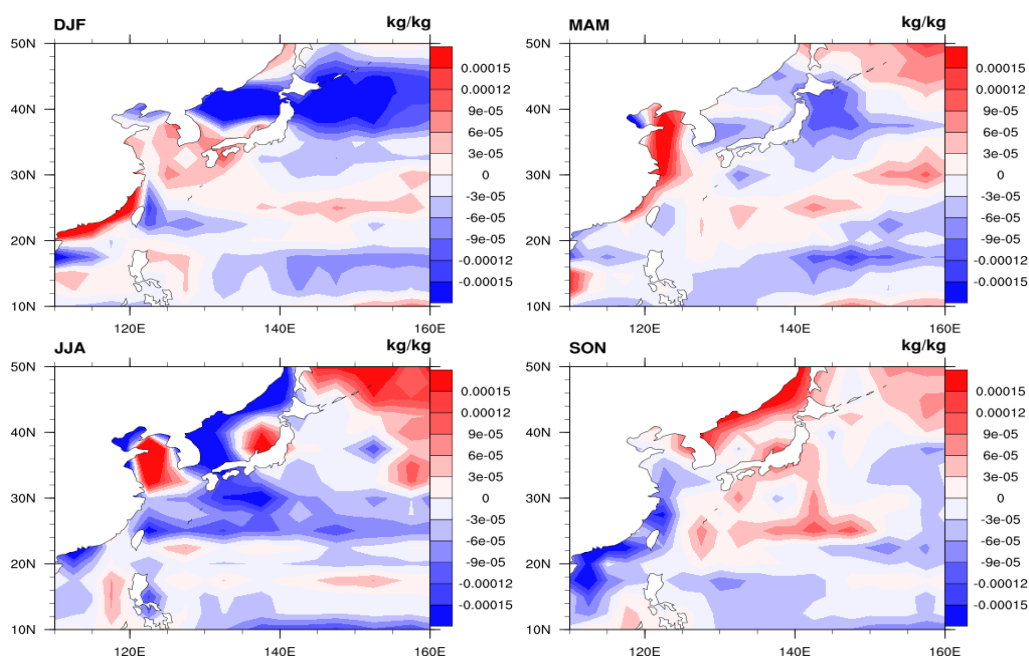


圖 11 西北太平洋飽和比濕與大氣比濕間之差異($q_{\text{sat}} - q_{\text{air}}$)之四季變化分佈圖，為六組 IPCC-AR4 模式資料輸出之氣候變遷下（2090~209 減 1950~1999）距平。差異強度（色階），單位 kg/kg。

失熱能約 13.8 W/m^2 、夏季海洋散失熱能約 24.6 W/m^2 。反之，冬季 30°N 附近地區有西風顯著減弱趨勢（出現東風距平）且此區氣候變遷下飽和比濕與大氣比濕之間的差異($q_{\text{sat}} - q_{\text{air}}$)呈現正值（見圖 11），使得黑潮流域為正貢獻（海洋吸收熱能），冬季海洋吸收熱能約 27.05 W/m^2 ，可為該區域稍減緩大氣暖化程度。

目前觀測研究顯示，風驅動對氣候有相當程度的影響(Luyten et al. 1983; Saenko 2009)。黑潮屬表層環流洋流，大氣環流改變可能為影響黑潮流洋流的因素之一(Clarke and Lebedev 1997; Risien and Chelton 2008)。我們發現冬季風速差異訊號最強（圖 10c），如：西北太平洋赤道低緯度區東風有些微增強趨勢， 30°N 地區有西風顯著減弱趨勢（出現東風距平）， 40°N 地區則有西風顯著增強趨勢，顯示冬季噴流(Jet Stream)在暖化情境下有

北偏趨勢，而西北太平洋低緯度地區與中緯度地區之間的反氣旋環流有增強趨勢，使太平洋西邊界之黑潮流流速也連受影響而增強。Lee et al. (2013)也提及 CMIP3 和 CMIP5 模式資料分析顯示，風速的改變連帶影響副熱帶（極地）的海洋環流，透過反氣旋（氣旋）風力偏差加強這些環流及影響海洋經向的熱輸送。

本研究是純海洋模式模擬之結果，雖然黑潮屬於表層海洋環流，並非海氣交互作用產物，純海洋模式模擬應該相當程度能反應出氣候變遷下黑潮之改變，但在計算黑潮海域之熱通量（可感熱和潛熱通量）時，允許大氣和海洋動態同步變化可能更為接近真實世界，此部份需要和耦合大氣海洋模式結果進行比較，也是我們未來的工作方向。

致謝

本研究由科技部專題計畫 MOST103-2111-M-008-026-MY2、MOST104-2111-M-008-026-MY2 及 MOST104-2811-M-008-087 支助所完成，所使用的氣候模式資料下載自美國『國家海洋大氣總屬』（National Oceanic and Atmospheric Administration，簡稱 NOAA）資料庫（網址 <http://www.nodc.noaa.gov/>）以及聯合國政府間氣候變遷委員會（Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC）第四次評估報告（The 4th Assessment Report, AR4）資料庫（網址 <https://esg.llnl.gov:8443/home/publicHomePage.do>）。作者非常感謝兩位審查委員提供的寶貴建議，使本文內容得以更為完善。

參考文獻

- 張天宇、孫照渤、李忠賢、王棟鈺，2007：春季黑潮區海溫異常與中國夏季降水的關係，熱帶氣象學報，第 23 卷，第 2 期，198-195。
- 溫娜、劉泰玉，2006：台灣黑潮流量變易和冬季西北太平洋海洋大氣交互作用。海洋與湖沼，第 37 卷，第 3 期，264-270。
- Barnett, T. P., D. W. Pierce, K. M. AchutaRao, P. J. Gleckler, B. D. Santer, J. M. Gregory, and W. M. Washington, 2005: Penetration of human-induced warming into the world's oceans. *Science*, **309**, 284-287, doi:10.1126/science.1112418.
- Chen, H.T., X.H. Yan, P.T. Shaw, and Q. Zheng, 1996: A Numerical Simulation of Wind Stress and Topographic Effects on the Kuroshio Current Path near Taiwan. *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, Issue 9, 1769-1802.
- Chen, X., and K.-K. Tung, 2014: Varying planetary heat sink led to global-warming slowdown and acceleration. *Science*, **345**, 897-903, doi:10.1126/science.1254937.
- Church, J., J. M. Gregory, P. Huybrechts, M. Kuhn, K. Lambeck, M. T. Nhuan, D. Qin, and P. L. Woodworth, 2001: Changes in sea level. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, J. T. Houghton et al., Eds., Cambridge University Press, 639-693.
- Clarke, A. J., and A. Lebedev, 1997: Interannual and decadal changes in equatorial wind stress in the Atlantic, Indian, and Pacific Oceans and the eastern ocean coastal response. *J. Climate*, **10**, 1722-1729.
- Griffies, S.M., R.C. Pancanowski, M. Schmidt, and V. Balaji, 2001: Tracer conservation with an explicit free surface method for z-coordinate ocean models. *Monthly Weather Review*, **129**, 1081-1098.
- Han, G.Q., W.G. Huang, 2008: Pacific decadal oscillation and sea level variability in the Bohai, Yellow, and East China Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, **38**, pp. 2772-2783.
- Hwang, C., 1996: A study of the Kuroshio's seasonal variabilities using an altimetric-gravimetric geoid and TOPEX/POSEIDON altimeter data. *Journal of Geophysical Research*, **101**, C3, 6313-6335.
- Jan, S., Y. J. Yang, J. Wang, V. Mensah, T.-H. Kuo, M.-D. Chiou, C.-S. Chern, M.-H. Chang, and H. Chien, 2015: Large variability of the Kuroshio

- at 23.75°N east of Taiwan. *Journal of Geophysical Research – Oceans*, **120**, 1825-1840, doi:10.1002/2014JC010614.
- Lin, J. L., 2007a: The double-ITCZ problem in IPCC AR4 coupled GCMs: Ocean-atmosphere feedback analysis. *J. Climate*, **20**, 4497-4525.
- Stowe, K., 1996: Exploring Ocean Science, 2nd, New York: John Wiley. Chapter 8, pp 246-276.
- Konda, M., Imasato, N., Shibata, A., 1996: Analysis of the Global Relationship of Biennial Variation of Sea Surface Temperature and Air-Sea Heat Flux Using Satellite Data. *J. Phys. Oceanogr.*, **52**, 717-746.
- Lee, T., D. E. Waliser, J.-L. F. Li, F. W. Landerer, and M. M. Gierach, 2013: Evaluation of CMIP3 and CMIP5 wind stress climatology using satellite measurements and atmospheric reanalysis products. *J. Climate*, **26**, 5810-5826.
- Levitus, S., J. I. Antonov, J. Wang, T. L. Delworth, K. W. Dixon, and A. J. Broccoli, 2001: Anthropogenic warming of Earth's climate system. *Science*, **292**, 267-270.
- Liang, W. D., Y. J. Yang, T. Y. Tang, and W-S. Chuang. 2008. Kuroshio in the Luzon Strait. *Journal of Geophysical Research.*, **113**: C08048. doi:10.1029/2007JC004609.
- Luyten, J. R., J. Pedlosky, and H. Stommel, 1983: The ventilated thermocline. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 292-309.
- Pacanowski, R. C., and S. G. H. Philander, 1981: Parameterization of vertical mixing in numerical models of the tropical oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 1443-1451.
- Risien, C. M., and D. B. Chelton, 2008: A global climatology of surface wind and wind stress fields from eight years of QuikSCAT scatterometer data, *J. Phys. Oceanogr.*, **38**, 2379-2413, doi:10.1175/2008JPO3881.1.
- Saenko, O. A., 2009: On the climate impact of wind stress. *J. Phys. Oceanogr.*, **39**, 89-106, doi: 10.1175/2008JPO3981.1.
- Sasaki, Y. N., S. Minobe, T. Asao, and M. Inatsu, 2012: Influence of the Kuroshio in the East China Sea on the early summer (baiu) rain. *J. Climate*, **25**, 6627-6645, doi:10.1175/JCLI-D-11-00727.1.
- Semtner, Jr, A. J., 1986: Finite-difference formulation of a world ocean model, in Advanced Physical Oceanographic Numerical Modelling, J. J. O'Brien, ED., D. Reidel Publishing Company, Norwell, Mass., p.187.
- Small, R. J., and Coauthors, 2008: Air – sea interaction over ocean fronts and eddies. *Dyn. Atmos. Oceans*, **45**, 274-319.
- Tokinaga, H., Y. Tanimoto, S.-P. Xie, T. Sampe, H. Tomita, and H. Ichikawa, 2009: Ocean frontal effects on the vertical development of clouds over the western North Pacific: In situ and satellite observations. *J. Climate*, **22**, 4241-4260.
- Xie, S.-P., J. Hafner, Y. Tanimoto, W. T. Liu, H. Tokinaga, and H. Xu, 2002: Bathymetric effect on the winter sea surface temperature and

- climate of the Yellow and East China Seas. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 2228, doi:10.1029/2002GL015884
- Xu, H., M. Xu, S.P. Xie, and Y. Wang, 2011: Deep Atmospheric Response to the Spring Kuroshio over the East China Sea*. *J. Climate*, **24**, 4959-4972.
- Yang, Y. J., S. Jan, M.-H. Chang, J. Wang, V. Mensah, T.-H. Kuo, C.-J. Tsai, C.-Y. Lee, M. Andres, L. R. Centurioni, Y.-H. Tseng, W.-D. Liang, and J.-W. Lai, 2015: Mean structure and fluctuations of the Kuroshio east of Taiwan from in-situ and remote observations. *Oceanography*, **28**, 4, 74-83.

On the Response of Kuroshio under Global Warming and Its Regional Climate Impact

Hsiao-Wei Liu¹ Jia-Yuh Yu¹ June C. W. Chang²

¹Department of Atmospheric Sciences, National Central University,
Taoyuan City 32001, Taiwan

²Department of Atmospheric Sciences, Chinese Culture University, Taipei 11114

(manuscript received 23 June 2016 ; in final form 24 August 2016)

ABSTRACT

The Kuroshio is among the strongest surface ocean currents on earth that involves the characteristics of a warm current and huge volume transport. The Kuroshio is known to transport warm water from the tropical ocean to the mid-latitudes whereas it plays an important role in balancing the heat of the North Pacific as well as in modulating the climate of East Asia. In this study, a high resolution ocean general circulation model is employed to examine the Kuroshio's response to anthropogenic warming under the SRES-A2 scenario. Our study shows that, as a result of atmospheric warming, the North Equatorial Current and the Kuroshio are both enhanced by as much as 10~20 cm/sec, accompanied by a rise of sea surface high of about 15 cm to the east of Kuroshio. Sensible heat flux (SHF) and Latent heat flux (LHF) show that oceanic heat loss over the northeastern part of Japan (35~42°N) is greater than the other regions. Particularly, the oceanic heat loss in winter is about 50 W/m², providing extra local heating for atmosphere. Over the southeastern Japan (30~35°N) and eastern Taiwan (18~30°N) regions, oceanic heat loss in spring and summer is about 18.3 W/m² and 24.6 W/m², respectively. Conversely, Kuroshio absorbs heat in autumn (about 1.15 W/m²) and in winter (about 27.05 W/m²), which may partially offset the atmospheric warming trends in these regions.

Key Words: Kuroshio, Climate Changes, Numerical Simulation

* Corresponding author: Hsiao-Wei Liu, Ph.D., Department of Atmospheric Sciences 300, Zhongda Rd., Zhongli District, Taoyuan City 32001, Taiwan. E-mail: clamp102656@yahoo.com.tw

