

# 熱帶西太平洋海-氣通量和 一維海洋混合層之模擬

賈新興<sup>1,2</sup> 吳清吉<sup>1</sup>

<sup>1</sup>國立台灣大學大氣科學系

<sup>2</sup>中央氣象局預報中心

(中華民國八十七年四月八日收稿，中華民國八十七年六月一日定稿)

## 摘 要

本文利用TOGA-COARE的觀測資料，探討熱帶西太平洋海-氣渦流通量的變化，以及對海洋上層混合層的影響。同時，使用一維海洋混合層模式，研究海洋混合層對海-氣渦流通量的反應，並與觀測結果比較。

資料分析顯示在不同的大氣條件下，海面各種能量通量有很大的不同。對流系統活躍時，太陽短波輻射明顯減少，同時因為對流下沖流的效應，使海-氣溫差和風應力變大，導致可感熱通量、潛熱通量增加。海洋混合層的發展明顯受到海-氣渦流動量通量的影響，其日夜變化則受控於海面淨熱通量的變化。大量降水時，在表層易形成低鹽度層。

模式成功地模擬海面溫度和海洋混合層の日夜變化，以及大量降水所形成的低鹽度層。同時，模擬結果顯示降水所造成海面低鹽度層，會增加穩定度，阻礙海洋混合層的發展。

關鍵詞：海-氣渦流通量、海洋混合層、海面溫度

## 一、前 言

海-氣界面間的動量、能量和質量交換，是短期氣候變化的重要機制之一，它會影響大氣邊界層和海洋上層混合層的成長，進而影響大氣、海洋的環流結構(Cayan, 1992)。熱帶西太平洋的海面溫度(SST)經年保持在 $29^{\circ}\text{C}$ 以上、平均風速小於 $4\text{m/s}$ 、入射太陽短波輻射

超過 $1000\text{ W m}^{-2}$ 。這個區域是全球大氣對流最旺盛、海-氣交互作用最顯著的地區之一，也是全球年平均降雨量和潛熱釋放最大的地方(Webster and Lukas, 1992)。早期，即有學者認為熱帶大氣與海洋之間的交互作用，會影響全球的氣候變化(Walker, 1928; Bjerknes, 1966)。因此，欲瞭解全球的氣候變化，研究

熱帶大氣與海洋之間的交互作用是一重要的課題。近年來，熱帶西太平洋的大氣-海洋交互作用和大尺度環流的關係，受到大氣和海洋科學家的注意。對於一個這樣複雜且重要的物理過程除了經由觀測研究外，利用模式研究也是一個重要的方法。TOGA-COARE (Tropical Ocean Global Atmosphere-Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment)的主要目標之一，就是瞭解和正確估算海-氣間的動量、能量和質量交換過程，並研究海洋對海-氣渦流通量的反應(Webster and Lukas, 1992)。

影響海-氣交換過程的因素有很多,例如 SST、風速、大氣穩定度等，而深對流所扮演的角色,目前仍不是很清楚。早期GATE觀測結果發現，深對流對海-氣通量有重要的影響，但究竟是增加或減少海-氣通量，仍未有特定的結論(Gaynor and Ropelewski, 1979; Johnson and Nicholls, 1983)。最近TOGA-COARE的觀測研究顯示，伴隨熱帶對流系統的下沖流和陣風會使低層風速加強，增加海面風應力的。同時，空氣冷卻，改變大氣穩定度，使得海面潛熱和可感熱通量增加(Young et al. 1992)。而海-氣渦流通量的變化，會影響海洋混合層的發展(Webster and Lukas, 1992)。

海洋混合層的發展主要受制於海面浮力項、風應力的強迫混合機制，以及海洋動力過程。浮力作用來自海面淨熱通量和海面新鮮水通量的淨效應。對海洋而言，海面淨熱通量中的熱量損失主要是由潛熱、可感熱通量和淨長波輻射而來。在白天，入射的太陽短波輻射被海水吸收，加熱海洋，使得海面淨熱通量變為正（加熱海洋）。海水輻射吸

收常以雙指數吸收方法參數化(詳細可參考第三段(四))。當海洋混合層較淺時，海水輻射吸收也會加熱在海洋混合層底下的海水。

海面新鮮水通量（包括蒸發和降水）會改變SST和海面浮力項的大小。熱帶西太平洋地區，常因對流降水，大量新鮮水進入海洋，造成SST降低，表層海水鹽度減小，形成低鹽度的障礙層。因此增加上層海洋的層化作用，也減少海洋混合層底的逸入冷卻作用。當海面浮力項為正時，具有穩定作用，使得海洋混合層變淺；反之，當海面浮力項為負時，則產生不穩定的自由混合作用，使混合層加深。而風應力的強迫混合作用則使海洋混合層更容易發展(Price, 1979; Lukas and Lindstrom, 1991)。一般在微風、強日照下，海面浮力項的穩定作用大於風應力的混合作用，海洋混合層便容易變淺或再層化。同時海洋混合層的結構，也會影響SST的變化。

SST是影響海-氣能、質量交換的重要變數，也是氣候變化的重要指標之一。在一般情形SST的變化主要是由海面淨熱通量和海洋混合過程決定(Large et al. 1994)。SST不像地面溫度具有明顯日夜變化，但是在微風、強日照和無明顯天氣系統時，SST也有明顯的日夜變化，其大小約為 $0.5^{\circ}\text{C}$ 左右，有時可達到 $2^{\circ}\text{C}$ (Ostapoff and Worthem, 1974; Bradley and Weller, 1995)。SST的日夜變化，也使海洋上層混合層深度有日夜變化(Moum et al. 1989; 吳和賈, 1992)。

早期對海洋混合層的研究大多集中在赤道大西洋和東太平洋區域(Peters et al. 1988)。對於熱帶西太平洋海洋混合層的結構，TOGA-COARE提供了許多寶貴的資料。

Anderson et al. (1996)研究IMET(1.45° S, 156° E)觀測平台的資料發現，在TOGA-COARE IOP期間(1992年11月1日至1993年2月28日)，平均海洋混合層的深度，較Sprintal and Tomczak(1992)所估計的氣候值(25m)小。這結果顯示在這個期間海洋混合層深度的變化相當大。同時，因為降水而進入海洋的新鮮水所形成低鹽度障礙層的厚度約為5m。因為這個區域海氣交互作用的現象，具有多重空間時間尺度的特性(Sui et al. 1997)，海洋混合層的結構變化大，也使得SST的模擬更加困難。

本文從一維的角度，探討熱帶西太平洋海-氣界面間渦流通量的變化，以及這變化對海洋上層混合層結構和發展的影響；除了分析TOGA-COARE的觀測資料，也利用一維海洋混合層模式，研究海-氣通量的變化對海洋混合層的影響，並與觀測結果比較。文中第二段將描述所使用的資料，第三段將說明模式的內容、網格結構、初始條件和邊界條件。第四段將為結果討論，最後部份為結論。

## 二、使用資料

文中使用TOGA-COARE IOP 期間,日本觀測船Hakuho在0° N,156° E附近的密集觀測資料，時間從1992年11月12日至11月26日。資料種類包括：(1)每天四次的大氣探空和海溫、鹽度的觀測，在兩次加強觀測期(15日至19日；23日至26日)則增為每天八次的觀測。(2)每15分鐘一次的海面氣象資料，由船上海面氣象觀測系統得到；風速、風向的觀測高

度為20m，氣溫、比濕的觀測高度為16m，SST則由海面下4m的引擎入水口處測得。(3)海-氣渦流動量、水汽、熱通量，由TOGA-COARE發展的整體通量計算法計算。這個方法是根據Monin-Obukhov相似理論，以Liu-Katsaros-Businger(Liu et al. 1979)的方法為主，考慮分子擴散作用，並且在低風速下加入對流速度尺度(convective velocity scale)的修正(Godfrey and Beljaars 1991)，另外也考慮雨水溫度和SST的溫度差所產生的降水可感熱通量和Webb修正項(Webb et al. 1980)，以及海洋表皮溫度(skin temperature)。TOGA-COARE的整體通量計算法，詳細的說明可參考Fairall et al. (1996)。

根據TOGA-COARE的海面氣象資料處理中心(Surface Meteorological Data Processing Center)的報告，日本觀測船Hakuho的資料具有良好的品質。

## 三、模式描述

### (一)基本控制方程式

本文使用一又二分之一階渦流閉合的一維海洋混合層模式，其基本控制方程式為：

$$\frac{\partial U}{\partial t} = fV - fV_g + \frac{\partial}{\partial z}(-\overline{u'w'} + \nu \frac{\partial U}{\partial z}) \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -fU + fU_g + \frac{\partial}{\partial z}(-\overline{v'w'} + \nu \frac{\partial V}{\partial z}) \quad (2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}(-\overline{w'T'}) + \nu \tau \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial I}{\partial z} \quad (3)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}(-\overline{w'S'}) \quad (4)$$

式中( $U$ 、 $V$ )為海水的水平流速、 $T$ 為海溫、 $S$ 為鹽度的總體平均(ensemble average),擾動部份則以“'”表示。 $\overline{u'w'}$ 和 $\overline{v'w'}$ 為動量通量, $\overline{w'T'}$ 、 $\overline{w'S'}$ 分別為熱量通量和鹽度通量。 $f$ 為科氏參數,式中 $\nu$ 和 $\nu_T$ 分別代表分子動量和熱量擴散係數(文中 $\nu=1.34 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , $\nu_T=1.34 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ),它們對結果影響不大(Mellor and Durbin, 1975)。 $I$ 為海水輻射吸收通量,其參數化方法將在(四)中說明。式(3)中的上邊界含有海溫和雨水溫度差的影響,將在(三)中進一步說明。式(4)的上邊界含有新鮮水通量的影響,

表示如下:

$$\overline{w'S'_0} = S_0 \times (P - E) \quad (5)$$

其中 $S_0$ 為海面參考鹽度, $P$ 為降雨量,由觀測資料得到, $E$ 為蒸發量,由模式計算可得。

海水密度為 $\rho$ ,由下列狀態方程式得到(Price, et al. 1986),

$$\rho = \rho_0 + \alpha(T - T_0) + \gamma(S - S_0) \quad (6)$$

式中常數 $\rho_0=1.025 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ , $\alpha=-0.23 \text{ kg m}^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ , $\gamma=0.76 \text{ kg m}^{-3} \text{ ppt}^{-1}$ , $T_0=17^\circ\text{C}$ , $S_0=36\text{ppt}$ 。

渦流動能方程式為

$$\frac{\partial E}{\partial t} = \beta g(\overline{w'T'}) + \lambda g(\overline{w'S'}) - \overline{u'w'} \frac{\partial U}{\partial z} - \overline{v'w'} \frac{\partial V}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} [\overline{w'(e' + p' / \rho)}] - \varepsilon \quad (7)$$

式中 $E$ 為渦流動能( $e'$ )的總體平均, $p$ 為壓力, $g$ 為重力加速度, $\beta$ 和 $\lambda$ 分別是海水溫度與鹽度的膨脹係數,分別為 $\beta=1.73 \times 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ , $\lambda=7.6 \times 10^{-4} \text{ ppt}^{-1}$ 。方程式(7)右邊第一項、第二項分別為熱力和鹽度的浮力項,第三項、第四項為剪力產生項,第五項為渦流動能傳送項,最後一項為耗散項。渦流通量和傳送項利用Deardoff(1980)方法,由渦流擴散係數和混合長度計算(Sun and Ogura, 1980),耗散項則由Mellor and Yamada(1982)的方法決定。

## (二)網格結構

模式使用交錯網格,把平均場與渦流場交錯放置,其安排如圖1所示。時間間距為60秒,網格間距為1公尺。為使海面附近有更好的解析度,其網格間距較密,為0.25公尺。

## (三)邊界和初始條件

假設海洋下邊界的各種渦流通量為零,溫度和鹽度不隨時間變化。海洋上邊界的各種渦流通量,是由海面的氣象觀測資料,經TOGA-COARE整體通量計算法得到。海溫和雨水溫度差,所產生的可感熱通量對海溫的影響,主要是參考Gosnell et al. (1995)的方法。新鮮水通量對表面鹽度通量的影響可由方程式(5)得到。SST由洋面能量收支方程預報,細節可參考吳和賈(1992)。

本文分別利用1992年11月15日11時和11月22日11時觀測的海洋溫度、鹽度作為初始場。在研究過程中,當加入海洋速度場時,對模擬結果影響不大(圖略)。因此,假設初始海洋速度場為靜止的。

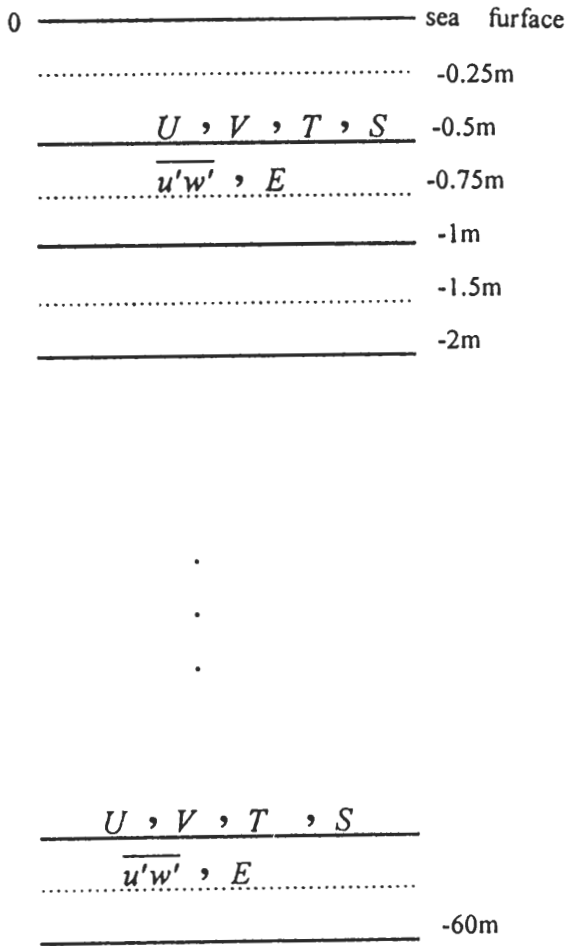


圖1 模式網格點安排，平均場和二階場交錯放置。

#### (四) 海水輻射通量參數化

根據Paulson and Simpson(1977)的結果，以雙指數形式處理海水輻射參數化，在深度z的輻射通量I(z)為

$$I(z) = I_0 \{ r_1 \times \exp(-\frac{z}{\zeta_1}) + r_2 \times \exp(-\frac{z}{\zeta_2}) \} \quad (8)$$

式中I<sub>0</sub>為海面太陽輻射通量，ζ為衰減長度，r為輻射入射常數，下標1和紅色光譜吸收有關，下標2和藍-綠光譜吸收有關。這些係數和海水的類型有關，海水類型又和海水的混濁度有關，海水類型分類可參考Jerlov(1968)。表一為本文所採用的海水類型I、IA、和II，以及Paulson and Simpson(1977)的衰減長度和輻射入射常數，本文也考慮Morel and Antoine(1994)的三指數海水輻射吸收參數化的結果。這些海水輻射吸收參數法所得結果最大的差別，在於海洋上層10m左右的吸收強度，其中50%的太陽輻射被上層2-3m左右的海水吸收，以Paulson and Simpson(1977)的方法吸收最多，其次是I和II，IA和Morel and Antoine次之(圖略)。本

表一 不同海水類型及Paulson and Simpson(1977)使用的海水輻射吸收係數。

		r <sub>1</sub>	r <sub>2</sub>	ζ <sub>1</sub>	ζ <sub>2</sub>
海水類型	I	0.58	0.42	0.35	23.
	IA	0.62	0.38	0.6	20.
	II	0.77	0.23	1.5	14.
Paulson and Simpson(1977)		0.62	0.48	1.5	20.

文結果的討論以Paulson and Simpson(1977)的方法為主。

## 四、結果與討論

### (一)海面氣象場和渦流通量變化

#### 1.海面氣象場

圖2是Hakuho研究船1992年11月12日至26日的海面淨輻射通量、風速、風向、SST和

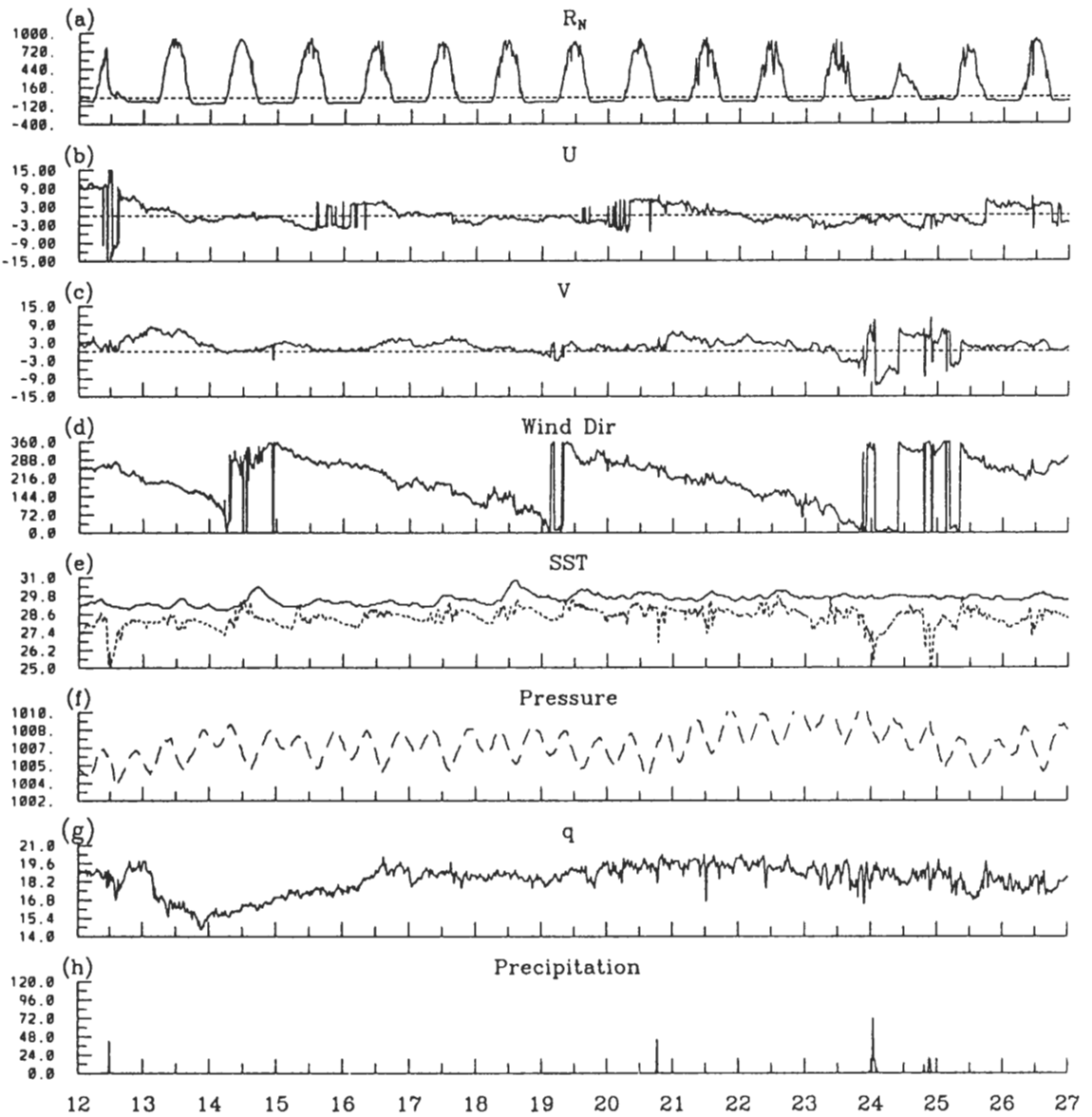


圖2 Hakuho研究船在1992年11月12日至26日的海面氣象觀測資料的變化，取樣時間間隔15分鐘。(a)海面淨輻射通量( $\text{W}/\text{m}^2$ )，(b)東西風分量( $\text{m}/\text{s}$ )，(c)南北風分量( $\text{m}/\text{s}$ )，(d)風向(deg)，(e)實線:SST( $^{\circ}\text{C}$ )，虛線:海面氣溫( $^{\circ}\text{C}$ )，(f)氣壓(hPa)，(g)比濕( $\text{g}/\text{kg}$ )，(h)降水( $\text{mm}/\text{hr}$ )。

海面氣溫、海面氣壓、比濕和降水觀測的時間序列圖，取樣時間間隔為15分鐘。從衛星雲圖(圖略)和船泊觀測報告中得知，在整個觀測期間並沒有顯著的天氣系統。由圖2a可

知，海面淨輻射通量呈現明顯日夜變化，白天最大值可達 $925\text{W}/\text{m}^2$ ，夜間最小值約為 $-88\text{W}/\text{m}^2$ 。在12日和24日時，海面淨輻射通量則明顯偏少。整個期間的平均風速為 $4\text{m}/\text{s}$ (圖

2b, 2c), 15日至20日是明顯的低風速期, 大部份風速不及3m/s。在觀測期間, 風速有四分之三的時間, 風速小於4m/s(圖略)。24日南北風分量的風速明顯加強, 最大可達11m/s。風向則明顯呈現4至5天的周期變化, 在24日至25日, 因為對流系統經過, 風向有明顯的變化(圖2d)。

11月12日至26日的平均SST為29.6°C, 最高為30.8°C, 最低為28.8°C, 19日以後SST的變化有些微升高的趨勢。在微風、強日照下, SST有明顯日夜變化的現象, 其振幅約為0.2-0.3°C, 最大可達1.5°C(圖2e)。當風速增強時, SST日夜變化的現象就減弱。最高SST約在下午2時發生(地方時), 和TOGA-COARE觀測船 Monan Wave的觀測結果相近。

整個期間的平均海面氣溫小於SST, 為28.3°C, 最高為29.8°C, 最低為24.7°C。海面氣溫有較複雜的變化, 但在微風、強日照下亦有日夜變化的現象, 並和SST日夜變化的現象有些微相位差。大部分時間, 海面氣溫比SST低, 其平均溫差為1.2°C, 最高可達5.0°C。由圖2e中可見, 在海-氣界面的SST多大於或等於海面氣溫, 故呈熱力中性至不穩定的狀態。由圖2e和2h可見, 在11月12日12時、11月20日18時、11月24日01時、11月24日19時和11月24日21時有降水發生時, 海面氣溫明顯下降(圖2e); 同時, 在11月24日亦伴隨風速、風向明顯變化, 主要是北風風速增強(圖2c、d)。由船舶報告和每分鐘的海面氣象場觀測資料發現, 有對流下沖流的現象發生(Tsukamoto and Ishida, 1995)。氣壓場則有明顯半日周期的變化, 平均氣壓為1007.2 hPa(圖2f)。比濕的變化幅度不大, 平均比濕

為18.3g/kg, 最高為20.3g/kg, 最低為14.5g/kg, 但在11月13日至15日之間比濕明顯偏低(圖2g), 其原因有待進一步的分析。

## 2. 渦流通量場

由海面的風速、氣溫、SST和水汽觀測資料, 利用TOGA-COARE整體通量法, 計算的海-氣各種渦流通量示於圖3中。海面淨熱通量( $H_N$ )是海面淨輻射通量( $R_N$ )和潛熱通量( $H_L$ )、可感熱通量( $H_S$ )和降水可感熱通量( $H_P$ )的差值, 即 $H_N = R_N - H_L - H_S - H_P$ 。  $H_P$  主要是考慮雨滴溫度和海溫之間的溫差, 所產生的可感熱通量, 詳細的說明可參考Gosnell et al. (1995)。  $H_N$  為正時, 加熱海洋; 反之負時, 具有冷卻海洋的作用。  $H_N$  呈現日夜變化的現象, 主要是由  $R_N$  日夜變化的貢獻。整個期間的平均  $H_N$  約為67.6 W/m<sup>2</sup>, 白天平均  $H_N$  最大約為868 W/m<sup>2</sup>, 發生在中午左右, 晚上平均  $H_N$  約為-200 W/m<sup>2</sup> (圖3a)。

在整個觀測期間, 平均海面風應力, 約為0.03 N/m<sup>2</sup>。由上節(一).1的分析可知, 在11月15日至20日的平均風速小, 因此平均風應力較弱, 約為0.01 N/m<sup>2</sup>(圖3b); 24日的平均風速大, 平均風應力也較大, 最大可達0.2 N/m<sup>2</sup>, 此時風應力的增加主要是由南北風分量的增強(參考圖2c)。可感熱通量、潛熱通量的變化和風應力的變化相似(圖3c和3d), 當風速增強時, 風應力、可感熱通量和潛熱通量明顯增加。在整個觀測期間的平均可感熱通量、潛熱通量分別為5.64 W/m<sup>2</sup>和100.0 W/m<sup>2</sup>, 可感熱通量的變化較複雜, 但也有些微日夜變化, 潛熱通量日夜變化的現象較不明顯。

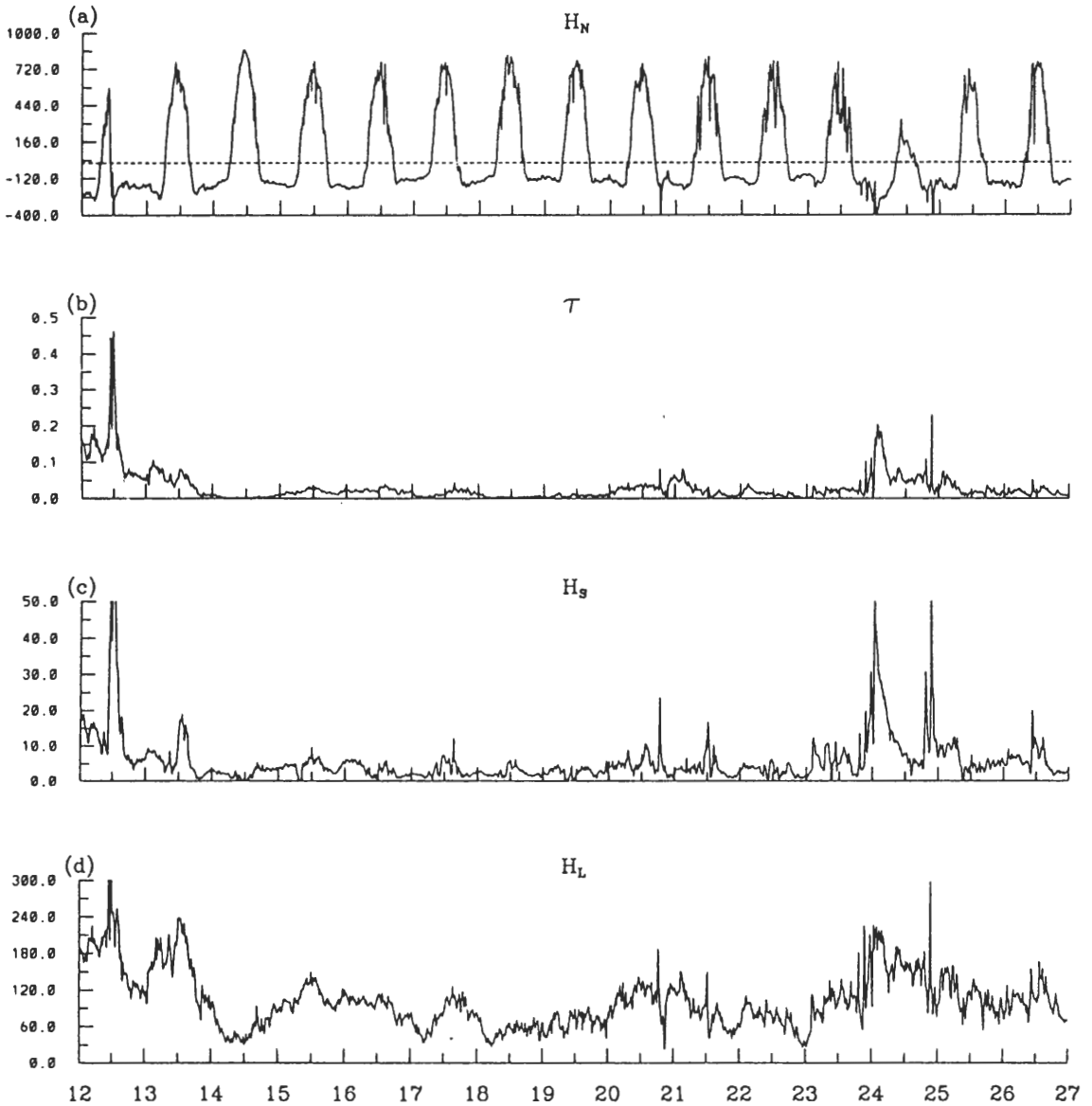


圖3 同圖2，但為海氣界面各種紊流通量。(a)海面淨熱通量( $W/m^2$ )，(b)風應力( $N/m^2$ )，(c)可感熱通量( $W/m^2$ )，(d)潛熱通量( $W/m^2$ )。

綜合船舶報告和以上的分析，爲了要研究不同的大氣條件下，海氣間渦流通量的變化，以及對海洋混合層結構的影響，本文將觀測期間(11月12日至26日)分成第一期(11月15日至19日)和第二期(11月22日至26日)作進一步的討論。第一期、第二期主要的差別

是，在第二期的期末受對流系統經過的影響，風速增強，並伴隨降水現象發生。

### 3.第一期和第二期的比較

表二、表三分別爲全部期間、第一期和第二期海面氣象資料和海-氣間渦流通量的基本統計性質。由表2可知，在第二期因爲雲量



表二 Hakuho船泊海面氣象觀測資料基本統計量，全部期間：1992年11月12日至11月26日，第一期：11月15日至19日，第二期：11月22日至26日。（註：入射短波的平均是以一天24小時的值來計算）。

變數	期間	平均值	標準差	最小值	最大值
入射短波( $W m^{-2}$ )	全部期間	249.4	340.6	0.0	1073.4
	第一期	276.6	359.4	0.0	1061.2
	第二期	215.6	302.3	0.0	1005.3
入射長波( $W m^{-2}$ )	全部期間	415.8	17.3	361.4	476.6
	第一期	410.1	14.4	371.6	473.1
	第二期	423.5	16.3	380.8	476.6
淨輻射通量 ( $W m^{-2}$ )	全部期間	176.8	320.3	-87.9	924.3
	第一期	197.5	339.1	-78.8	924.3
	第二期	151.8	287.2	-74.5	891.8
風速( $m s^{-1}$ )	全部期間	4.1	2.4	0.1	16.4
	第一期	3.0	1.1	0.6	5.7
	第二期	4.3	2.0	0.4	12.0
風向(deg)	全部期間	207.1	90.7	0.	359.
	第一期	210.1	88.2	2.	359.
	第二期	188.0	112.6	0.	359.
東西風分量( $m s^{-1}$ )	全部期間	-0.07	3.4	-16.2	16.
	第一期	1.14	2.3	-4.9	4.9
	第二期	-1.41	2.4	-5.3	6.0
南北風分量( $m s^{-1}$ )	全部期間	1.7	2.8	-11.4	11.
	第一期	1.4	1.5	-3.3	5.
	第二期	0.9	3.8	-11.4	11.
海面溫度( $^{\circ}C$ )	全部期間	29.6	0.3	28.8	30.8
	第一期	29.6	0.4	29.0	30.8
	第二期	29.9	0.1	29.4	30.1
氣溫( $^{\circ}C$ )	全部期間	28.3	0.6	24.7	29.8
	第一期	28.5	0.4	27.6	29.6
	第二期	28.3	0.7	24.7	29.8
比濕( $g kg^{-1}$ )	全部期間	18.33	1.12	14.5	20.3
	第一期	18.37	0.69	16.8	20.1
	第二期	18.57	0.76	16.5	20.3
氣壓(hPa)	全部期間	1007.1	1.43	1003.4	1011.0
	第一期	1006.9	1.04	1004.5	1008.7
	第二期	1007.8	1.49	1004.6	1011.6

表三 Hakuho船泊海氣通量基本統計量，時間同表2。

變數	期間	平均值	標準差	最小值	最大值
風應力(N m <sup>-2</sup> )	全部期間	0.03	0.042	0.0006	0.46
	第一期	0.01	0.008	0.001	0.043
	第二期	0.03	0.032	0.001	0.231
海面淨熱通量(W m <sup>-2</sup> )	全部期間	67.6	324.1	-706.7	868.8
	第一期	113.9	335.0	-202.1	827.9
	第二期	33.5	294.8	-706.6	782.3
可感熱通量(W m <sup>-2</sup> )	全部期間	5.5	6.9	-1.5	76.8
	第一期	2.6	1.6	-1.5	11.9
	第二期	6.8	7.4	-1.5	69.7
潛熱通量(W m <sup>-2</sup> )	全部期間	102.4	45.6	23.1	324.0
	第一期	80.5	25.7	27.1	148.9
	第二期	108.8	40.1	25.9	297.7
海氣溫差(°C)	全部期間	1.2	0.6	-0.2	5.0
	第一期	1.0	0.4	-0.1	2.3
	第二期	1.4	0.6	-0.1	5.0
海氣比濕差(g kg <sup>-1</sup> )	全部期間	7.2	1.0	4.9	10.8
	第一期	8.1	0.8	5.2	8.9
	第二期	6.8	0.8	5.3	9.1

增多，平均入射太陽短波輻射較第一期減少約61 W/m<sup>2</sup>。平均向下長波輻射則較第一期增加約13 W/m<sup>2</sup>。整體而言，第二期平均淨輻射通量( $R_N$ )較第一期減少約45 W/m<sup>2</sup>。第二期的平均SST較第一期大0.3°C，氣溫則減少0.2°C、比濕增加0.2 g/kg，氣壓的差異不大。

由海面氣象觀測資料的比較可知，在第二期的平均風速約為4.3 m/s，較第一期增加1.3 m/s。但由表3可知，第二期的平均風應力為0.03 N/m<sup>2</sup>，為第一期(0.01 N/m<sup>2</sup>)的三倍。第一期的平均潛熱通量為80.5 W/m<sup>2</sup>，第二期則為108.8 W/m<sup>2</sup>，增加了28.3

W/m<sup>2</sup>；第一期的平均可感熱通量為2.6 W/m<sup>2</sup>，第二期變為6.8 W/m<sup>2</sup>。第二期的平均海-氣溫差較第一期的增加了0.4°C、海-氣比濕差則減少1.3 g/kg。因為第二期淨輻射通量減少、潛熱通量增加，使得平均淨熱通量減少約80.4 W/m<sup>2</sup>。雖然第二期的平均比濕差減少，但平均風應力卻增為三倍，使得潛熱通量增加。

由以上的比較發現，第二期的平均海面淨熱通量、平均可感熱通量、平均潛熱通量、風應力及海-氣溫差均比第一期的大。風應力的增加，使平均可感熱通量增加約二倍，這個結果和Young et al. (1992) 相似。平

表四 本文Hakuho研究船和Weller and Anderson(1996)利用Moana Wave、Wecoma和WHOI浮球的平均海氣渦流通量的比較(時間1992年11月4日至12月3日)。

	Hakuho	Moana Wave	WHOI	Wecoma	平均	標準差
海面淨熱通量( $W m^{-2}$ )	67.6	66.2	63.0	70.3	66.8	3.0
可感熱通量( $W m^{-2}$ )	5.5	6.0	7.0	4.6	5.8	1.0
潛熱通量( $W m^{-2}$ )	102.4	89.7	92.0	86.0	92.5	7.0
Bowen ratio	0.054	0.067	0.076	0.053	0.0625	0.011
風應力( $N m^{-2}$ )	0.030	0.020	0.020	0.017	0.022	0.0057

均潛熱通量的增加則和風應力增加有關。

表四為本文Hakuho研究船，和Weller and Anderson (1996)利用TOGA-COARE其它觀測平台，在1992年11月4日至12月3日的各種海氣平均渦流通量的比較。在這段期間，並無明顯天氣系統，而是微風、強日照，和本文Hakuho觀測期間的條件相似。由表四可見，不同站間的海面淨熱通量、可感熱通量差異不大。其中以Hakuho的潛熱通量值最大，為 $102.4 W/m^2$ 。Bowen ratio(可感熱通量和潛熱通量的比值)介於0.053至0.076，平均為0.0625。

## (二)海洋混合層變化：觀測與模擬的比較

本節將比較第一期和第二期因海氣間渦流通量的不同，對海洋混合層發展的影響，並比較觀測和模擬的結果。模式的初始速度場假設為靜止，並分別以11月15日11時(第一期)和11月22日11時(第二期)的海溫、鹽度觀測，作為初始海溫和鹽度場。模式各積分五天，模擬第一期和第二期海洋混合層的變化。

### 1.第一期結果

### (1)海洋溫度、鹽度的比較

圖4a和4b是11月15日11時至16日05時，每隔6小時觀測的海溫和鹽度垂直剖面。當海面受熱時，近表面海溫升高，形成穩定層，使渦流強度減弱、海洋混合層不易發展；反之表面冷卻時，近表面海溫降低形成不穩定層，使渦流強度增強、海洋混合層容易發展。在15日白天，海面吸收太陽輻射，而且風應力很小，因此在表層形成穩定的過渡斜溫層(transition thermocline)，它的深度在11時約為4m，17時增至10m左右。夜間海面的輻射冷卻，使海洋表層由穩定的過渡斜溫層，漸漸轉為不穩定，使得海洋混合層容易發展，其深度在16日05時約為40m。表層穩定的過渡斜溫層在夜間則消失(圖4a)。鹽度的日夜變化不明顯，但在15日17時至16日05時，表層4m左右有低鹽度層發生，可能是平流或其他原因有待進一步的研究。由圖4a、4b可見，溫度和鹽度的混合深度有些微的不同，鹽度的混合相當均勻。

模式模擬的海溫和鹽度垂直剖面則分別示於圖4c、4d。模擬的表層過渡斜溫層深度在11時約為4m，到了17時增至10m左右，模擬過渡斜溫層的變化和觀測結果相當一致。

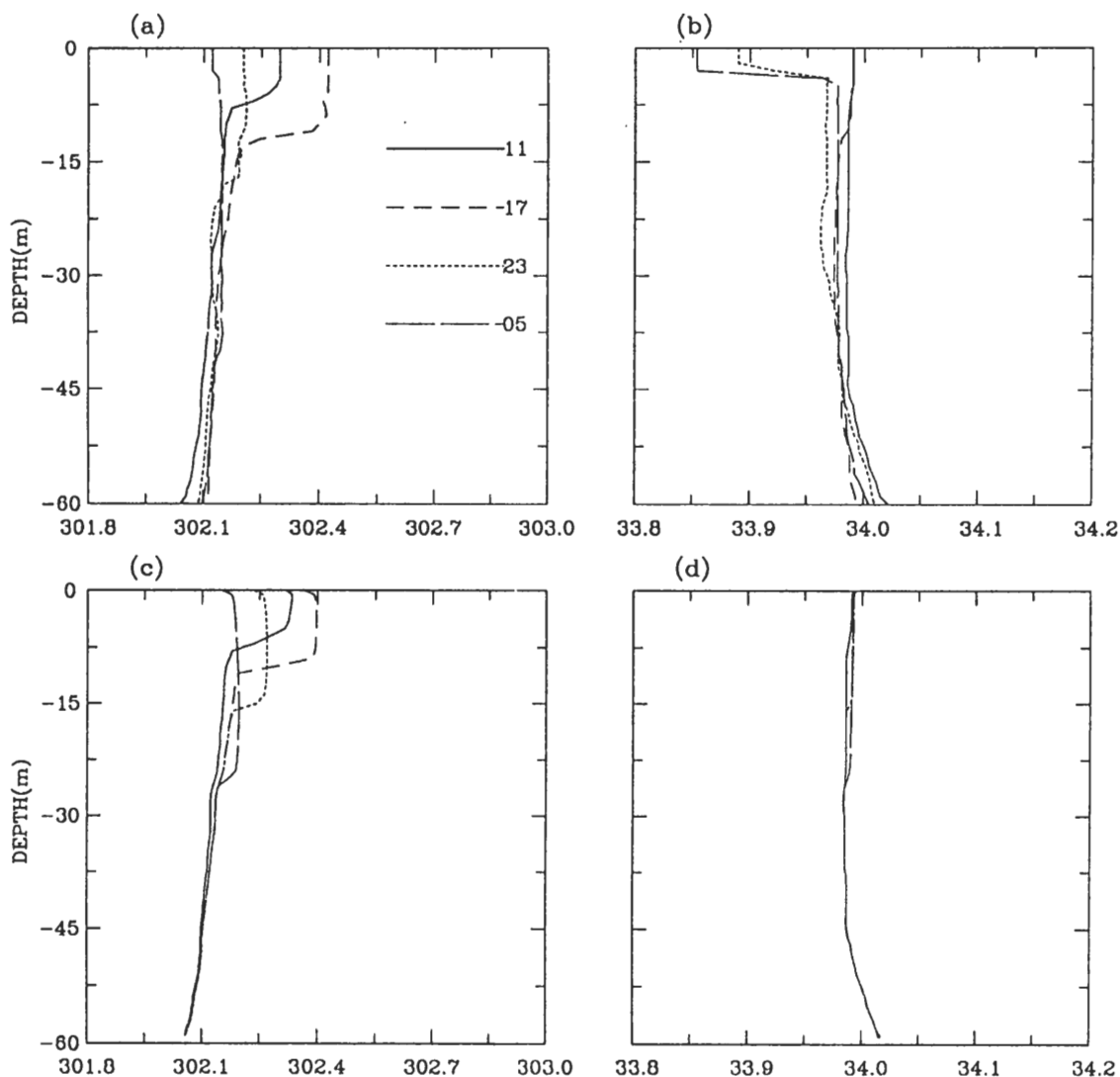


圖4 1992年11月15日11時至16日05時每隔6小時的海溫和鹽度垂直剖面：(a)觀測海溫(K)，(b)觀測鹽度(ppt)，(c)模擬海溫(K)，(d)模擬鹽度(ppt)。——為11時；-----為17時；.....為23時；——為16日05時。

模擬鹽度的垂直混合相當均勻，鹽度混合層的深度和觀測結果相似，但是15日17時，16日05時，表層鹽度的減少情形無法模擬出來(圖4d)，可能和表面鹽度的平流效應有關。由圖4中可見，模擬的海洋混合層內的平均海溫、鹽度變化的情形與觀測的結果差異很小。

11月18日11時至19日05時，每6小時觀測的海溫和鹽度垂直剖面分別示於圖5a和5b中。這時風應力很小(圖3b)，熱量不易向下混合傳送，故表層穩定的過渡斜溫層發展比較淺，而且持續存在(另外可參考圖6a)。表層鹽度的變化不大，鹽度在30m以上相當均勻，但是在30m以下則有明顯的斜鹽層存在(圖5b)。

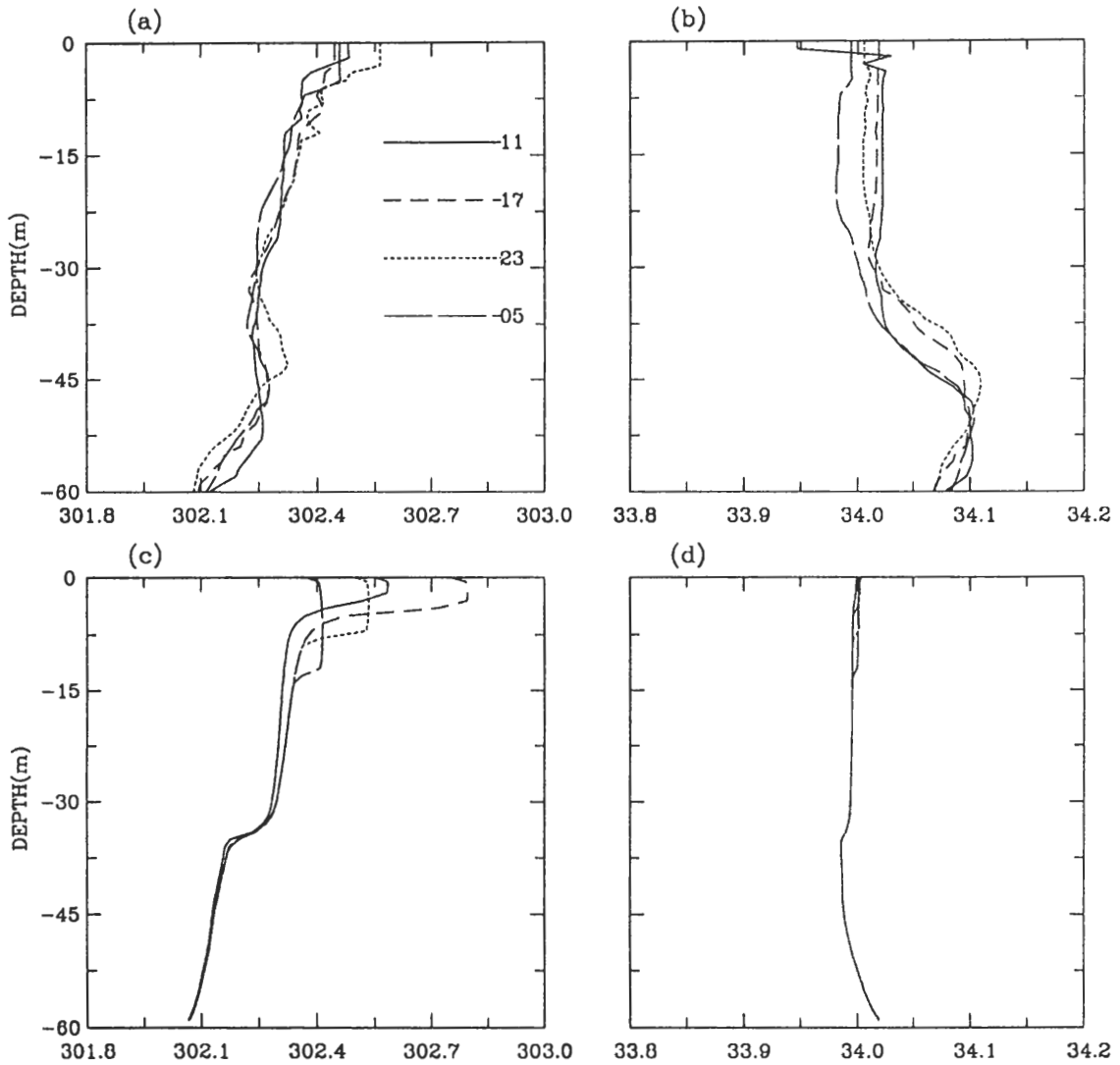


圖5 同圖4，但為11月18日11時至19日05時。

由圖5a、5b中可見，約在45m左右有明顯的高海溫、高鹽度層出現。這層不同溫、鹽性質的海水團，在前三天時並不存在(圖略)。

模擬的海溫、鹽度垂直剖面圖分別示於圖5c和5d，比較圖5a、5c可以發現模擬的過渡斜溫層一直存在，和觀測結果相似，但是模擬的上層海溫日夜變化以及表層過渡斜溫

層的強度比觀測的結果強。理論上，風速變小時，海面溫度的日變化應該變大。但是比較圖4a和圖5a，15日的風速比較大，海面溫度的變化反而比18日大，需要進一步的探討是否有其他因素例如：平流等，影響18日的海面溫度，使得它的變化變小。模擬鹽度的變化很小但是觀測的變化比較大。同時，模式無法模擬在45m的高鹽度層的變化(比較圖

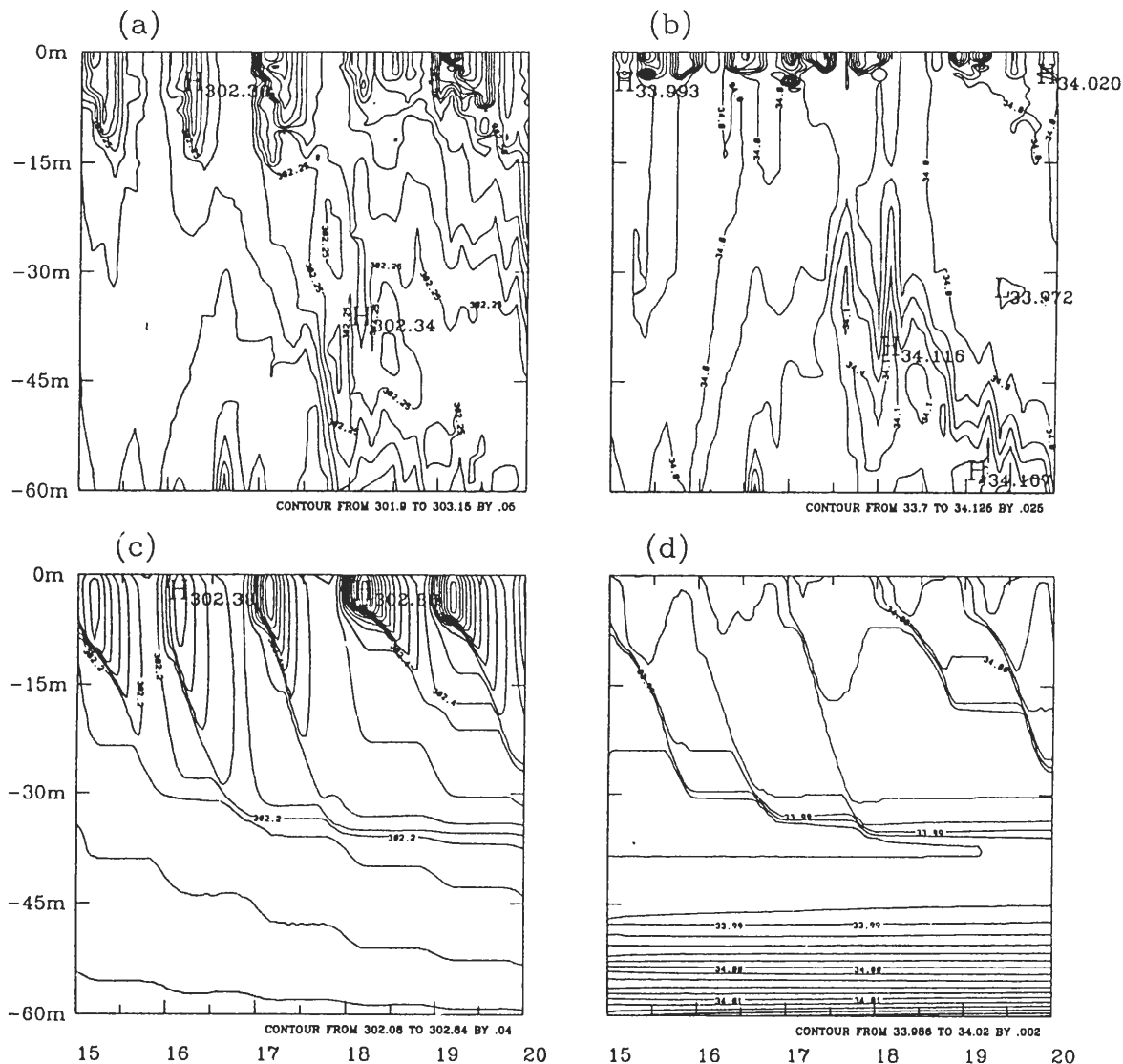


圖6 1992年11月15日10時至20日10時的海溫和鹽度的時間-深度剖面圖：(a)觀測海溫(K)，(b)觀測鹽度(ppt)，(c)模擬海溫(K)，(d)模擬鹽度(ppt)。等值線範圍和間隔示於各圖右下角。

5b、5d)，可能和海洋混合層底的內重力波(Peters and Gregg 1987)或水團的平流等有關。

11月15日至20日觀測的海溫、鹽度的深度-時間變化分別示於圖6a、6b。如前所述，白天太陽輻射加熱，使SST升高，在表層形成穩定的過渡斜溫層，使上層熱量和動量不易向下傳送，限制海洋混合層的向下發展。夜

間，因為長波輻射冷卻，使SST降低，表層變為不穩定，加上風應力的混合作用，上層海洋混合層較易發展。這種日夜周期的變化，顯示洋面約有1/4的時間被加熱，3/4的時間是被冷卻(Price et al. 1986)。在17日夜間之後，由302.25K等溫線的走向，可明顯看見暖海水向下發展。海洋鹽度的變化相當複雜(圖6b)，在表層有低鹽度層形成。

圖6c和6d分別為模擬海溫和鹽度隨深度-時間的變化情形。模擬的海洋混合層日夜變化和觀測結果很相似，但在18-19日低風速期，模擬的混合層變化強度比觀測的結果強。同時，實際海洋混合層的變化也比模擬結果複雜。模擬鹽度混合相當均勻，斜鹽層深度約30m(圖6d)，和觀測有明顯的差異。模擬表層鹽度的變化，具有日夜變化的現象，白天因蒸發作用，使表層形成高鹽度層；夜間，蒸發作用減弱，表層鹽度減少。

## (2) SST的比較

一般量測SST的方法除了經由船舶觀測外，目前也可利用遙測技術對SST做例行的觀測。船舶觀測的SST是在海面下幾公尺左右的海溫，稱為量桶海溫，而衛星觀測的SST是海面的表皮溫度(skin temperature)。雖然很難直接量測真正的SST，但一般認為SST比量桶海溫低，Woodcock(1940)是第一位發現SST和量桶海溫的差別，其後Woodcock and Stommel(1947)進一步證實了這個結果，詳細的討論可參考Katsaros(1980)。Coppin et al.(1991)的觀測和模擬研究亦發現，在低風速時(0-4 m/s)，表皮溫度比量桶海溫低約 $0.3^{\circ}\text{C}$ ，但在高風速下差別就不大。

模擬的SST、量桶海溫(由船舶水下4公尺的引擎入水口測得)、表皮海溫(利用量桶海溫經由TOGA-COARE發展的整體通量計算法計算)和CTD的SST之時間變化示於圖7中。由圖中可見表皮溫度變化的趨勢和量桶海溫類似，似乎沒有明顯日夜變化，但是CTD的SST則有明顯日夜變化，其振幅在19日最大。模擬的SST日夜變化的現象最顯著。在夜間、清晨模擬的SST和觀測的CTD海溫，有相當好的

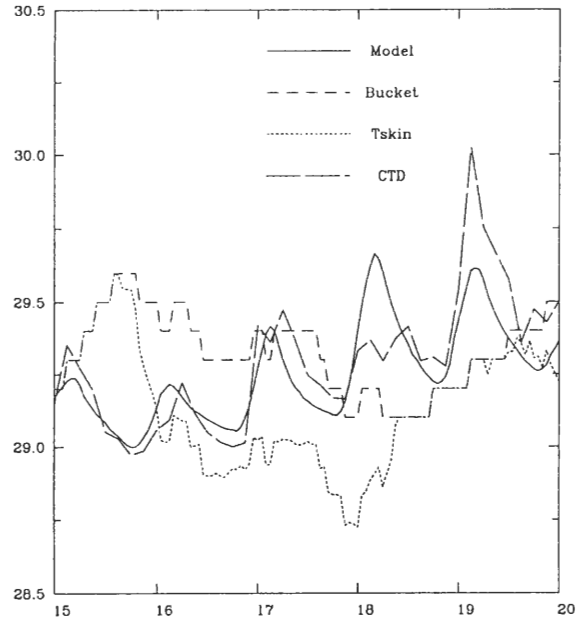


圖7 1992年11月15日至20日模擬的SST、量桶海溫、表皮溫度和CTD海溫的時間變化。

一致性，但在白天的部分則偏高。另外，在低風速期(18日)模擬的SST明顯偏高，可能和低風速期的風應力較小有關，這方面模式有待進一步的改進。由圖7的比較亦發現，不同量測SST的方法和量測的深度，所得的SST亦不同。

## 2.第二期結果

### (1)海洋溫度、鹽度的比較

11月22日11時至23日05時每隔6小時觀測的海溫和鹽度垂直剖面示於圖8a和8b，這一段時間海面氣象狀況和第一期期初相似(參考圖2)，因此海洋混合層的發展和圖4a相似，具有明顯日夜變化的現象。鹽度的垂直混合均勻、變化很小(圖5b)，和圖4b及5b有很大的不同。模擬的海溫和鹽度垂直剖面分別示於圖8c、8d。由圖中可見，模擬的海洋混

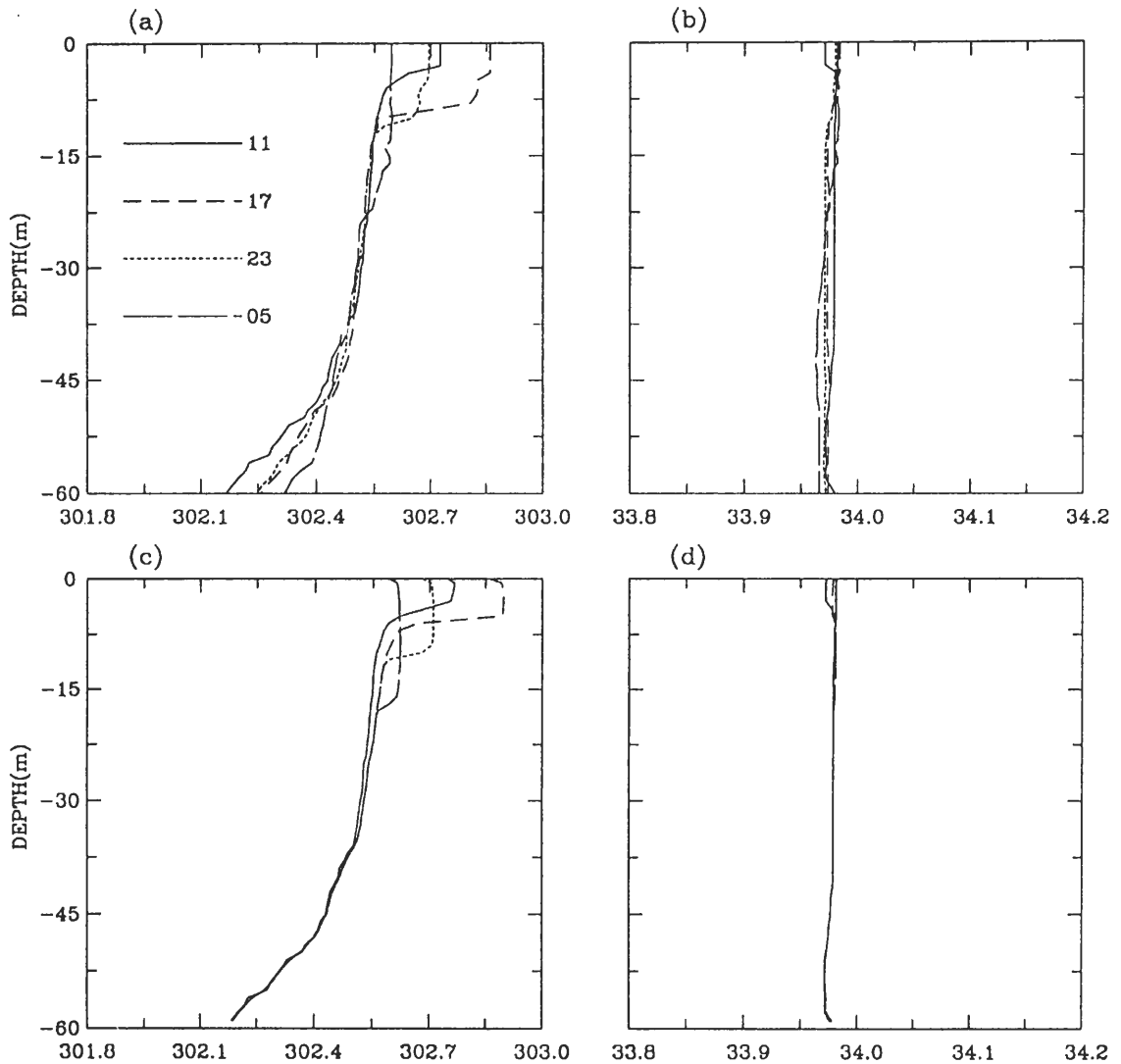


圖8 同圖4，但為11月22日11時至23日05時。

合層日夜變化和觀測結果比較，除了模擬混合層深度比觀測的稍淺(約為35m)外，模擬的上層過渡斜溫層的變化和觀測結果相當的接近。同時模擬鹽度的變化也和觀測結果很相近。

11月24日，有降水(圖2h)及類似對流下沖流的現象發生，低層風速增強，海洋混合層的日夜變化因而消失，同時混合層深度加

深。在24日23時海洋混合層的深度最深可達55m(圖9a)。降水後，大量新鮮水進入海洋，造成表層附近(8m)的鹽度降低(圖9b)。但當風速再度減小、表面淨熱通量增加後，海洋混合層的日夜變化很快又會建立起來(圖略)。

11月24日11時至25日05時模擬的海溫和鹽度垂直剖面分別示於圖9c和9d。雖然模擬的混合層(約為30至40m)較觀測的淺(45m)，



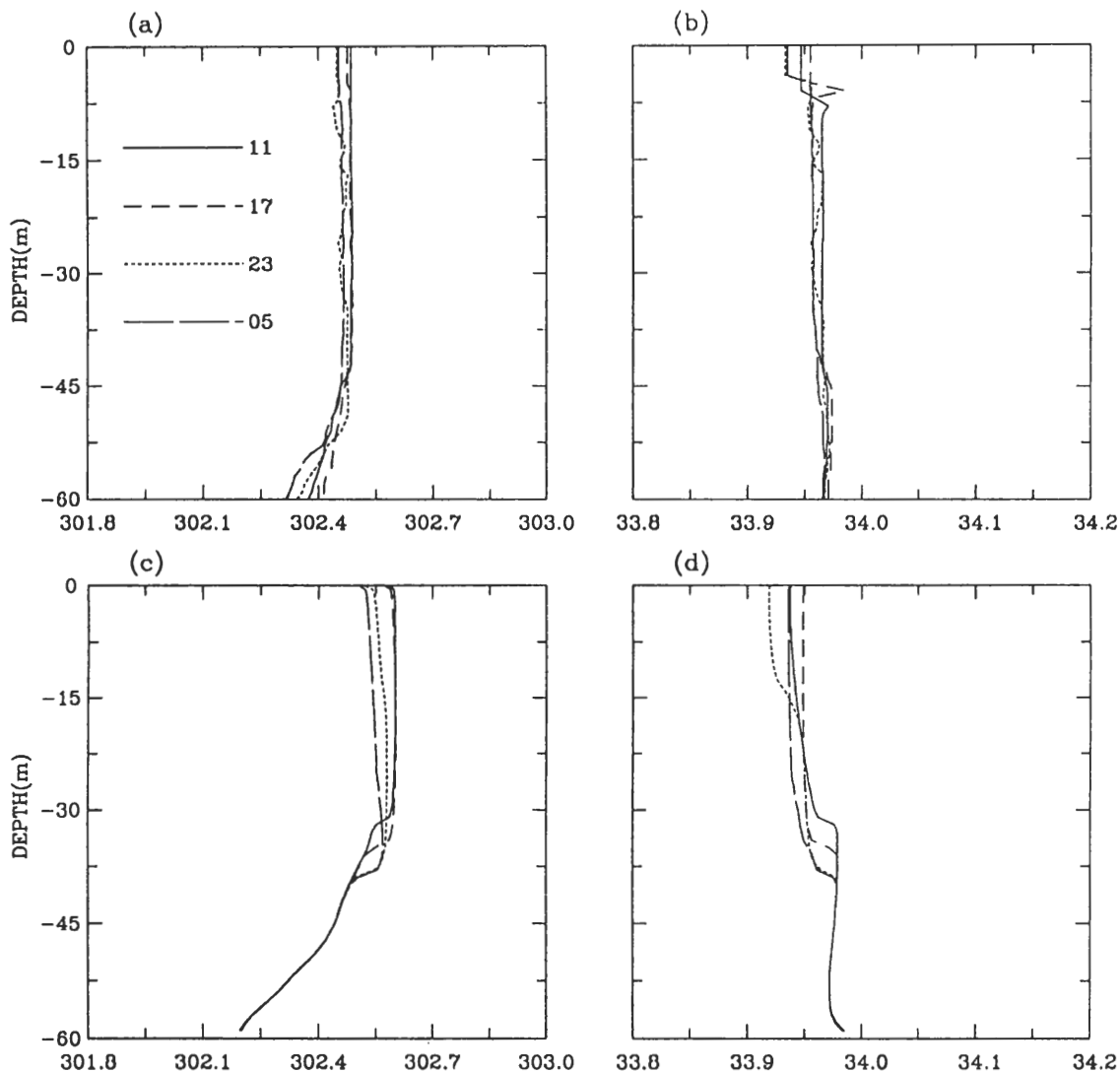


圖9 同圖4，但為11月24日11時至25日05時。

但是風速增加後，模擬混合層日夜變化消失，和觀測的結果相似。模擬的鹽度混合層(圖9d)雖較觀測的淺(圖9b)，但是模擬鹽度剖面也因大量降水使表層鹽度減少，形成表層低鹽度層的現象，其深度約10m深(圖9d)較觀測結果稍深。

11月22日至27日的海溫、鹽度的深度-時間變化圖分別示於圖10a、10b。初期海面淨

熱通量大、平均風速小，海洋混合層日夜變化明顯。11月24日降水發生時(圖2h)、低層風速增強(圖2c)，受到風應力的強迫混合作用增強(圖3b)，使得混合層日夜變化現象消失。但當風速減弱後，11月25日之後混合層日夜變化的現象又重新建立起來(圖10a)。鹽度的變化較複雜，在大量降水後，海水表層形成低鹽度的障礙層(約為10m)，形成時間有延遲的現象(圖10b)。

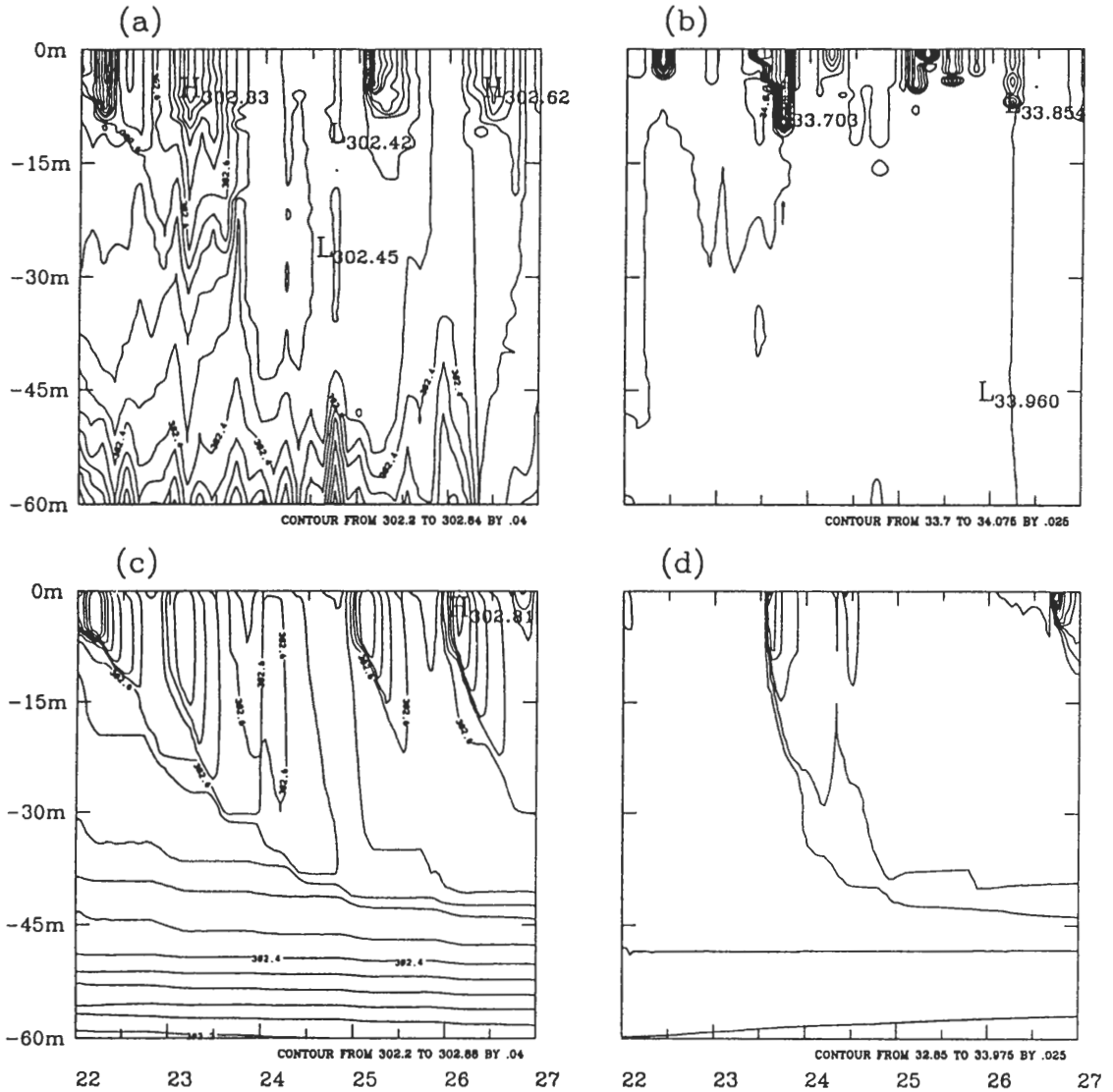


圖10 同圖6，但為1992年11月22日至27日。

圖10c和10d分別為模擬的海溫和鹽度隨深度-時間的變化。在11月24日風速增強後，模擬的海洋混合層日夜變化，由減弱乃至消失(11月23日至11月24日)；當風速變小後，海洋混合層日夜變化又重新建立起來，模擬結果和觀測大致相似。圖10d，大量降水時新鮮水所造成表層低鹽度的障礙層，模擬的結果(圖10d)比觀測(圖10b)明顯。

## (2) SST的比較

模擬的SST、量桶海溫、表皮溫度和CTD海溫的變化示於圖11中。和圖7相似，觀測的量桶海溫日夜變化的現象不明顯，而且量桶海溫比其它的海溫高。模擬的SST和CTD海溫有相當的一致性。在高風速期(24日)，因為海洋上層混合比較均勻，SST日夜變化的現

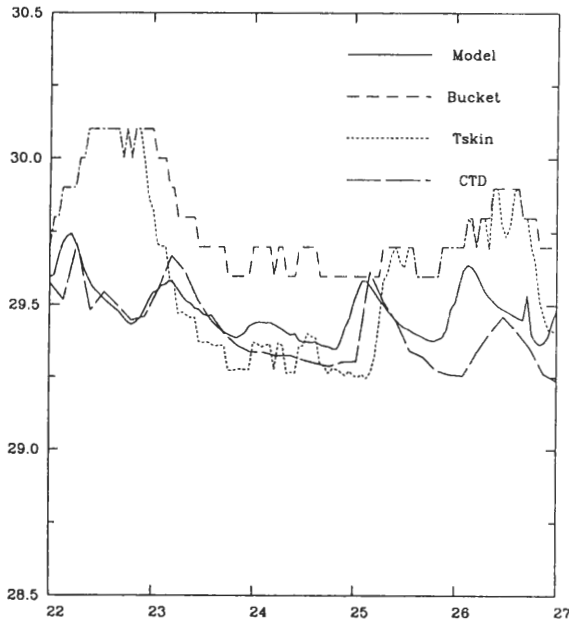


圖 11 同圖 7，但為 1992 年 11 月 22 日至 27 日。

象減弱，所以各種觀測海溫之間的差異比較小；當風速減弱後，SST 日夜變化的現象又重新建立。

### 3. 降水對海洋混合層的影響

為了進一步了解降水對海洋混合層的影響，本文利用第二期的個案，分別將實際降雨量減為 0 和將降雨量增為兩倍（其他的條件相同），模擬海洋混合層的發展，結果示於圖 12 中。在 24 日之前，沒有降水，故兩者海洋混合層的结构、發展並無不同。當發生降水(11月24日)後，兩倍降水的海洋混合層的结构、發展(圖 12c)，和沒有降水的結果(圖 12a)有明顯的差異。圖 12a 因降雨量為 0，無低鹽度層的現象（比較圖 12b 和 11d），海面淨浮力項的穩定作用較小，所以海洋混合層明顯地加深(比較圖 12a 和 11c)；降水增為兩倍後，海面浮力項的穩定作用增加，限制了海洋混合

層的發展（比較圖 12a、12c 和 11c）。降水量增加時低鹽度障礙層更明顯，使得海洋混合層的發展更困難。

## 五、結 語

本文從一維的角度，探討熱帶西太平洋海-氣界面間渦流通量的變化，以及這變化對海洋上層混合層結構和發展的影響；除了分析 TOGA-COARE 的觀測資料，也利用一維海洋混合層模式，研究海-氣通量的變化對海洋混合層的影響，並與觀測結果比較。由 TOGA-COARE 的資料分析顯示氣象條件不同時，海-氣界面能量收支和各種渦流通量有很大的不同。當有對流系統時，平均太陽短波輻射明顯減少；同時因為對流下沖流的效應，使得海-氣溫差和風應力變大，進一步導致可感熱通量和潛熱通量增加。海洋混合層的發展和日夜變化，明顯受到海-氣渦流動量通量以及海面淨熱通量日夜變化的影響。當有大量降水時，則會在海洋表層形成低鹽度層，阻礙混合層的發展。

一維海洋混合層模式可以成功模擬 SST 和海洋混合層的日夜變化，以及降水所形成的低鹽度層。模擬結果也顯示，降水所造成海面低鹽度層，會增加海洋上層的穩定度，阻礙混合層的發展。因為量測的方法、深度不同，所測得的 SST 也會有差異。模擬的 SST 變化，比較接近 CTD 所測得的結果。

因為一維模式沒有涵蓋平流及湧升流效應，因此無法模擬出斜溫層變化的情形。模擬鹽度的變化和觀測結果有些微差異，這方面模式仍有待進一步的改進。基本上模擬的

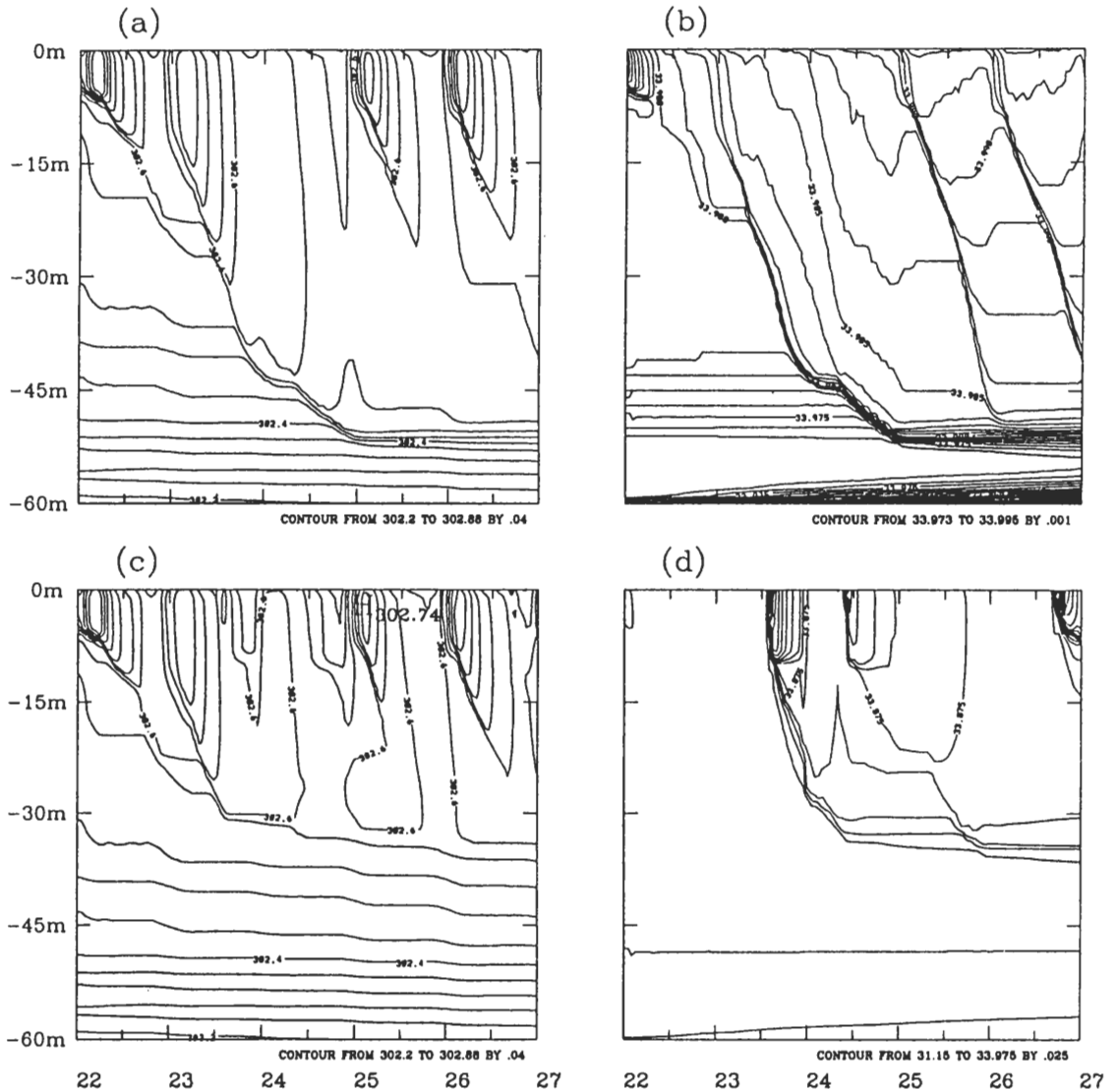


圖12 降水對混合層發展的敏感度測試。當降水為0時的(a)海溫和(b)鹽度的時間-深度剖面，以及降水為原來兩倍時的(c)海溫和(d)鹽度的時間-深度剖面。控制個案可參考圖10。

海洋混合層內的平均海溫、鹽度變化的情形與觀測的結果差異不大。在研究過程中，著者發現海水輻射參數化方法，對模擬海溫的影響很大，如何選擇一個合適的參數化方法，仍值得作進一步的探討。

未來將進一步利用本模式和一維的大氣邊界層模式偶合，進一步探討一維海氣偶合

邊界層的研究，並用於實際觀測資料的模擬。

### 致 謝

本研究是在國科會研究計畫編號NSC86-2111-M-002-007-AP3的支助下完成。特別感

謝Hakuho觀測船的所有工作人員。研究進行中，美國普度大學商文義教授在模式發展、NASA隋中興教授，以及主編和兩位審查者提供許多寶貴的意見，特此致謝。

## 參考文獻

- 吳清吉與賈新興, 1992: 海洋大氣邊界層和海洋上層混合層一維偶合模式研究, *大氣科學*, **20**, 363-386.
- Anderson, S. P., R. A. Weller, and R. B. Lukas, 1996: Surface buoyancy forcing and the mixed layer of the western Pacific warm pool: Observations and 1 D model results. *J. Climate*, **9**, 3056-3085.
- Bjerknes, J., 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, **18**, 820-829.
- Bradley, F., and R. Weller, 1995: Joint workshop of the TOGA COARE flux and atmospheric working groups, Boulder, Colorado, USA, 11-13 July 1995.
- Cayan, D. R., 1992: Latent and sensible heat flux anomalies over the northern ocean: The connection to monthly atmospheric circulation. *J. Climate*, **5**, 353-389.
- Coppin, P. A., E. F. Bradley, I. J. Barton, and J. S. Godfrey, 1991: Simultaneous observations of sea surface temperature in the western equatorial Pacific ocean by bulk, radiative and satellite methods. *J. Geophys. Res.*, **96**, 3401-3409.
- Deardorff, J. W., 1980: Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three dimensional model. *Bound. Layer Meteor.*, **18**, 495-527.
- Fairall, C. W., E. F. Bradley, D. P. Rogers, J. B. Edson, and G. S. Young, 1996: Bulk parameterization of air-sea fluxes for TOGA COARE, *J. Geophys. Res.*, **101**, 3747-3764.
- Gaynor, J. E., and C. F. Ropelewski, 1979: Analysis of the convectively modified GATE boundary layer using *in site* and acoustic sounder data. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 985-993.
- Godfrey, J. S., and A. C. M. Beljaars, 1991: On the turbulent fluxes of buoyancy, heat, and moisture at the air-sea interface at low wind speeds. *J. Geophys. Res.*, **96**, 22043-22048.
- Gosnell, R. C., W. Fairall, and P. J. Webster, 1995: The sensible heat of rainfall in the tropical ocean. *J. Geophys. Res.*, **100**, 18437-18442.
- Johnson, H. J., and M. E. Nicholls, 1983: A composite analysis of the boundary layer accompanying a tropical squall line. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 308-319.
- Jerlov, N. G., 1968: *Optical oceanography*, Elsevier, 194 pp.
- Katsaros, K. B., 1980: The aqueous thermal boundary layer. *Bound. Layer Meteor.* **18**, 107-127.
- Large, W. G., J. C. McWilliams, and S. Doney, 1994: Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Rev. Geophys.*, **32**, 363-403.
- Liu, W. T., K. B. Katsaros, and J. A. Businger, 1979: Bulk parameterization of the air-sea exchange of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1722-1735.
- Lukas, R., and E. Lindstrom, 1991: The mixed layer of the western equatorial Pacific ocean, *J. Geophys. Res.*, **96**, 3343-3357.
- Mellor, G. L., and P. A. Durbin, 1975: The structure and dynamics of the ocean surface mixed layer. *J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 718-728.
- Mellor, G. L., and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problem. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851-875.
- Morel, A., and D. Antoine, 1994: Heating rate within the upper ocean in relation to its bio-optical state. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 1652-1665.
- Moum, J. N., D. R. Caldwell, and C. A. Paulson, 1989: Mixing in the equatorial surface layer and thermocline. *J. Geophys. Res.*, **94**, 2005-2021.
- Ostapoff, F., and S. Wortherm, 1974: The interdiurnal temperature variation in the upper ocean layer. *J. Phys. Oceanogr.*, **4**, 601-612.

- Paulson, C. A., and J. J. Simpson, 1977: Irradiance measurements in the upper ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **7**, 952-956.
- Peters, H., and M. C. Gregg, 1987: Equatorial turbulence: Mixed layer and thermocline. Proc. Aha Huliko'a Hawaiian Winter Workshop, Honolulu, HI, University of Hawaii at Manoa, 25-45.
- Peters, H., M. C. Gregg and J. M. Toole, 1988: On the parameterization of equatorial turbulence. *J. Geophys. Res.*, **93**, 1199-1218.
- Price, J. F., 1979: Observations of a rain formed mixed layer. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 643-649.
- Price, J. F., R. A. Weller, and R. Pinkle, 1986: Diurnal cycling: observation and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling and wind mixing. *J. Geophys. Res.*, **91**, 8411-8427.
- Sprintall, J., and M. Tomczak, 1992: Evidence of the barrier layer in the surface layer of the Tropics. *J. Geophys. Res.*, **97**, 7305-7316.
- Sui, C.-H., X. Li, K.-M. Lau, and D. Adamec, 1997: Multiscale air-sea interactions during TOGA COARE. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 448-462.
- Sun, W. Y., and Y. Ogura, 1980: Modeling the evolution of the convective planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1205-1227.
- Tsukamoto, O., and H. Ishida, 1995: Turbulent flux measurements and energy budget analysis over the equatorial Pacific during TOGA-COARE IOP. *J. Met. Soc. Japan*, **73**, 557-568.
- Walker, G. T., 1928: World weather, III. *Mem. R. Meteor. Soc.*, **2**, 97-106.
- Webb, E. K., G. I. Pearman, and R. Leuning, 1980: Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transport. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **106**, 85-100.
- Webster, P. J., and R. Lukas, 1992: TOGA-COARE: The coupled ocean-atmosphere response experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1377-1416.
- Weller, R. A., and S. P. Anderson, 1996: Surface meteorology and air-sea fluxes in the western equatorial Pacific warm pool during the TOGA-COARE. *J. Climate*, **9**, 1959-1990.
- Woodcock, A. H., 1940: Convection and soaring over the open sea. *J. Mar. Res.*, **3**, 248.
- Woodcock, A. H., and Stommel, H., 1947: Temperatures observed near the surface of a fresh water pond at night. *J. Meteor.*, **4**, 102-105.
- Young, G. S., D. V. Ledvina and C. W. Fairall, 1992: Influence of precipitant convection on the surface energy budget observed during a tropical western Pacific ocean. *J. Geophys. Res.*, **97**, 9595-9603.

# **Air-Sea Eddy Fluxes and the Mixed Layer of the Western Equatorial Pacific : Observations and One-Dimensional Model Simulation**

**Hsin-Hsing Chia** <sup>1,2</sup>      **Ching-Chi Wu** <sup>1</sup>

<sup>1</sup>**Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University**

<sup>2</sup>**Weather Forecast Center, Central Weather Bureau, Taiwan**

( Manuscript received 8 April 1998 , in final form 1 June 1998 )

## **ABSTRACT**

The Observational data of the R/V Hakuho-maru during TOGA-COARE IOP was used to investigate the variability of air-sea eddy fluxes and the oceanic mixed layer (OML). The results from the one-dimensional OML model were compared with the observations in this study.

When the convection occur, the incoming shortwave radiation decrease. As the air-sea temperature difference and the wind stress increase, the sensible heat flux and latent heat flux increase. The momentum flux influence the evolution of OML. The diurnal variability of sea surface net heat flux causes diurnal variability of OML. Both in the observation and the model result show that a barrier layer forms due to heavy rain.

The barrier layer does increase the stability of the OML and slow down the growth of OML. The predicted SST, the diurnal variation of the OML and the barrier layer due to large amount of precipitation were simulated reasonably in this model.

**Key words:** Air-sea eddy fluxes, Oceanic mixed layer, Sea surface temperature.