

以熱帶海洋大氣耦合模式模擬 El Niño/Southern Oscillation (二)耦合模式的進一步測試

吳明進 張欽雄

國立臺灣大學大氣科學研究所

(中華民國八十六年一月二十一日收稿；中華民國八十六年十月九日定稿)

摘 要

張與吳(1997)以淺水方程海洋模式與 Gill(1980)型態的大氣模式為基礎，建立熱帶海洋大氣耦合模式來模擬 El Niño/Southern Oscillation(ENSO)。結果顯示該耦合模式對於二種典型的 El Niño 演化都能夠有良好的模擬，本文則針對此耦合模式作進一步的測試。

首先將模式的南北邊界由 $20^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 改為 $30^{\circ}\text{S}\sim 30^{\circ}\text{N}$ ，模式結果顯示羅士貝波有明顯的頻散現象且前沿有明顯折回現象。在加強海洋對大氣的加熱效率和大氣對海洋表面風吹作用的實驗中，發現兩者皆代表大尺度海氣交互作用加強，模擬的結果顯示都會使系統移速加快，擾動更加侷限在赤道附近。而由加強非絕熱加熱的實驗指出，過度的非絕熱加熱易使系統趨於不穩定。若忽略溫度垂直平流作用，實驗結果顯示系統移動緩慢，海洋羅士貝波沒有往赤道折回現象。在考慮海洋垂直溫度平流對海面溫度變化影響的實驗中，分別以混合層垂直速度來平流垂直溫度梯度與以混合層厚度參數化來代替。結果顯示，以混合層厚度參數化垂直平流作用，會引發系統產生新的暖池與冷池且隨時間東移；而以混合層的垂直速度及溫度梯度參數化的垂直平流和以混合層厚度參數化的結果類似，但實驗結果以混合層厚度來參數化湧升效應可能較適合。為探討南北半球非對稱熱源對海氣系統強迫的影響，將暖水異常往北移 5 度，結果顯示，模式最初會有南北非對稱的結構，但系統會逐漸調整成對稱結構。在加入信風氣候場的實驗結果指出：信風的張弛，海氣系統的反應和西風爆發的結果相同；信風氣候場的存在能阻止海氣系統的東移，使系統呈現滯留的平衡

狀態。說明信風氣候場的存在為維持非 El Niño 狀態的主要機制之一。在西太平洋給予北風擾動，用來模擬深入熱帶地區的東亞寒潮對熱帶海氣系統強迫。結果顯示，西太平洋的北風爆發和西風爆發的結果相同，都可能產生 1972/73 年型態的 El Niño。

此外，在將模式海洋改成 $2\frac{1}{2}$ 層的實驗指出，海洋第二斜壓模和決定系統擾動傳播速度以及能量侷限於赤道地區的現象有關。

關鍵詞：模式參數、初始場、 $2\frac{1}{2}$ 層海洋模式

一、前言

El Niño/Southern Oscillation, (ENSO) 是熱帶海洋和大氣交互作用的結果。複雜的大氣和海洋運動過程與能量、動量轉換過程，使得求取 ENSO 現象的解析解為不可能，也使得要模擬和預測 ENSO 現象常不得不借助大氣環流模式和海洋環流模式的耦合系統。然而這種數值模擬方法因過於複雜，一般反而不能得到較為清晰的物理過程，因而無法深入去探討 ENSO 的物理。因此在 ENSO 的研究和預報上，常設計一個把大氣和海洋這兩種介質的運動簡化，得到較易被了解卻又一定程度上反應現象本質的中階模式 (Intermediate model)。過去的研究 (Hirst(1986)、Zebiak and Cane(1987)、Battisiti(1988)) 多採用結合以淺水方程海洋模式和 Gill(1980) 型態的大氣模式為基礎的耦合模式。不同的耦合模式的研究，使用不同的熱力方程組、物理參數和不同的初始場，各從其結果提出 ENSO 發生、演化的理論。

張與吳(1997 本文 part I) 也結合了淺水方程海洋模式和 Gill(1980) 型態的大氣模式，建立了熱帶海洋大氣耦合模式，模式所使用的大氣和海洋模式之方程組及海面溫度熱力方程組如附錄所示。

模式海洋的東西邊界採反射性邊界，而南北方向上選用海綿吸收邊界。大氣東西向選擇週期性邊界，而南北邊界則與海洋相同。

模式所模擬的區域範圍，海洋為從東經 120 度至西經 80 度，南北方向為南緯 20 度至北緯 20 度，即太平洋熱帶海域，各分成 160 點與 40 點，每點間隔為 1 度，模式中心位置為西經 160 度的赤道上，其網格點為 (81, 21)。大氣的區域在南北方向上與海洋相同，東西方向上則為整個緯度圈，大氣的網格間距為 2 度。

用此模式模擬 ENSO 的結果顯示，此一簡單的海氣耦合模式在不同的初始場下能夠適切的模擬 1972/73 和 1982/83 兩種典型的 El Niño 的演化，此與 Philander et al.(1984)，Zebiak and Cane(1987)，Battisiti et al.(1989)，Hirst(1986) 等在使用不同的熱力方

程組及不同的初始場下能模擬到不同典型的 ENSO 的情況相似。

理論上的分析(巢, 1993)指出, 這種簡化的海氣耦合系統其擾動的穩定度、傳播的方向以及振盪的週期, 與其海氣模式之物理參數和初始條件有密切關係。爲了更深入了解 ENSO 的形成機制與演化過程, 本文即利用此一模式爲基礎, 進一步測試加大模擬範圍、各種物理參數以及各種初始條件對於模式的影響。

此外, 原來的海洋模式爲僅包含混合層與艾克曼層的 $1\frac{1}{2}$ 層模式, 由於艾克曼層只用以向上對大氣加熱而驅動大氣, 及向下產生吹送作用將大氣動量傳至海洋驅動洋流, 本身並無完整的動力與熱力結構, 故海洋只具單一海洋垂直斜壓模。實際的海洋有明顯的分層結構, 許多證據顯示須有更多的海洋垂直模, 才能更確切的模擬和 SST 變化密切相關的斜溫層移動(Chen et al., 1995)。爲了了解第二斜壓模對系統的影響, 故模式測試中在混合層下加入一層以模擬斜溫層厚度, 使模式變成 $2\frac{1}{2}$ 層海洋模式。因而海氣耦合模式可以模擬兩組斜壓模的特徵。

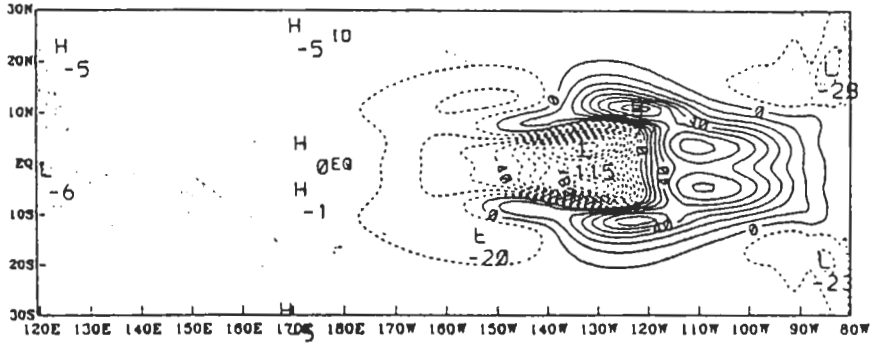
本文第二章描述增加南北邊界範圍後的耦合模式, 第三章爲對各類參數敏感度測試的結果, 第四章爲模式對各類初始場的反應結果, 第五章爲雙層海洋模式, 第六章總結與討論。

二、南北邊界範圍的影響

原先的耦合模式(張與吳 1997 本文 part I)所模擬的海洋範圍爲 $20^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{N}$, 爲了使模式能更完整模擬系統在較高緯度的特徵, 也避免系統能量被南北海綿邊界的吸收, 而將南北邊界改爲 $30^{\circ}\text{S}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 。

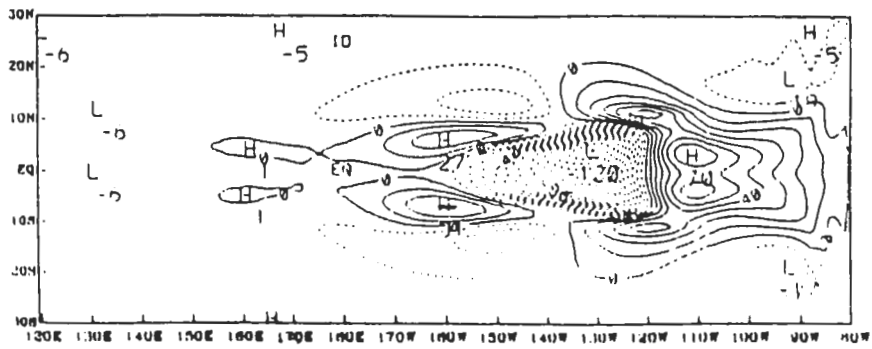
圖 1 爲將原來南北邊界加大後在太平洋中央赤道上給予一對稱性熱源 ($T_{\text{sfc}}(x, y) = 2 \cos \frac{(x-81)\pi}{20} \cos \frac{(y-31)\pi}{20}$, $x = 71 \sim 91, y = 21 \sim 41$) 時, 耦合模式斜溫層深度的變化圖, 從短時間來看, 可以看到羅士貝波(圖中位於熱源西方南北兩側成對稱區, 並向西移動部份), 向高緯傳至南北緯約 15 度處後, 其前沿向赤道折回並與原羅士貝波母體脫離, 而獨立於斜溫層深度負距平區西邊赤道兩側, 並逐漸西移後, 再與整個系統一齊向東移, 這種羅士貝波分裂現象, 可能是羅士貝波頻散現象的表徵。這種特徵在南北邊界爲 $20^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 的模式中並看不見(能量在南北邊界, 被海綿吸收邊界吸收), 由羅士貝波明顯的波動傳播特徵, 可看出海洋動力在海氣系統中有相當大影響。當模式積分至較長的時間可看到南北邊界爲 $30^{\circ}\text{S}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 的特徵, 與南北邊界爲 $20^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 的模式的特徵一致, 即海氣系統仍呈波動的狀態向東傳播, 除此之外, 在熱源東側會引發東風, 在西側會引發西風, 且暖池西側會導引一冷池及斜溫層深度負距平區, 並且無論是東風區、西風區、暖池、冷池、斜溫

45day



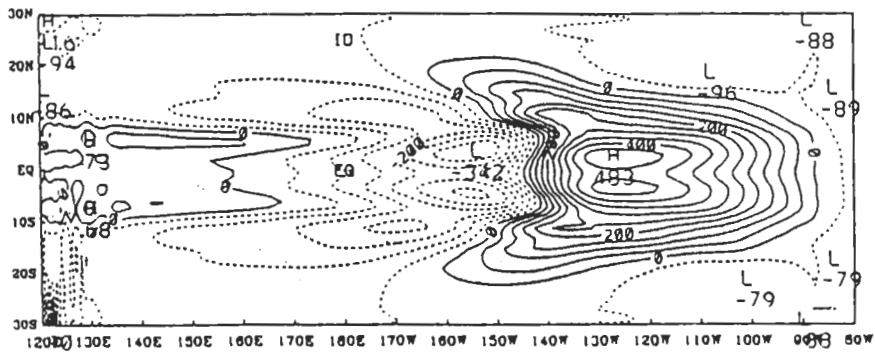
OCE H

60day



OCE H

180 day



OCE H

540 day

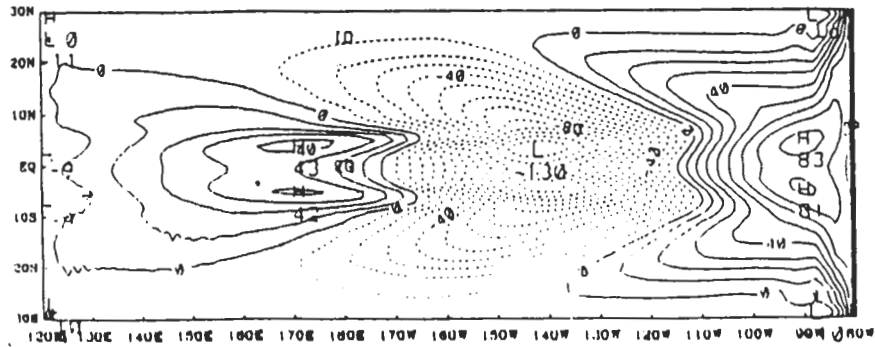


圖1 海洋混合層厚度距平場隨時間的演化(參考場), 單位為 10^2 m。

層深度正距平區及負距平皆隨著時間東移，並且暖池東邊的凱爾文波也在東邊界形成邊界凱爾文波向南北邊界傳播，此與南北邊界為 $20^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 的結果相同。在此結果中除了將邊界加大外並未對模式做任何的處理，吾人將此結果當作之後其他測試的參考場(所使用的所有參數皆列於表(一))。

表一 模式所使用的數值方法、網格及各類參數。

時間差分方法 : Leapfrog scheme
網格 : Arakawa C grid
每 199 時間步 run Forward scheme

海洋模式所採用的各類係數：

空間網格 $\Delta x = 110000.0 \text{ m}$
 $\Delta y = 110000.0 \text{ m}$
時間間隔 $\Delta t = 3600 \text{ sec}$
海水密度 $\rho = 1024 \text{ Kg}/\text{m}^3$
衰減係數 $\gamma = 1./(\text{100 day})$
冷卻係數 $\alpha = 1./(\text{200 day})$
 $\gamma_s = 1./(\text{3 day})$
混合層相當深度 $H1 = 125 \text{ m}$
深洋層相當深度 $H2 = 100 \text{ m}$
表面層深度 $Hs = 50 \text{ m}$
混合層縮減重力 $G1' = 0.0232 \text{ m}/\text{s}^2$
深洋層縮減重力 $G2' = 0.011 \text{ m}/\text{s}^2$
風切吹送係數 $Rcd = 6.4 \text{ E} - 4$
非絕熱加熱率 $Q = 0.00000001 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{每次}$
湧升效應參數係數 $\delta = 1.0 \text{ E} - 6$

東西邊界 固定式反射性邊界
南北邊界 海棉吸收邊界
執行大氣模式時間：86400 秒執行一次

大氣模式所使用各類參數

空間網格 $\Delta x = 220000.0 \text{ m}$
 $\Delta y = 220000.0 \text{ m}$
時間間隔 $\Delta t = 1200 \text{ sec}$
衰減係數 $\gamma = 1./(\text{5 day})$
相當厚度 $Ha = 60 \text{ m}$
縮減重力 $G' = 1. \text{ m}/\text{s}^2$
加熱係數 $Cq = 5. \text{ E} - 5$
東西邊界 週期性邊界
南北邊界 海棉吸收邊界

三、各類參數對耦合系統的影響

爲了了解海氣耦合模式中各個物理參數對系統的貢獻，及對於 ENSO 形成與演化的影響，分別針對 SST 加熱大氣的加熱係數 C_q 、風吹送係數 Rcd 、SST 的非絕熱加熱強度 Q 、水平溫度平流效應、垂直溫度平流效應、斜溫層深度參數化湧升流效應等做敏感度測試。

首先測試 SST 對大氣加熱率 (C_q) 變化對系統的影響，由於海洋藉 SST 透過潛熱釋放、長波輻射及可感熱傳送等方式，將海洋的能量傳送到大氣加熱並驅動大氣，而這三種能量傳

送方式皆與 SST 成正比(在此暫不考慮風速對潛熱釋放的影響),故在本海氣模式中,以加熱係數 C_q 來參數化加熱效應即: $Q = C_q \times T_s$, Q 為對大氣的加熱量, T_s 為 SST。若將加熱強度由參考場的 $C_q = 5.E - 5$ 提高至 $C_q = 2.5E - 4$ 結果如圖 2 所示,系統的移動速度由參考場的 0.0707m/s 加快至 0.5988m/s,另外系統的波長減小,能量也較侷限於赤道附近而無法傳播至較高的緯度。

其次測試摩擦係數變化對系統的影響,由於大氣透過風場吹送洋流,將動量傳給海洋,所以風吹參數化的選定不同,則動量傳送的程度就會改變也就會影響模擬的結果。風吹所產生的摩擦力 $\tau^x, \tau^y = R_{cd} * U_a, V_a$, 其中 U_a, V_a 為大氣風速。將風吹係數 $R_{cd}=6.4E-4$ 提高至 $R_{cd}=3.2E-3$, 則其結果如圖 3 所示,系統波長變小,且東移速度由參考場的 0.0707m/s 加快至 0.5988m/s,擾動振幅的成長也比參考場來得快,且較集中於赤道附近,羅士貝波的特徵也限制於較低緯度。此乃因為增加風吹效應,即加強洋流流速,造成暖池兩側的流場的輻合效果加強,壓縮東西方向的尺度,同時也給暖池帶來更強的沈降作用;故波長會變短、移速加快、擾動加強。此與 Hirst(1986)提到當增強風吹效應或加熱效果時,系統的不穩定度會加強的看法是一致的。

若和大氣加熱係數的測試做比較,若將個別的加熱率 C_q 與摩擦率參數 R_{cd} 同樣加強五倍效果來比較,發現兩者無論是結構特徵、系統移速和波長兩者幾乎一樣,此說明對大氣的加熱與加大風吹效應雖然是作用在不同介質上,但實質上兩者所產生的反應,對整體系統而言是相同的,此乃因為加大加熱率則大氣環流會被加強,而大氣環流加強則所產生的摩擦力就增強,兩者互為因果關係。

在熱力方程的測試方面:完整的海洋模式(參考場使用的熱力方程)表面層的熱力方程為

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = -U_{sfc} \frac{\partial T_s}{\partial x} - V_{sfc} \frac{\partial T_s}{\partial y} - W \frac{\partial T_s}{\partial z} + Q$$

其中右側前二項為水平溫度平流項,第三項為垂直溫度平流項,第四項為非絕熱項。為了解各項熱力過程對系統所產生的影響,在此逐一個別的測試。

由於本海氣耦合系統並非保守系統,能量會從南北邊界離開模擬區域,尤其是東邊界的邊界凱爾文波,其往南北邊界外傳送能量的幅度最大,能量的流失將使系統逐漸衰減,為了使模式能模擬較長的時間,故需給予系統能量來源;在真實狀況下海氣系統的能量來源主要為來自太陽的短波輻射,對於表層海水的增溫,其加熱效果隨季節的變化與緯度的差異而不同,在本模式中乃於模擬範圍中對每一點給予固定且相同的加熱值($Q=1E-8 \text{ } ^\circ\text{C}/60s$),使之在不影響系統的變化下,能降低衰減的速率。當將加熱值由每次的 $1E-8 \text{ } ^\circ\text{C}/60s$ 提昇至 $1E-6 \text{ } ^\circ\text{C}/60s$ 時,在積分較長時間後,發現模式呈不穩定狀態(圖 4),不僅各點的數值改變,且其

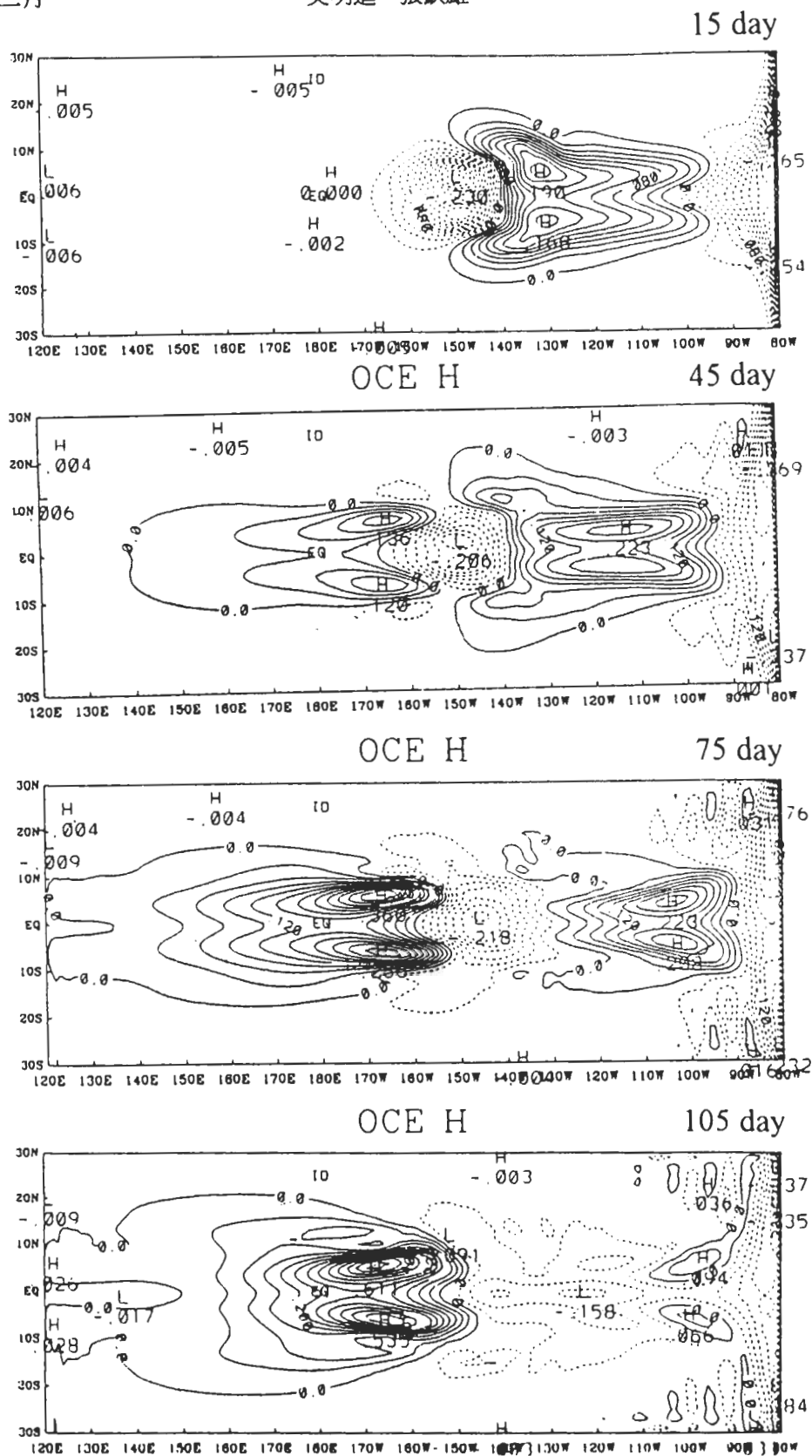


圖 2 海洋混合層厚度距平場隨時間的演化(加大對大氣加熱效果)，單位為 $10^{-2} m$ 。

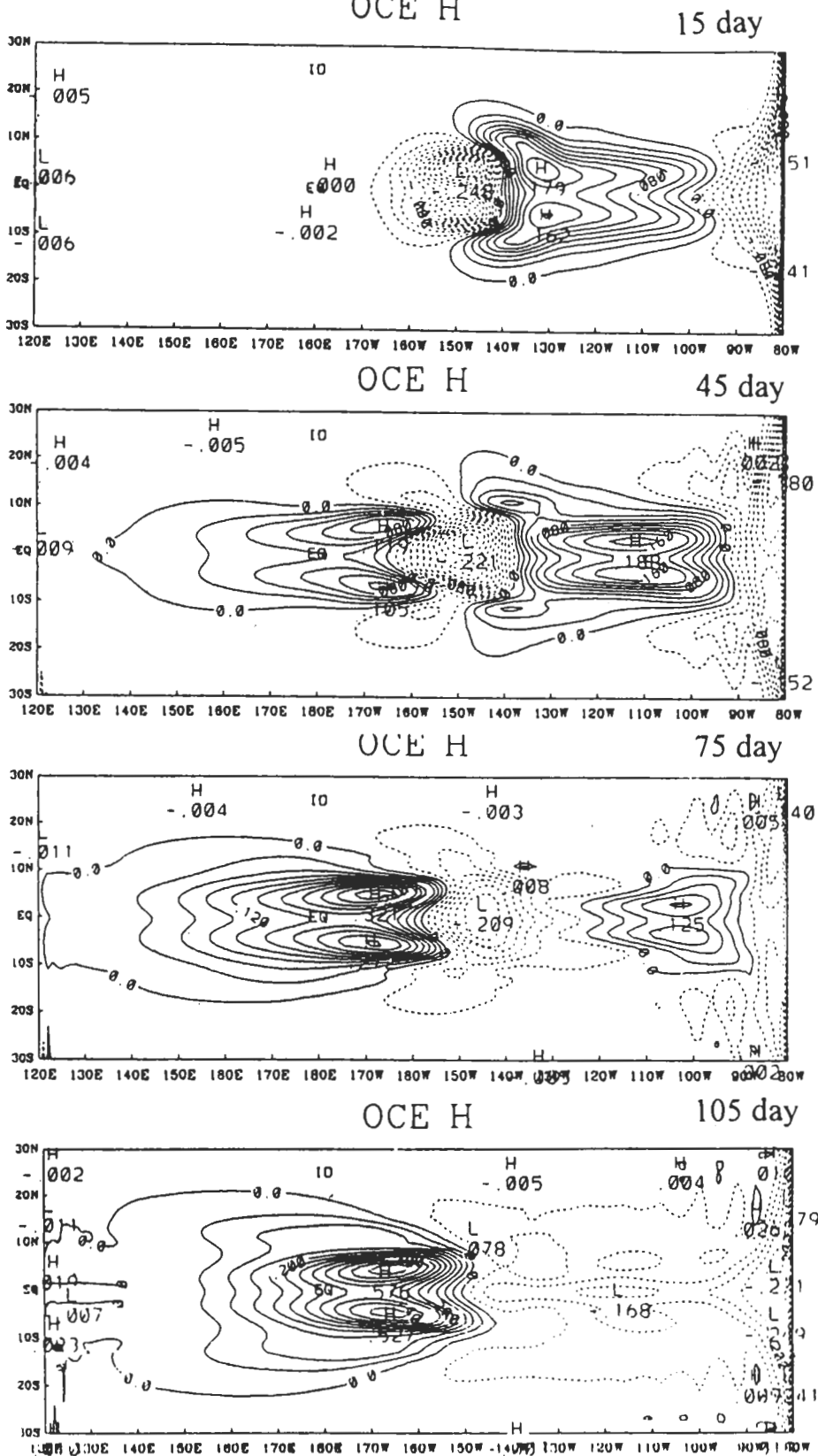
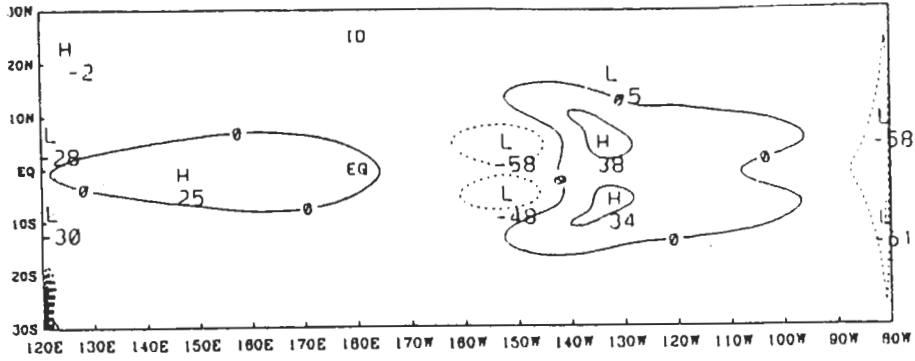


圖3 海洋混合層厚度距平場隨時間的演化(加大風吹效應), 單位為 10^{-2} m。

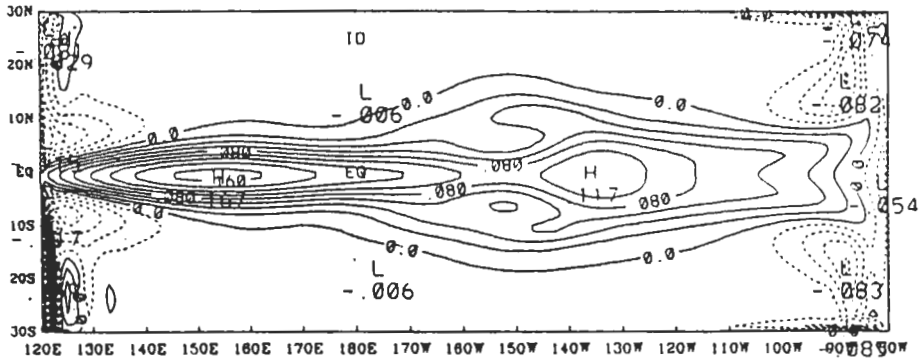
OCE H

15 day



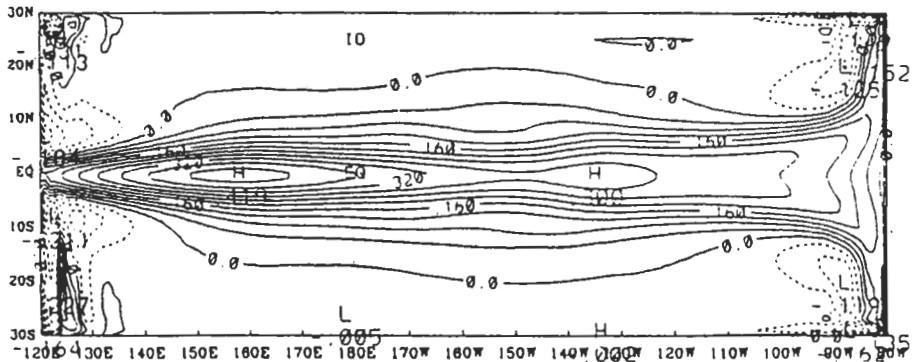
OCE H

45 day



OCE H

75 day



OCE H

105 day

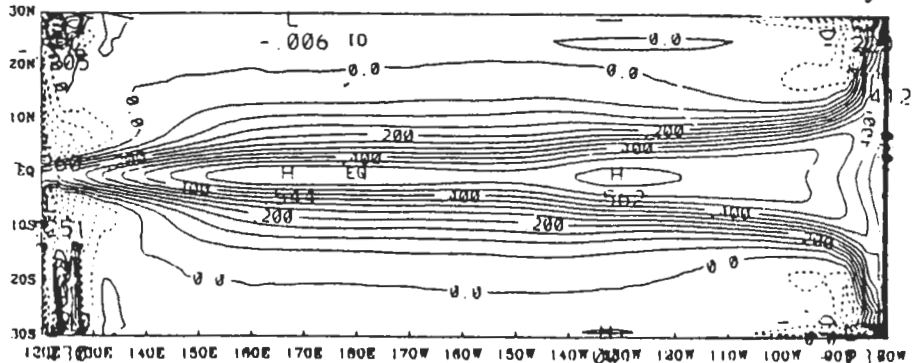


圖 4 海洋混合層厚度距平場隨時間的演化(SST 非絕熱加熱), 單位為 10^{-2} m。

特徵也改變，原本的波動結構消失，取而代之的為一長帶正異常。此說明加熱率的強弱會導致系統呈不穩定成長或衰減現象。

若將湧升效應忽略而單獨考慮水平溫度平流效應時，熱力方程改為

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = -U_{sfc} \frac{\partial T_s}{\partial x} - V_{sfc} \frac{\partial T_s}{\partial y} + Q$$

模式測試結果如圖 5 所示，在這種以水平溫度平流來主導一切的條件下，發現斜溫層深度擾動中心移動速度減慢，羅士貝波也沒有明顯往赤道折回現象，沿赤道斜溫層深度場也不像參考場會陸續產生新的正距平與負距平結構，此說明湧升流的存在是造成在赤道中、西太平洋產生新的正距平區與負距平區的主因，而單獨的水平溫度平流，造成海面溫度擾動侷限赤道區(圖略)。

若忽略水平溫度平流與斜溫層變化對 SST 的影響，而測試垂直溫度平流對系統的貢獻，則熱力方程改為：

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} \propto -\delta(W) \frac{\partial T_s}{\partial z}$$

假設海面溫度與斜溫層之下有 5 °C 的溫度差，由垂直運動來平流這樣的溫差。當有湧升流時，則從下層帶來冷水而有冷卻效應，當有沈降流時，則暖水下沉對下層增溫但對 SST 並無任何的作用，其模式的混合層變化結果如圖 6。在混合層厚度變化上，在開始時與參考場的狀況相同，即主系統與東西側的冷池皆建立並向東移動(速度緩慢)，且也有凱爾文波與羅士貝波。在經過長時間的演變後，羅士貝波正距平舌逐漸向西延伸，並在西邊界反射成正距平的凱爾文波向東回傳，其速度遠較主系統快。在溫度場上開始時亦在東西側建立新的冷池，但隨著時間的演化，原本的暖池逐漸消失，使全部的區域變成冷異常，此種錯誤的原因，乃在於這樣的熱力方程與以斜溫層的深度來參數化湧升效應不同，其缺少使系統增溫的機制，無論是湧升效應或是消散冷卻皆使系統降溫，而平流效果亦不能對系統增溫，故系統後來全變成冷異常。

在海洋熱力場中湧升流對表層海水溫度的分佈影響是非常大的，尤其在祕魯附近海域，其能將下層的冷水帶至表層使 SST 冷卻，於是在非 El Niño 時，祕魯附近海域的表面海水總比其南北兩側的水溫來得低，故湧升流的考慮是非常重要的。而斜溫層的加深對 SST 的影響，其一為產生下沉洋流使或降低湧升強度，其二為加厚斜溫層的厚度，使上下層的溫度梯度變小，故斜溫層的加深與 SST 的加溫有正相關。因此以斜溫層的深度來參數化湧升流的效應。若將水平溫度平流項與垂直溫度平流的效應忽略，而以斜溫層的深度來參數化湧升效應來主導 SST 的變化，則方程式改為：

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \gamma h + Q - \alpha T_s$$

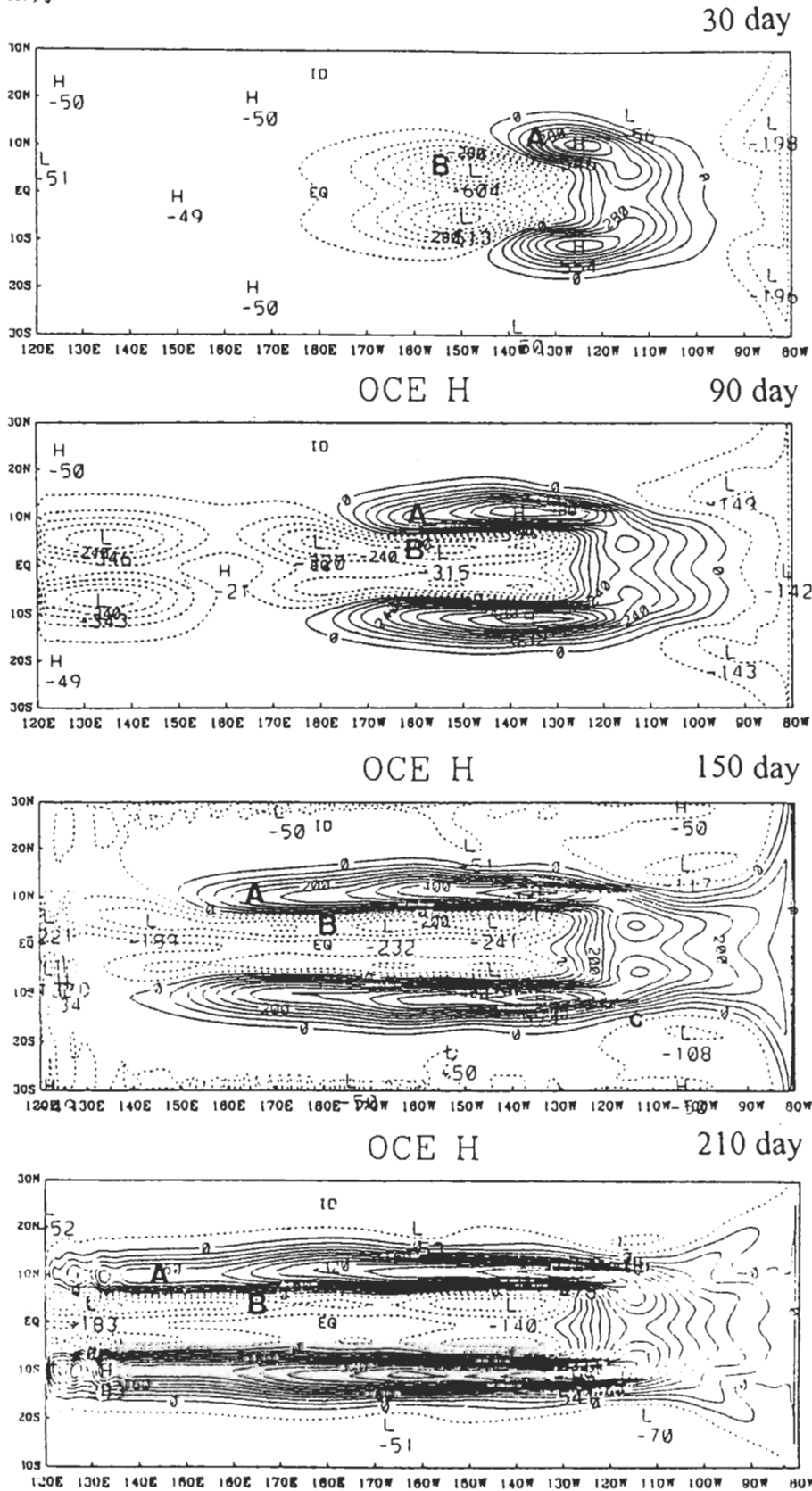
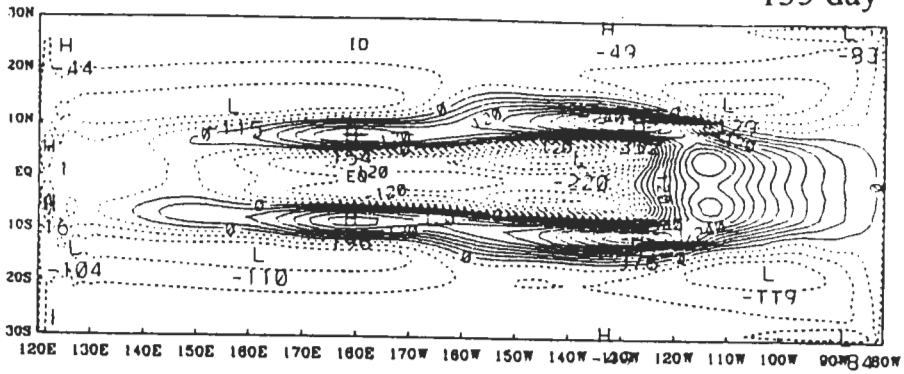


圖5 海洋混合層厚度距平場隨時間的演化(水平溫度平流效應), 單位為 10^{-2} m。

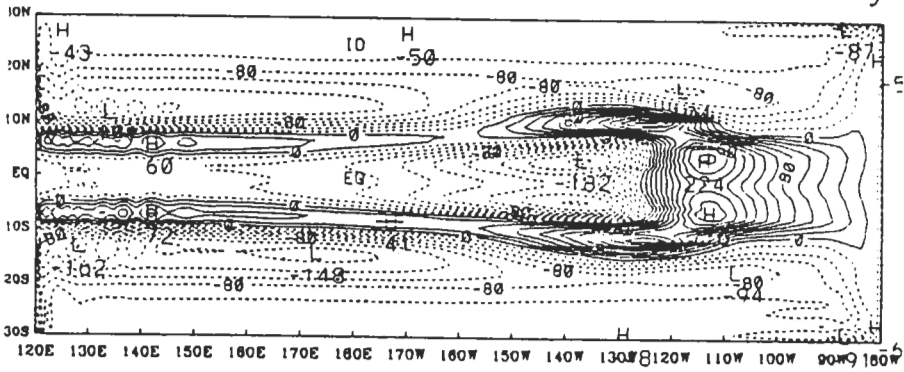
OCE H

135 day



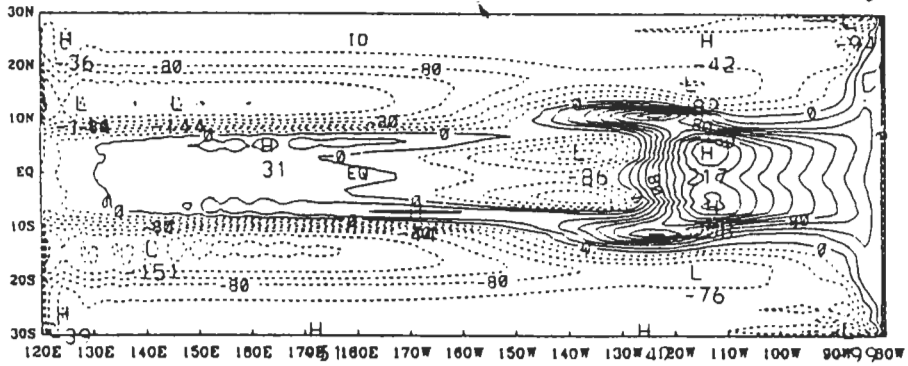
OCE H

270 day



OCE H

405 day



OCE H

540 day

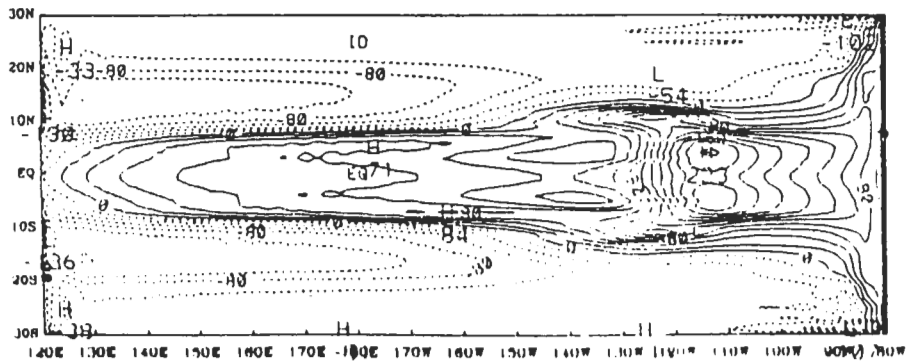


圖 6 海洋混合層厚度距平場隨時間的演化(垂直溫度平流效應), 單位為 $10^{-2} m$ 。

圖 7 為以斜溫層深度參數化湧升流測試結果，可見在各式的熱力效應測試中其與完整的熱力方程的結果最為接近，與完整的熱力方程比較，除了其移動速度較參考場來的快，大致上與參考場相似，此說明海氣耦合系統中乃以此主宰系統的移動。

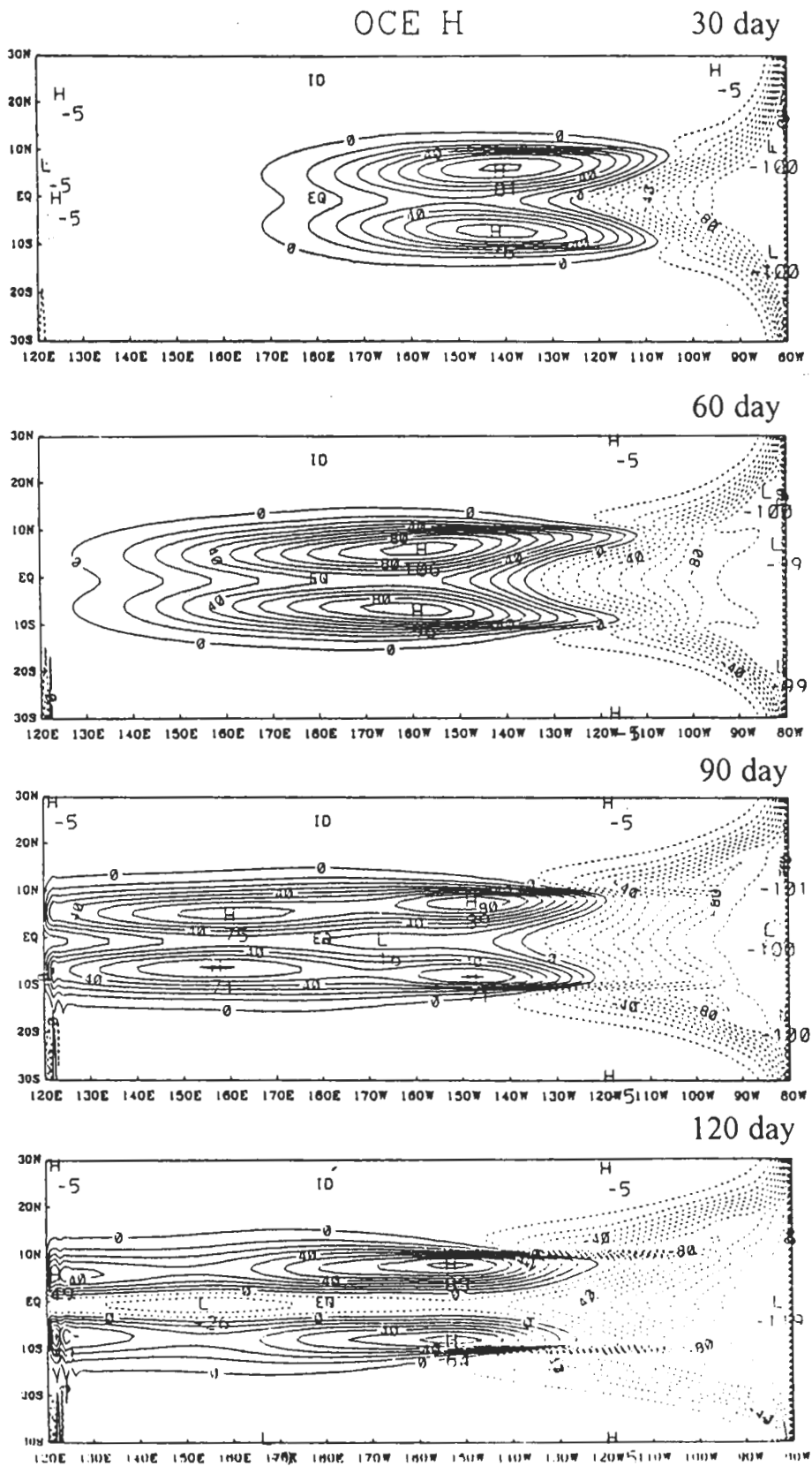
四、各類初始場的測試

發展海氣耦合模式的目的，即試圖利用此模式來模擬海洋或大氣在不同狀況下，會有何種反應及對天氣或氣候系統會有何影響，也可以藉此模式來模擬一些在真實地球所沒有的各類狀況，以從模式的結果可以了解大氣和海洋的一些特性。以下即對各類的初始場分別予以測試。

由於觀測上海水表面溫度(SST)並非相對於赤道呈南北對稱，為了解非對稱性加熱源對於海氣系統的影響，將加熱源中心往北移動 5 個緯度 ($T_{\text{sfc}}(x, y) = 2 \cos \frac{(x-101)\pi}{20} \cos \frac{(y-36)\pi}{20}$, $x = 91 \sim 111, y = 26 \sim 46$) (若將熱源往南移動，則結果相同，僅是對赤道做鏡射)，由圖 8 結果顯示，在模式初期，熱源所引發的系統特徵，在南北半球上為非對稱結構，在暖池西南方赤道附近所引發的正距平區(羅士貝波)，向西傳播速度比在北半球低水位區北方的正距平區來的快，同時也能傳播至西邊界，而北半球的正距平區被侷限在低水位區的北側，另外暖池右側的凱爾文波部份，在短時間內即調整至對稱結構，此乃因為凱爾文波是赤道波，其能量侷限在赤道上，故容易調整成對稱狀態。當積分較長至時間後，發現系統會自行調整至與參考場一樣南北對稱的特徵，此說明南北對稱的結構為海氣系統的穩定模。

在先前的模擬中，模式中皆僅處理距平場，而未考慮氣候場對系統的貢獻；然而氣候場的作用對暖池長期維持在西太平洋是相當重要的。在非 ENSO 年的時，在東、中太平洋為東風盛行區，藉其對洋流的吹送而產生北赤道流、南赤道流，而將東太平洋的質量傳至西太平洋，將質量累積在西太平洋上，其效果除了造成海面高度有東低西高，以及混合層東淺西深的作用外，其亦使海水表面溫度呈東冷西暖，並阻止暖池向東移動。故在 ENSO 年時暖池東移至中、東太平洋，其必須先克服氣候場如此的阻抗效應。

在中、東太平洋持續給予東風的吹送當作氣候的風場 ($U_a(x, y) = 20 \cos \frac{(x-121)\pi}{80} \cos \frac{(y-31)\pi}{20}$, $x = 81 \sim 161, y = 21 \sim 41$)，所模擬的結果如圖 9 所示，發現在西太平洋赤道二側的斜溫層將加深，而東太平洋赤道附近則變淺，同時，在西太平洋會有暖池出現，東太平洋則為冷池所主宰，同時，可看出由於信風的持續吹送，使西太平洋持續產生正距平羅士貝波，而此羅士貝波不斷地向西邊界傳送且反射成負距



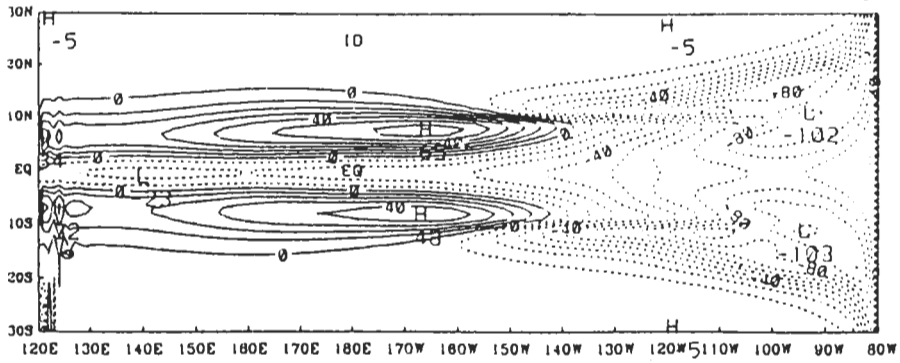
平的凱爾文波，而往東太平洋回傳並與東太平洋負距平場結合成一體。當積分時間夠久後這樣的結構會達穩定平衡的狀態。

若與張和吳(1997)西風爆發的個案做比較，可發現同樣都給予風場的初始擾動，但結果卻大異其趣，在信風吹拂中，系統會呈現穩定的平衡狀態，而在西風爆發中，則系統迅速以凱爾文波的形式，傳至東邊界且反射成羅士貝波，而促成 ENSO 的發生。如此的差異更加明顯的告訴我們：在這樣由西向東做自旋的地球上，熱帶大氣與海洋的交互作用的結果是東西向不對稱的，其系統會向東移動；而由大尺度系統所建立的氣候場，將阻止耦合系統的東移，並將暖池侷限在西太平洋，而東太平洋為冷水區。

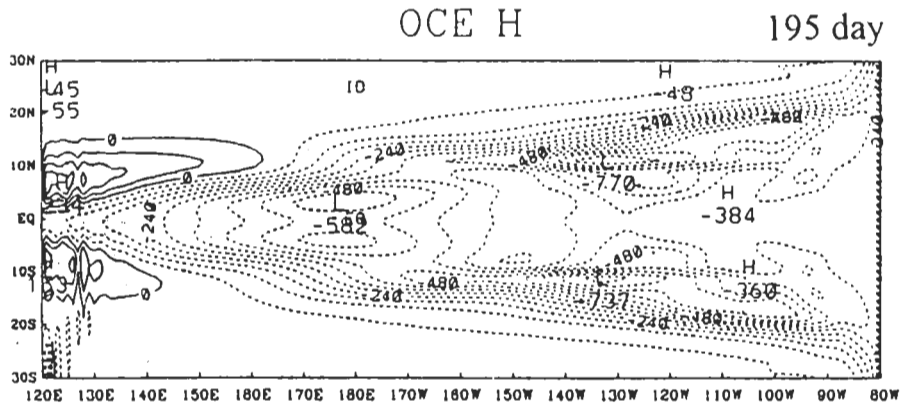
在經過四個月的東風吹送後，吾人以其平衡狀態當作初始場，從新做時間積分(即停止信風的吹送作用)，其結果如圖 10 所示，可發現由於信風吹送作用的消失，系統不再持續產生正距平羅士貝波，故可清楚見到羅士貝波逐漸西移的特徵，當所有的正距平羅士貝波消失後，系統由從東太平洋移來的負距平羅士貝波所主宰，而當負距平羅士貝波西移至西邊界後，便反射成正距平凱爾文波向東回傳，此負距平羅士貝波所反射的湧升凱爾文波，則由於沒有信風的阻擋，故可穿越原信風帶而傳播至東太平洋，並反射成正距平的羅士貝波並向西回傳，此結果與 Wyrski(1975)所提出的 El Niño 的形成機制吻合，此說明信風帶的存在，會在熱帶太平洋上，建立東西向的水位及 SST 梯度，而一旦信風帶消失，海洋即以凱爾文波的形式迅速東傳以平衡上述的梯度，而發生 El Niño 現象。信風的張弛和赤道西風的爆發，基本上海洋的反應相當類似。

在東亞冬季，時常會有寒潮爆發侵入西太平洋或南海，造成西風的爆發(Chu, 1988)。為了模擬此北風入侵對海氣耦合系統的影響，故在南海及西太平洋給予 10 天的北風吹送當作初始場，即($V_a(x, y) = 20 \cos \frac{(x-41)\pi}{80} \exp \frac{(y-61)\pi}{2.5}$, $x = 1 \sim 81, y = 41 \sim 61$)，結果發現(圖 11)雖然初始擾動區並非在赤道上，但很快的系統便會在赤道上建立起凱爾文波的特徵，且其第一波段為正距平區，第二波段為負距平區；第一波段迅速東移至東邊界，造成中美洲附近海域混合層迅速加深，並以羅士貝波的形式往西回傳，但受到第二波段低水位區的阻擋及海氣耦合系統本身為東移的特性，反射後的羅士貝波又逐漸東移，而其後的低水位區也如同其他的測試逐漸東移。

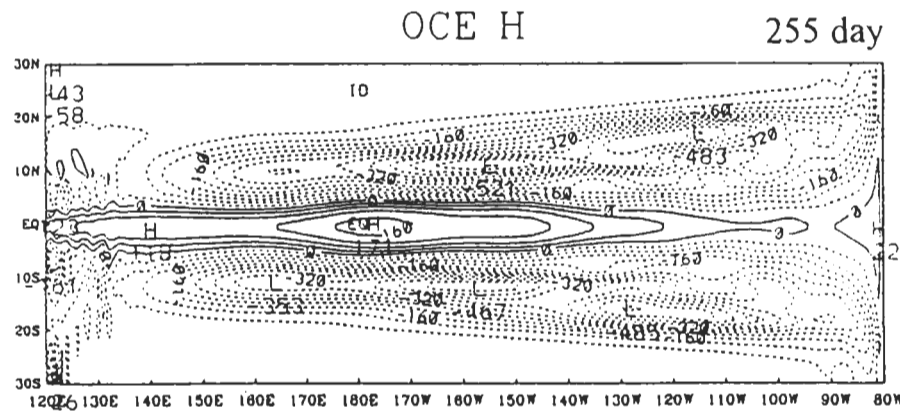
在模式初期，於擾動源東南側產生正距平的凱爾文波的同時，在擾動源的西側亦產生正距平的羅士貝波，且向西傳播至西邊界且被侷限在西邊界上。由模擬的結果與在 Part(I) 西風爆發的結果相比較，可看出其特徵相似，意即西風爆發與北風爆發有相似的結果。



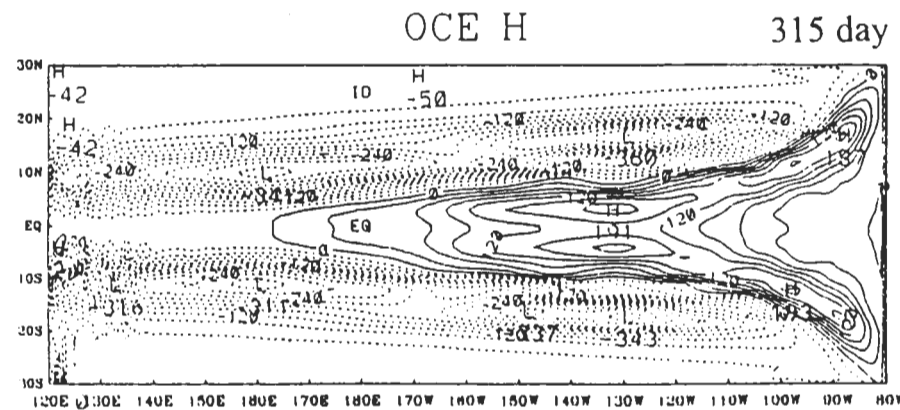
135 day



195 day

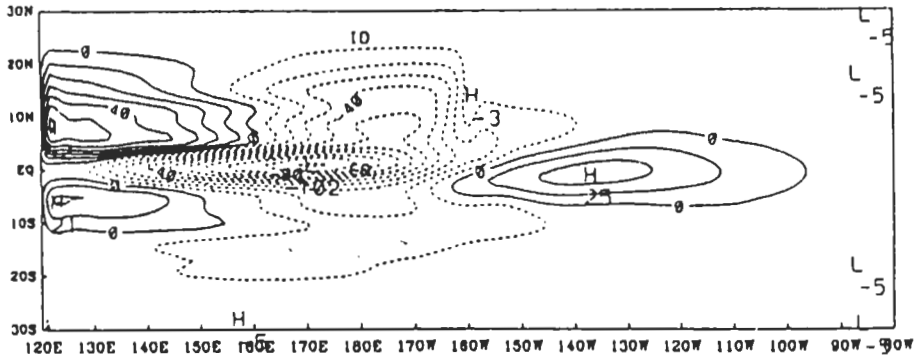


255 day



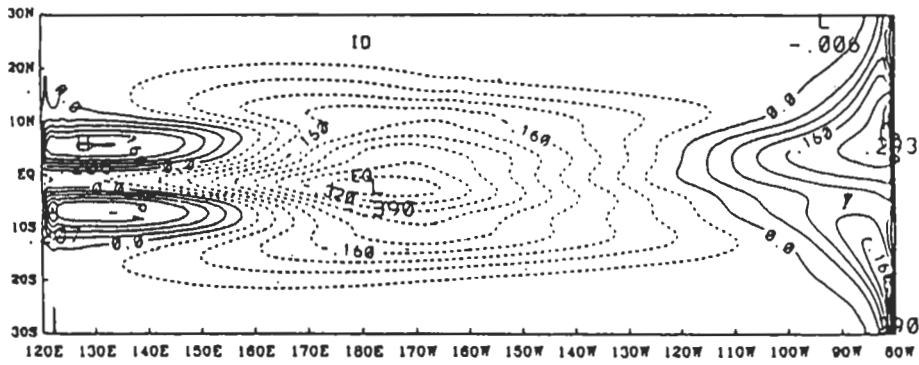
315 day

圖 10 海洋混合層厚度距平場隨時間的演化(信風結束後)，單位為 10^2 m。



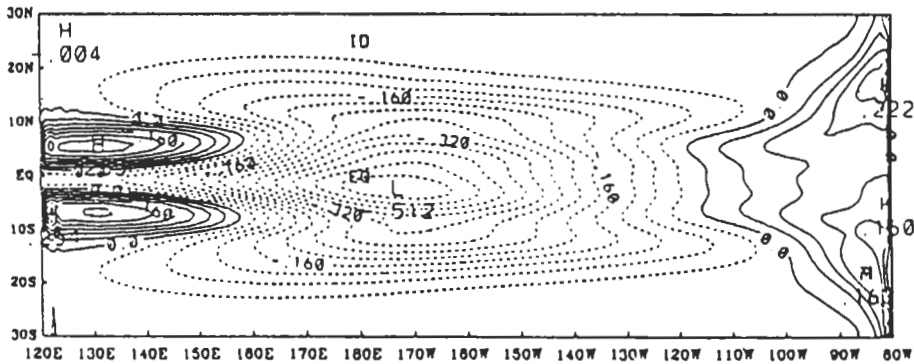
OCE H

60 day



OCE H

75 day



OCE H

90 day

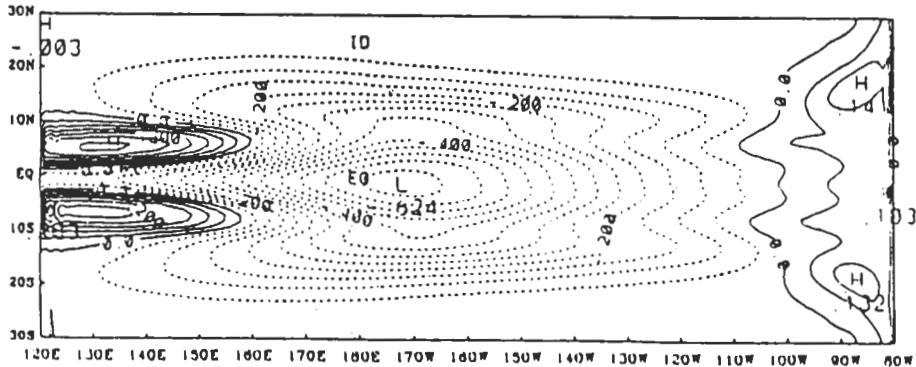


圖 11 海洋混合層厚度距平場隨時間的演化(北風爆發模擬), 單位為 10^2 m。

五、雙層海洋模式

海洋模式只有混合層與艾克曼層時為單層海洋模式，其方程式為：

$$\frac{\partial U}{\partial t} - \beta y V = -g' \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\tau^x}{\rho H_0} - \gamma U$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \beta y U = -g' \frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\tau^y}{\rho H_0} - \gamma V$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + H_0 \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) = -\gamma h$$

艾克曼層 SST 方程式為：

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = -U_{sfc} \frac{\partial T_s}{\partial x} - V_{sfc} \frac{\partial T_s}{\partial y} + \sigma h_2 - \alpha T_s$$

上述中的 U 、 V 、 W 、 h 、 H_0 分別代表單層模式中的緯向和經向流速、垂直運動速、高度擾動及相當深度， U_{sfc} 、 V_{sfc} 、 T_s 為表面層的緯向和經向流速、海水表面溫度， τ^x 、 τ^y 為水平摩擦力， g' 、 σ 、 Q 、 α 、 γ 分別為縮減重力、斜溫層參數化係數、非絕熱加熱率、溫度消散係數、摩擦消散係數。

模式中只有混合層有完整的動力與熱力結構，故模式只有單一垂直斜壓模。在原本的架構底下另外多加一層以模擬斜溫層厚度變化，使其能有第二個主要斜壓模的產生 (Chen et al., 1994)，其控制方程為

上層：

$$\frac{\partial U_1}{\partial t} - \beta y V_1 = -g'_1 \frac{\partial h_1}{\partial x} + \frac{\tau^x}{\rho H_1} - \gamma U_1$$

$$\frac{\partial V_1}{\partial t} + \beta y U_1 = -g'_1 \frac{\partial h_1}{\partial y} + \frac{\tau^y}{\rho H_1} - \gamma V_1$$

$$\frac{\partial h_1}{\partial t} + H_1 \left(\frac{\partial U_1}{\partial x} + \frac{\partial V_1}{\partial y} \right) + H_2 \left(\frac{\partial U_2}{\partial x} + \frac{\partial V_2}{\partial y} \right) = -\gamma h_1$$

下層：

$$\begin{aligned}\frac{\partial U_2}{\partial t} - \beta y V_2 &= -g'_1 \frac{\partial h_1}{\partial x} - g'_2 \frac{\partial h_2}{\partial x} - \gamma U_2 \\ \frac{\partial V_2}{\partial t} + \beta y U_2 &= -g'_1 \frac{\partial h_1}{\partial y} - g'_2 \frac{\partial h_2}{\partial y} - \gamma V_2 \\ \frac{\partial h_2}{\partial t} + H_2 \left(\frac{\partial U_2}{\partial x} + \frac{\partial V_2}{\partial y} \right) &= -\gamma h_2\end{aligned}$$

上述中的 U_1 、 V_1 、 h_1 、 H_1 分別代表海洋模式上層(混合層)中的緯向和經向流速，高度擾動及相當深度， τ^x 、 τ^y 為風的吹送力， g'_1 、 γ 分別為上層縮減重力、斜溫層參數化係數。 U_2 、 V_2 、 h_2 、 H_2 、 g'_2 分別代表海洋模式下層(斜溫層)中的緯向和經向流速、高度擾動及相當深度及縮減重力。

對於下層的設計異於混合層的動力特性，假設海面的風場的吹送作用不能深及此層，其主要的能量來源乃來自上層壓力的變化，透過靜力平衡 $p = \rho g(h + H)$ 而傳至此層，在二層的界面不再假設沒有起伏，而允許有垂直運動；兩層間的交互作用，乃上層藉重力項的作用來驅動下層的運動(如(9)、(10)式右側第一項)，而下層藉由輻合或輻散造成上下界面的隆起或低陷使上層的高度上升或下降((7)式第三項)，由於海洋有愈深其分層性愈弱的特徵，或是愈深其密度變化愈不明顯的特性，此表現在縮減重力上(Reduce Gravity)

$$g' = g \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} \text{ 其中 } \rho_1、\rho_2 \text{ 分別為海洋各分層的密度，在此取 } g'_1 = 0.0232, g'_2 = 0.011。$$

由於上下層的縮減重力不同，將使上下層的內重力波波速 $C = \sqrt{g'H}$ 也不同，上下的移動不再始終維持同相位。

在兩層海氣模式中使用與參考場相同的初始場發現，其上層結果(圖 12)在特徵上仍與單層海洋的海氣耦合模式的結果相似，系統仍呈波動的型態向東移，但速度略為加快，從結構上可看到正距平區侷限於赤道附近。圖 13 為雙層海洋模式下層的結果，發現其波速較慢，其特徵僅侷限於赤道兩側南北緯 10 度內，而無法傳播至較高的緯度，雖與上層一樣呈波動的結構向東移動，但其相位恰與上層相反，即上層為波峰時下層恰為波谷。由上下二層的關係再與參考場比較，可見下層的影響主要為加強上層凱爾文波與羅士貝波的結構，尤其是原赤道附近正距平區，由原來能量集中於赤道兩側，改為集中在赤道上最為明顯。

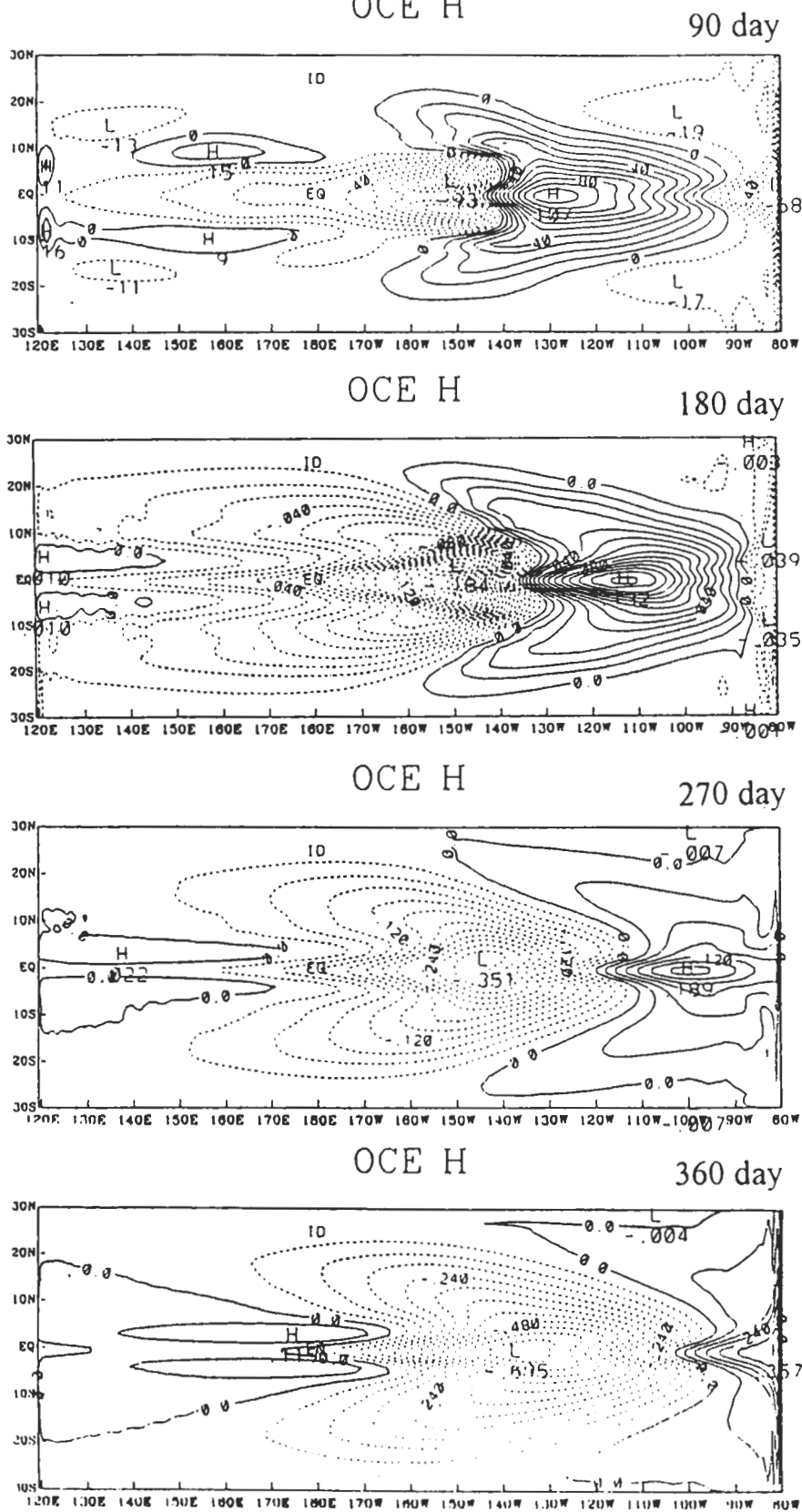
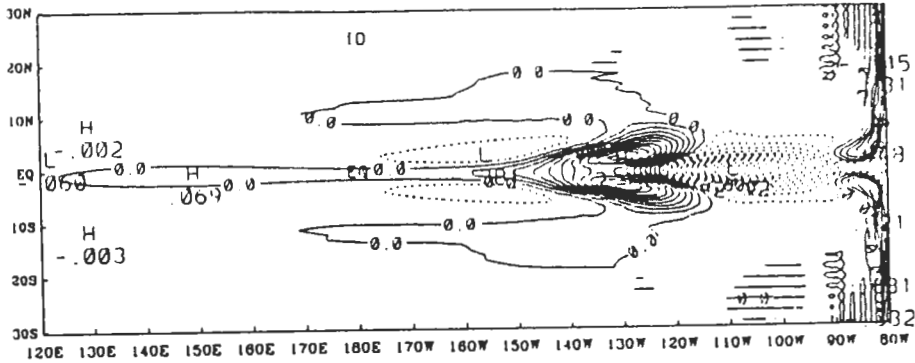
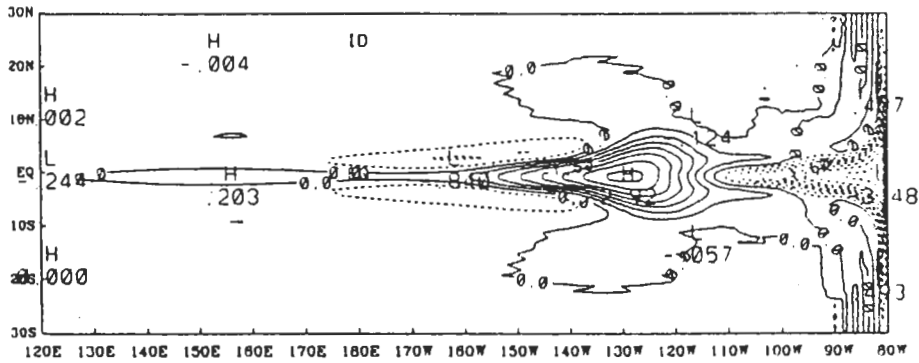


圖 12 雙層海洋模式上層海洋混合層厚度距平場隨時間的演化，單位為 10^{-2} m。



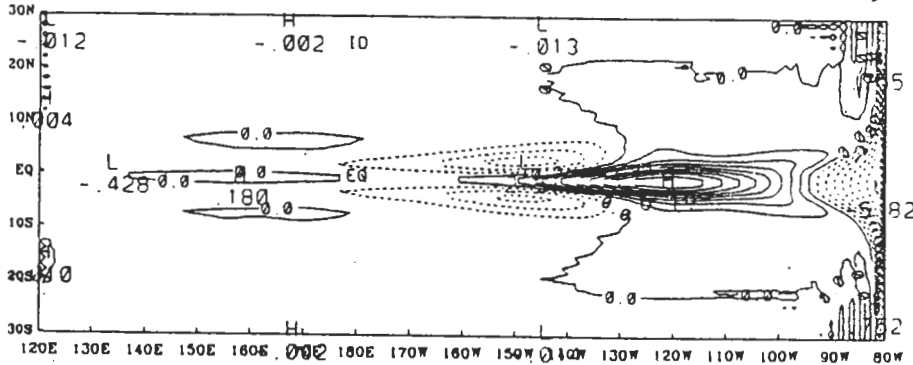
OCE H

180 day



OCE H

270 day



OCE H

360 day

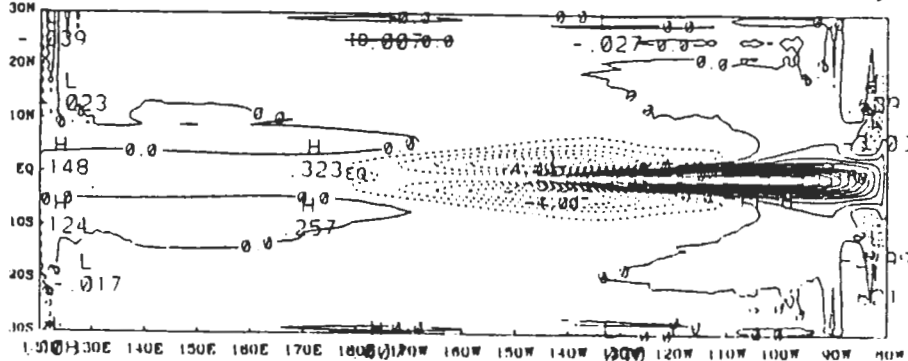


圖 13 雙層海洋模式深洋層頂距平場隨時間的演化，單位為 10^2 m。

六、結論與討論

張與吳(1997 本文 part I)結合了淺水方程海洋模式與 Gill(1980)型態的大氣模式為基礎，建立了熱帶海洋大氣耦合模式，用以模擬 ENSO 現象，本文以此模式為基礎，擴大南北邊界為 30°S~30°N，並以之進行各類參數敏感度測試和各類初始場測試，以及在混合層下加入一層模擬斜溫層厚度變化成為 $2\frac{1}{2}$ 層模式。表一所示為耦合模式參考場使用參數；表二所示則為各種參數敏感度和不同初始場測試所得結果。

由南北邊界為 30°S~30°N 與南北邊界為 20°S~20°N 結果的差異，可發現羅士貝波是可以傳播至較高緯度，且會向赤道折回並因頻散作用而產生分裂的特徵，此乃造成海氣系統呈波動結構的原因之一，若模式範圍如果太小，能量在南北邊界被海綿吸收邊界吸收，就無法模擬此特徵。

海洋對大氣的加熱係數和大氣對海洋表面的風切吹送係數，代表大尺度海氣交互作用的強度，模擬實驗顯示加強對大氣的加熱效應與加強風吹效應，所造成的影響是相同的，都會導致系統的移速增快及能量侷限在赤道上，從廣義來看兩者是同一件事。

在決定溫度場的方程式中，有非絕熱加熱項、平移項、湧升項、斜溫層參數化項和牛頓冷卻項，經由個別測試顯示，發現 SST 的非絕熱加熱的大小，決定系統傾向於不穩定或衰減的狀態。單獨的水平溫度平流，使得溫度場擾動侷限於赤道，且對於系統的東移貢獻較小，而且中、西太平洋赤道地區沒有新的正負距平擾動產生。如果以斜溫層深度來參數化湧升效應，其會不斷引發新的暖池與冷池，系統有明顯的運動其週期性的來回振盪也較明顯。如果海面溫度的變化直接由海洋混合層的垂直速度與溫度梯度來決定，則發現在初期與以斜溫層參數化湧升效應類似，但積分至較長的時間後，在暖池西側會有類似凱爾文波的特徵往西邊界傳播。

在給予南北半球暖池不對稱的測試中，發現不對稱的熱源，在初期會引發不對稱的結構，且同樣的羅士貝波在靠近赤道的一支，能順利的向西傳播至西邊界，而在高緯的一支，卻被侷限在負距平區的北側，顯然羅士貝波的傳播雖不是在赤道上，但是亦不能離赤道太遠；系統經過一段時間的調整後，又會回到南北半球對稱的特徵。而暖池東側的凱爾文波能在較短的時間內調整至南北半球對稱的結構。

在東太平洋信風吹拂下，信風將東太平洋的海水吹至西太平洋，造成東低西高的非 El Niño 狀態，但由於有科氏力的存在，由 Ekman 的質量傳輸得知，質量並非堆積在赤道上，而是堆積在中西太平洋的南北兩側。同時在東太平洋赤道的中美洲附近海域海面高度，也比其南北兩側海域來的低。這與非 El Niño 的海水狀態是一致的；此說明信風的存在對於非 El Niño 年海氣的狀態分佈與維持非常重要。當信風帶突然消失時，系統的凱爾文波由於受

表二 各種測試的結果。

測試項目	SST 非絕熱 加熱率 Q	風吹送係 數 Rcd	對大氣加 熱率 Cq	其他	主要結果	附圖
參考場	5E-12	6.4E-4	5E-5		系統東移，有冷暖池 產生，週期 4 年	1
對大氣加 熱率 Cq 加 大	5E-8	6.4E-4	2.5E-4		波張變短，移速加 快，能量集中於低緯	2
加強風吹 係數 Rcd	1E-9	3.2E-3	5E-5		波張變短，移速加 快，能量集中於低緯	3
加大 SST 加熱率 Q	1E-7	6.4E-4	5E-5		系統呈不穩定成長	4
水平溫度 平流	1E-9	6.4E-4	5E-5	只保留水平 溫度平流項	系統不動，正距平區 向西傳播	5
垂直溫度 平流	2E-8	6.4E-4	5E-5	只保留垂直 溫度平流項	系統不動，正距平區 向西傳播	6
以斜溫層 參數化湧 升效應	1E-9	6.4E-4	5E-5	只保留斜溫層 參數化項	系統與完整熱力方 程類似	7
南北半球 非對稱加 熱	5E-9	1.6E-3	5E-5	南北半球 非對稱加熱	初期南北不對稱，後 期調整成對稱狀態	8
氣候風場 (東風)	1E-11	6.4E-4	5E-5	四個月東風 吹送	初期系統達穩定平 衡，後期凱爾文波向 東傳播	9,10
北風爆發	1E-9	6.4E-4	5E-5	10 天北風強迫	凱爾文波迅速傳向 東邊界，再以羅士貝 波的形式回傳	11
$2\frac{1}{2}$ 層模式	5E-12	6.4E-4	5E-5		上層與參考場相 似，下層能量集中於 赤道	12,13

註：在各類測試中為了使系統達穩定，而調整 SST 非絕熱加熱率 Q。

信風帶的阻擋消失，而迅速從西太平洋穿越原信風帶而達東邊界，並在東邊界反射成羅士貝波往中太平洋回傳，而形成類似 1972/73 年的 El Niño 個案，此特徵與西太平洋西風爆發的結果頗為相似。由上述的討論顯示，El Niño 的主要原因之一來自信風的減弱，但是在非 El Niño 年時，東西向 Walker 環流的建立與信風的存在乃是形成一種穩定的狀態，信風突然的減弱應不是這個系統的穩定模所造成，而應是其他因素所造成。

在給予北風爆發當作系統的初始場的測試中，模式模擬到系統在短時間產生凱爾文波，並隨時間向東快速傳播至東邊界，造成東太平洋附近海域混合層迅速加深，且此凱爾文波一部份能量除化為邊界凱文波沿著東邊界傳向南北邊界，而於南北邊界離開模擬範圍，一部份能量反射成正距平的羅士貝波往中太平洋回傳，但由於海氣系統東移特性，而退回東太平洋。模式的結果與西風爆發的結果相似，即模擬到 1972/73 年 El Niño 的特徵，由此可見西風爆發與北風爆發皆會引發 El Niño 的發生，意即中緯度的天氣系統可以透過寒潮爆發的形式而激發 El Niño 的形成。

在 $2\frac{1}{2}$ 層模式的模擬分析，第二斜壓模的表徵為下層與上層的相位相反，且由於下層的縮減重力較小，使下層的移動速度較小，另外在第二斜壓模下能量侷限在赤道附近，說明下層的羅士貝波較不能傳至較高的緯度。

綜合上述的結果可得知，El Niño 的發生和演化機制，主要是赤道海洋對東風和西風強迫反應不同，這也是一般的耦合模式理論和數值模式模擬的結果所顯示的。而造成 El Niño 的主要原因之一應是東風的突然減弱或是西風的爆發，而簡單的熱帶海洋大氣耦合系統並無法模擬東風的突然減弱與西風的爆發。對於這兩類過程成因的探討，可能是探討 ENSO 形成的重點。另外從北風爆發可以與西風爆發有相同的模擬結果來看，可知中緯度的天氣系統可以透過寒潮爆發來影響低緯度的天氣系統，故探討為何中緯度天氣系統會產生可以深入熱帶西太平洋的寒潮，也可能是探討 ENSO 的重點之一。

誌 謝

作者感謝二為論文審查者費心審查及提供寶貴的批評與建議。本研究是由國科會計畫 NSC81-0202-M002-04, NSC82-0202-M002-084, NC83-0202-M002-072, NSC85-2111-M-002-017AGT, NSC86-2621-9-P-002-060, NSC87-2621-P-002-010 所支持。

附 錄

海洋模式方面包含混合層與艾克曼層而為 $1\frac{1}{2}$ 層，斜溫層將混合層與深海的不動層分開，其中混合層的動量方程組使用淺水方程海洋模式

$$\frac{\partial U_1}{\partial t} - \beta y V_1 = -g' \frac{\partial h_1}{\partial x} + \frac{\tau^x}{\rho H_1} - \gamma U_1$$

$$\frac{\partial V_1}{\partial t} + \beta y U_1 = -g' \frac{\partial h_1}{\partial y} + \frac{\tau^y}{\rho H_1} - \gamma V_1$$

$$\frac{\partial h_1}{\partial t} = -H_1 \left(\frac{\partial U_1}{\partial x} + \frac{\partial V_1}{\partial y} \right) - \gamma h_1$$

上述中的 U_1 、 V_1 、 h_1 、 H_1 分別代表海洋混合層模式中的緯向和經向流速、高度擾動及混合層相當深度(包括混合層和艾克曼層)； $\tau^x = R_{cd} \times U_a$ 、 $\tau^y = R_{cd} \times V_a$ 為緯向和經向水平摩擦，其中 U_a 、 V_a 為大氣風速，模式中 $R_{cd} = 6.4E-4$ ； g' 、 γ 分別為縮減重力、阻尼參數化係數。

海洋艾克曼層(表面層) SST 熱力方程為：

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = -U_{sfc} \frac{\partial T_s}{\partial x} - V_{sfc} \frac{\partial T_s}{\partial y} - W \frac{\partial T_s}{\partial z} + Q_1 - \alpha T_s$$

上述中的 U_{sfc} 、 V_{sfc} 、 W 、 T_s 分別代表海洋表面層的緯向和經向流速、垂直運動速度、海水表面溫度、 Q_1 非絕熱加熱、 αT_s 為消散項(damping term)。

大氣模式為使用 Hirst(1985)的預報方程做擬 Gill(1980)的處理。

$$\frac{\partial U_a}{\partial t} - \beta y V_a = -g' \frac{\partial h_a}{\partial x} - \gamma U_a$$

$$\frac{\partial V_a}{\partial t} + \beta y U_a = -g' \frac{\partial h_a}{\partial y} - \gamma V_a$$

$$\frac{\partial h_a}{\partial t} = -H_a \left(\frac{\partial U_a}{\partial x} + \frac{\partial V_a}{\partial y} \right) - \gamma h_a - Q$$

假設當 $t \rightarrow \infty$ 時系統達平衡，即 $\frac{\partial U_a}{\partial t} = 0$ ， $\frac{\partial V_a}{\partial t} = 0$ ， $\frac{\partial h_a}{\partial t} = 0$ 則原式變成

$$-\beta y V_a = -g' \frac{\partial h_a}{\partial x} - \gamma U_a$$

$$\beta y U_a = -g' \frac{\partial h_a}{\partial y} - \gamma V_a$$

即為 Gill(1980)的大氣模式。

模式所使用的各類參數及邊界條件如表一所示。

參考文獻

- 張欽雄和吳明進，1997：以熱帶海洋大氣耦合模式模擬 El Niño / Southern Oscillation (I) 耦合模式的建立與模擬。大氣科學，25。
- 樂紀平，1993：厄你諾和南方濤動動力學，氣象出版社，北京，309頁。
- Battisti, D. S., 1988: Dynamics and thermodynamics of a warming event in a coupled tropical atmosphere - ocean model. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2889-2919.
- Battisti, D. S., A. C. Hirst And E. S. Sarachik, 1989: Instability and predictability in coupled atmosphere - ocean model. *Phil. Trans. R. Soc. Land.*, **329**, 237-247.
- Chen, Y.Q., D.S. Battisti and E.S. Sarachik, 1995: A new ocean model for studying the tropical oceanic aspects of ENSO. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 2065 - 2089.
- Chu, P.S., 1988: Extratropical forcing and the burst of equatorial westerly in the western Pacific: A synoptic study. *J. Meteor. So. Japan*, **66**, 549-564.
- Gill, A. E. 1980: Some simple solution for heat-induced tropical circulation. *Quart. J.R. Met. Soc.*, **106**, 447-462.
- Hirst, A. C., 1985: Free equatorial instabilities in simple coupled atmosphere - ocean models. *J.C.J. Nihoul (editor), Coupled Ocean - Atmosphere Models*, 153-165.
- Hirst, A. C., 1986: Unstable and damped equatorial modes in simple coupled ocean-atmosphere models. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 606-630.
- Philander, S. G. H., T. Yamagata and R. C. Pacanowski., 1984: Unstable air-sea interactions in tropics. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 604-613.
- Wyrtki, K., 1975: El Niño - the dynamic response of the equatorial Pacific ocean to atmospheric forcing. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 572-584.
- Zebiak, S. E. and M. A. Cane., 1987: A model El Niño - Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2262-2278.

**On the Simulation of El Niño/Southern Oscillation
with An Ocean - Atmospheric Coupled Model
Part II : A Further Examination of Coupled Model**

Ming-Chin Wu Ching-Shung Chang

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

ABSTRACT

Chang and Wu(1997) developed a tropical ocean-atmospheric coupled model through combining shallow water equations oceanic model and Gill (1980) type atmospheric model to simulate El Niño /Southern Oscillation. It is shown that this coupled model can simulate the evolution of two kind of typical El Niño well. This paper focus on the further examination of the coupled model.

At first, instead of 20°S~20°N, the northern and southern boundaries of the model are extended to 30°S~30°N. The results of simulations on this new version of the coupled model indicate that the front end of Rossby waves propagate dispersive and recursive significantly back to the equator. Both intensifying ocean to atmosphere heating efficiency or increasing atmosphere to ocean wind stress drag coefficient testifying enhanced large scale air-sea interaction . The results of the experiments show that the coupled system moves faster and the perturbations are trapped closer to the equator. The results of enhance diabatic heating experiments show that too strong diabatic heating causes instability. If the vertical temperature advection were neglected in the model , the simulations show that perturbation moves slowly and the oceanic Rossby type waves will not propagate recursively back to the equator. Oceanic vertical temperature advection is critical to the sea surface temperature variations. Two parameterization schemes were designed

to simulate this process . One is parameterized with mixing layer vertical velocity and temperature gradient . The other one is parameterized with mixing layer depth. The simulations of the model with the former scheme show that warm pool will generate new warm pool and cold pool, and whole feature propagates eastward. The model with the later scheme, get similar results. However , the former scheme could be better. In order to study the effect of the observed hemispheric asymmetric heating source to the ocean-atmospheric system, warm sea surface anomalies were move 5 degree latitude northward. The results of simulations indicate that the system form asymmetric structure at the early stage. However, it adjust to symmetric structure at last. Applying easterly wind forcing on the eastern Pacific is designed to simulate the effect of the trade wind background . The results of the experiment indicate that the trade wind background field can retard the ocean-atmospheric perturbation moving eastward. This process gives a stationary equilibrium state . The ocean-atmospheric system response to a relaxation of trade wind is similar to that of westerly wind burst. This implies that persistent trade wind maintains non-El Niño state. An experiment with applying northerly wind forcing in the western Pacific is designed to simulate the cold surge of the East Asia down to the tropics. The result of simulations indicate that northerly wind burst is similar to the westerly wind burst. Both of them cause an 1972-73 type El Niño.

Furthermore, model ocean was modified to $2 \frac{1}{2}$ layer . The results of simulations indicate that the oceanic second baroclinic mode is related to the perturbation propagating speed and constrain the energy to the equatorial area.

Key words : Model parameter, Initial field, $2 \frac{1}{2}$ layer ocean model.