

海溫梯度激發海洋邊界層次環流之數值模擬

許武榮¹ 戴志輝²

1 國立台灣大學大氣科學系

2 空軍氣象聯隊第八天氣中心

摘要

本文透過理想數值模擬，探討秉性為冷而穩定的極地大陸氣團，在向低緯度區爆發過程中，低層大氣受暖海面調節，邊界層熱力結構的演變過程；且由於在黑潮流經區域的海溫梯度最大，上傳熱通量的水平差異，透過局部氣壓梯度的建立，可引發垂直次環流及局部較強的對流發展。

關鍵詞：海溫梯度、海洋邊界層、數值模擬

一、前言

從天氣現象的角度來看，冬半季主導台灣天氣變化的系統是大陸性的冷高壓，其秉性寒冷而穩定，因此台灣地區冬半季幾乎很少發生劇烈的天氣過程；在一般的經驗中，例如雨量集中分佈於迎風面是冬半年降雨的氣候常態 (Chen and Chen 2003)、地形阻擋作用的滯留性局部環流 (吳等, 2003; Werner et al. 2006)、或是竹風蘭雨等常見的台灣地區冬季天氣特徵，都認定只是單純的東北季風與台灣地形作用間的相關而已。

在可見光衛星雲圖中，常見伴隨東亞寒潮爆發後，自黃海、東海向南發展的胞狀雲系，這是由於黑潮 (Kuroshio Current) 自低緯度區向北流經台灣與琉球之間海域，再朝北流向日本，暖洋面上傳的可感熱及水氣通量，對大陸性冷乾氣團具有調節的作用，激發海洋對流邊界層 (MCBL) 與層積雲系發展所引起，這樣的過程，在早年的觀測研究中已被充分調查且有具體的結論 (Sheu and Agee 1977; Sun and Hsu 1988)；而台灣低壓的發展與移動，也與暖洋流的位置密切相關，一般相信海洋表面的熱量傳遞是其主要的熱量來源 (Yu, 1980)，而東北風透過地形的繞流作用，增強熱通量的垂直傳送，則可以是低壓發生的重要原因 (黃與許, 1991)。這些事實所顯示的重要訊息即在於，不論就預報應用或科學研究上，黑潮的高海溫對大氣邊界層結構發展的影響不能忽視，討論冬季台

灣地區的天氣型態，必須考慮高海溫的海氣間交互作用影響；尤其海洋邊界層積雲系，往往在台灣東北部至東部外海發呈現局部加強的現象 (圖 1)，更促使預報員應聯想到，海溫梯度的存在這件事，與高海溫本身具有同等的重要性，這在飛航天氣預報與水資源應用決策過程中，都應該被加以重視。

每當鋒後乾冷空氣抵達時，氣海溫差往往可超過 20°C，大量可感熱與水蒸氣向上傳遞至大氣，對流邊界層迅速變的不穩定，發展特別深厚；在 AMTEX'75 實驗期間，氣海溫差就曾造成 $1200 Wm^{-2}$ 的總熱通量，可感熱及水蒸氣通量很快地就改變了原本大陸性氣團的邊界層結構 (Sheu and Agee 1977)，而在 AMTEX'74 實驗期間，在冷鋒通過前後，海氣間可感熱及潛熱通量的區域平均值，可以分別自 49 及 $182 cal \cdot cm^{-2} day^{-1}$ 增大到 485 及 $1099 cal \cdot cm^{-2} day^{-1}$ ，同樣也激發了中尺度胞狀對流的發展 (Agee and Howley 1977)。本文將模擬在此區域的海洋邊界層發展過程，以了解乾冷空氣被暖洋面調節後的結構，尤其將置重點於海溫梯度附近大氣邊界層的發展情況。本文第二章敘述理想模擬的實驗設計，第三章分析模擬結果，第四章為結論。

二、理想模擬的實驗設計

此實驗在有摩擦、無科式力情形下，以 10000 公尺的水平解析度 (格點數為

100×100、即 $10^3 \times 10^3 \text{ km}^2$ 的水平範圍)、100公尺的垂直解析度進行10個小時的積分；盛行風指定為風速為 10 ms^{-1} 的均勻東北風(與正北方夾角為 45°)；為表現暖洋流的特性，海溫設定最高為295K並存在海溫梯度(圖2)，但海溫分布並不隨時間改變；在此實驗中亦不指定初始層雲，中、低層大氣的相對濕度也指定為80%以下，目的是讓冷空氣在向暖海面爆發過程中，透過邊界層的發展自然產生層雲；初始大氣最底層位溫設為275 K，穩定度為均勻的 $1.2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-2}$ ，因此初始大氣位溫為向上均勻遞增(圖3)且各網格點結構均相同，並將大氣簡化為不存在水平向的溫度梯度(圖4)；此外，在此亦暫不考慮台灣地形的影響，即模擬結果完全只表現出邊界層發展的特性。

三、結果分析

受到海氣溫差的影響，由海溫決定的可感熱通量立刻透過亂流上傳至大氣，在模擬的第一個小時後，於模式最底層呈現不均勻分布的可感熱通量(圖5)，尤其高海溫區域，最大值達0.125至 0.25 Kms^{-1} ，由於模式輸出的可感熱通量為 $\overline{w'\theta_v}$ ，在乘上地面大氣密度 ρ 及定壓比熱 c_p 後，才是真正的可感熱通量，其值約為125至 $250 \text{ Jm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 之間。

可感熱上傳至大氣引發邊界層的發展，原本初始場的垂直位溫梯度，在對流混合作用下，隨著積分時間的延長，由近地面向上逐漸減弱消失，並逐漸被中性大氣所取代，南北向的剖面($x = 49$ 、 $y = 1 \sim 199$ ，即圖2中的虛線)顯示(圖6，各小圖左側為南、右側為北)，模擬至第1、3、5及7小時，邊界層頂(在垂直方向出現虛位溫梯度的高度)分別發展達到約2、3、4及5公里，而邊界層內的溫度逐漸升高，最大增溫各約為2、4、6及7 K；此外，圖6各小圖分別位於高、低海溫區的南、北兩側，比對其邊界層頂高度及最大增溫之差異，即可看出海溫梯度的存在，影響邊界層發展甚鉅，基本上，高海

溫處($x = 70$ 、 $y = 30$ ，即圖2中的P-W)邊界層發展較厚、增溫較大，而低海溫處($x = 30$ 、 $y = 70$ ，即圖2中的P-C)則相反(圖7)，即在海溫梯度上方的邊界層內逐漸發展出水平向的溫度梯度；由於此個案模擬過程中並沒有冷空氣的供應，比起鋒後冷空氣爆發個案觀測或模擬之結果(Sun and Hsu 1988)，邊界層內的溫度是會緩慢增加的，且邊界層發展的時間較快、厚度較高；又邊界層頂液態水凝結量及其厚度，也是在高海溫處(圖2中的P-W)比低海溫處(圖2中的P-C)較多、較厚(圖8)。

在前述第7小時的模擬結果中，位於海溫梯度處的邊界層加熱有特別明顯的現象，此一局部不均勻的加熱自第5小時起已可分辨(圖6(c))，甚至在第7小時，此一不均勻加熱已突破邊界層頂(圖6(d))，顯示在海溫梯度上方應有局部環流的發展。

自模擬開始，可感熱通量即開始持續上傳至大氣，相對於初始場，大氣將因增溫而形成相對低壓；至第4小時，在距地表25公尺高度處，出現強弱大致與海溫高低分布一致的擾動低壓，由於海溫越高向上傳的可感熱越多，在海溫梯度上方，氣壓擾動值相對較弱但具有梯度，即位於海溫梯度上方具有指向高海溫區的氣壓梯度力，因此氣流開始略向高海溫區偏向，而在高海溫區的氣流大致仍維持初始風向(圖9(a))，氣流合流引起微弱之上升運動(圖10(a))，但此時液態水的凝結，仍僅以層積雲型態廣泛地出現於邊界層頂附近(圖11(a))；然而模擬至第7小時，除了可感熱持續上傳加深擾動低壓、氣流偏向合流更明顯之外(圖9(b))，在海溫梯度上方的上升運動強度(圖10(b))及液態水(圖11(b))均迅速增加並向上突破邊界層頂，尤其於海溫梯度上方的上升運動較第4小時增強了一個數量級。模擬至第7小時之上升氣流分別在冷、暖海面的邊界層頂附近外流，再於主要上升區兩側約30至100公里處下沉，並在下邊界層形成深厚的內流，構成一完整之垂直次環流。

四、結論

美國東岸冬季經常發展出岸區槽 (coastal trough)；類似個案的模擬研究 (Warner et al. 1990)，顯示灣流 (Gulf Stream) 高海溫及海溫梯度的存在，對海洋邊界層發展影響重大；除了本個案所設定的海氣溫差及海溫梯度 (Warner 等人採用氣海溫差從近岸的 0°C 至離岸約 10 個經度處的 7.5°C 之設定) 均較強，致所發展出的邊界層及次環流較深厚之外，其他特性均與 Warner 等人結論相似。因此，黑潮暖海水及海溫梯度的存在，除了在冷、暖海面上方因加熱差異逐漸發展出強度、厚度不一致的邊界層結構之外，也會形成下邊界層內的氣壓梯度 (圖 12(a)) 並激發微弱的上升運動；當加熱差異持續，且液態水凝結的潛熱釋放效應增大，原本微弱的上升運動，即因氣壓梯度增大而增強 (圖 12(b))，終於沿著海溫梯度發展成次環流。

此次環流既然是因海溫梯度而存在，而海溫梯度又是常態性出現於台灣東部至東北部外海，當邊界層對流發展較明顯時，其伴隨的雲系甚至降雨自然就會涵蓋至台灣地區，因此冬季東北部地區降雨量偏多，除了迎風面舉升作用之外，也可能是在海溫梯度存在之下的必然結果。本文結論建議，在冬季預報北部、東北部及東半部天空狀況與降雨前，應先了解台灣附近海溫分布及邊界層氣溫情況，甚至應長期追蹤海溫的變化狀況，以助於進行氣海交互作用強弱的評估。

五、參考文獻

- 許武榮與黃麗玫，1991: 台灣低壓的數值模擬。大氣科學，**19**，131-147。
- 吳清吉、于宜強、許武榮、徐光榮與商文義，2003: 冬季台灣附近氣流場與大氣傳送個案之數值研究。大氣科學，**31**，29-53。
- Agee, E. M., and R. P. Howley, 1977: latent and sensible heat flux calculations at the air-sea interface during AMTEX 74. *J. Appl. Meteor.*, **16**,443-447.
- Chen, C. S., and Y. L. Chen, 2003: The rainfall characteristics of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1323-1341. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 3971-3991.
- Sheu, P. J., and E. M. Agee, 1977: Kinematic analysis and air-sea heat flux associated with mesoscale cellular convection during AMTEX '75. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 793-901.
- Sun, W. Y., and W. R. Hsu., 1988: Numerical study of cold air outbreak over the ocean. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1205-1227.
- Warner, T. T., M. N. Lakhtakia, J. D. Doyle, and R. A. Pearson, 1990: Marine atmospheric boundary layer circulations forced by Gulf Stream sea temperature gradients. *M. W. R.*, **118**, 309-323.
- Werner Alpers, Jen-Ping Chen, I.-I. Lin, and Chun-Chi Lien, 2006 : Atmospheric Fronts along the East Coast of Taiwan Studied by ERS Synthetic Aperture Radar Images. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 922-937.
- Yu, C. C., 1980: Some climatological aspects of Taiwan Low. *Paper Meteor. Res.*, **3**, 78-90.



圖 1 2008 年 12 月 12 日 0600 UTC 可見光衛星雲圖。

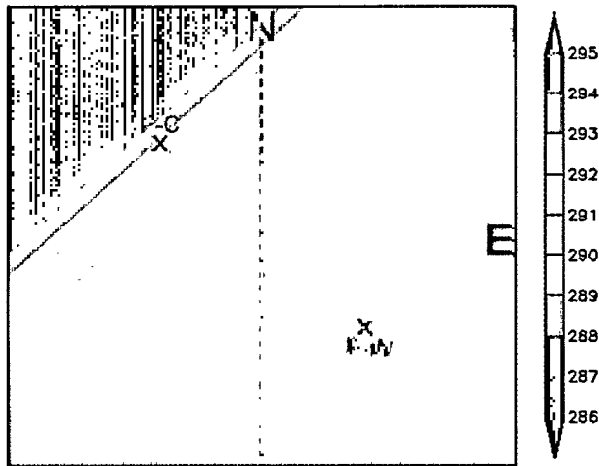


圖 2 模擬海洋邊界層發展所使用的海溫（色階，間距為 1 K）分布。

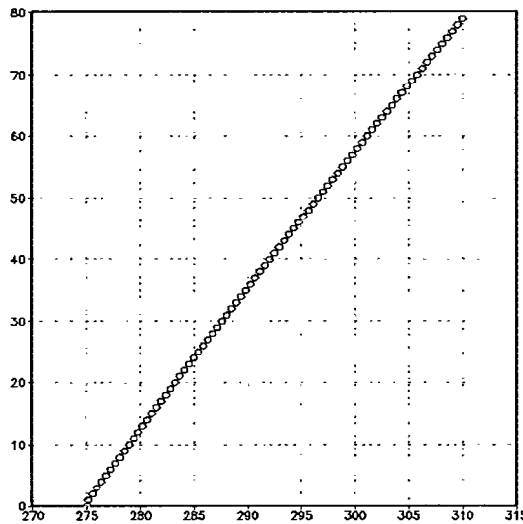


圖 3 模擬海洋邊界層發展所使用的初始大氣位溫（橫坐標，單位 K）結構（縱座標為垂直格點數）。

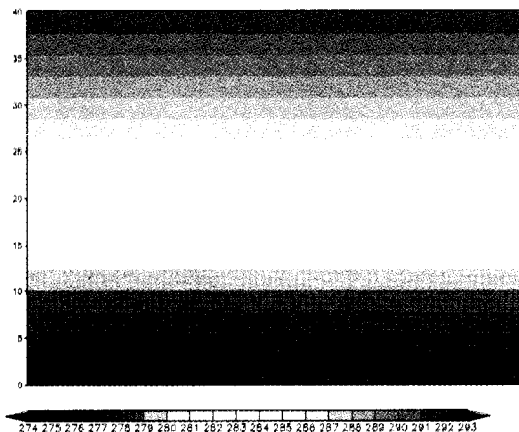


圖 4 初始大氣南（圖左）北向位溫（色階，單位 K）剖面（ $x = 49$ ，垂直至第 40 點）。



圖 5 無台灣地形個案模擬 1 小時後之最底層可感熱通量（色階，單位為 Kms^{-1} ）。

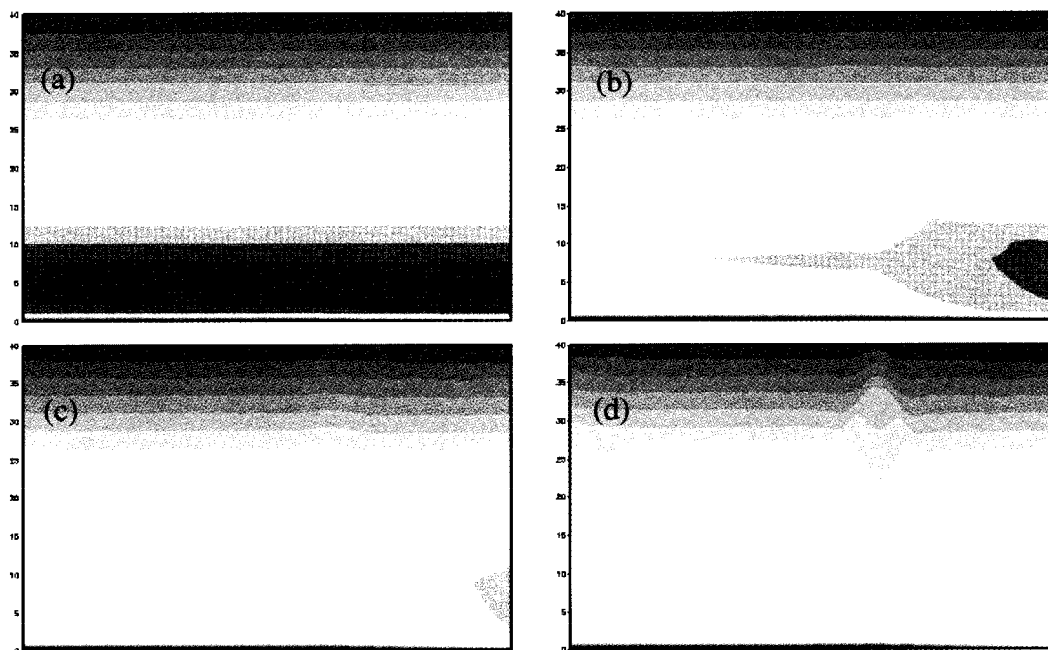


圖 6 同圖 4，但為模擬至第(a)1、(b)3、(c)5 及(d)7 小時之結果。

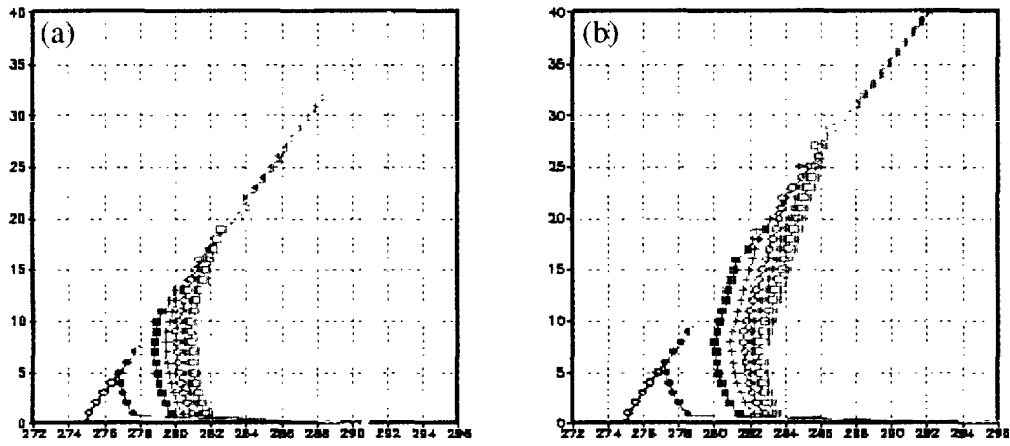


圖 7 (a)冷、(b)暖海面上逐時（各圖由左至右分別為初始場至模擬至第 10 小時）之虛位溫（橫軸，單位 K）剖面。

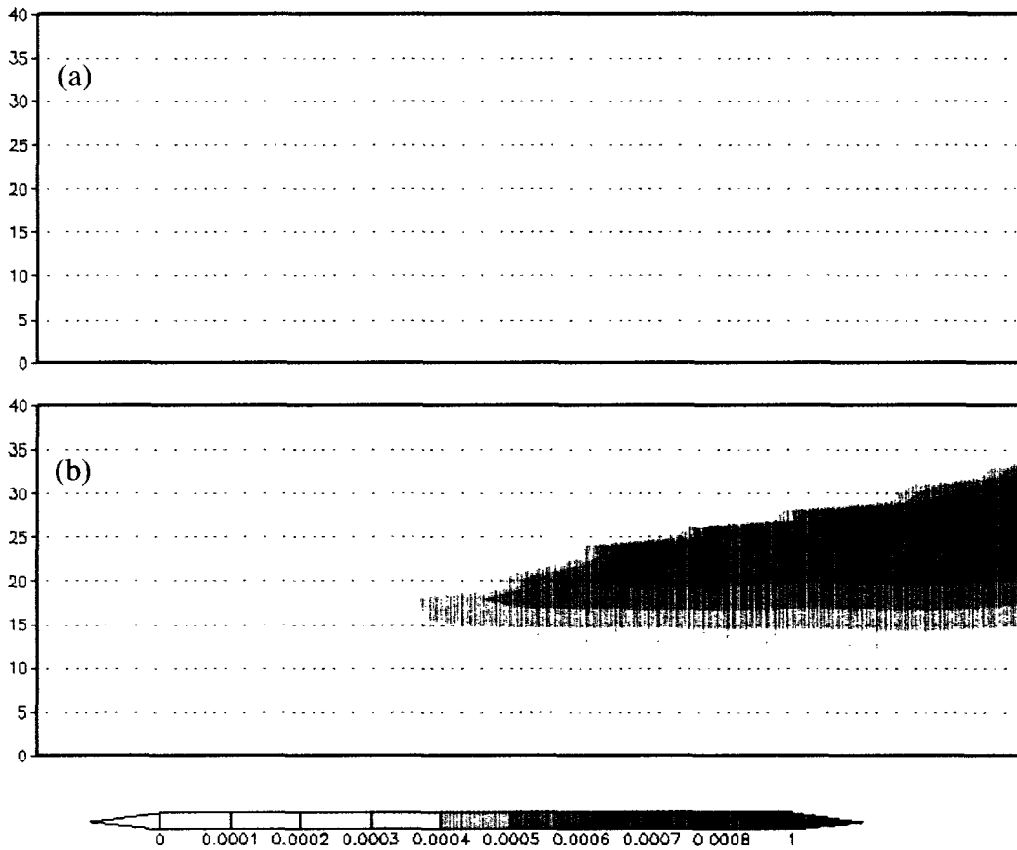


圖 8 (a)冷、(b)暖海面上液態水量（色階，單位 $KgKg^{-1}$ ）剖面之時間序列（各圖由左至右分別為初始場至模擬至第 10 小時）。

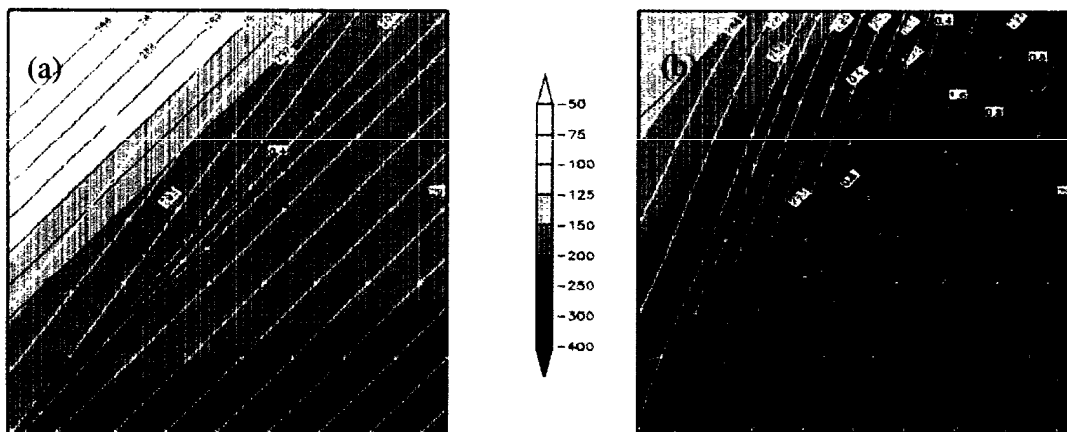


圖 9 模擬至第(a)4 及(b)7 小時，在 25 公尺高度上之擾動氣壓(色階，單位 Pa)、氣流線(白色)、海溫(紅色實線，單位 K)及總液態水(黑色實線，單位 $KgKg^{-1}$)。

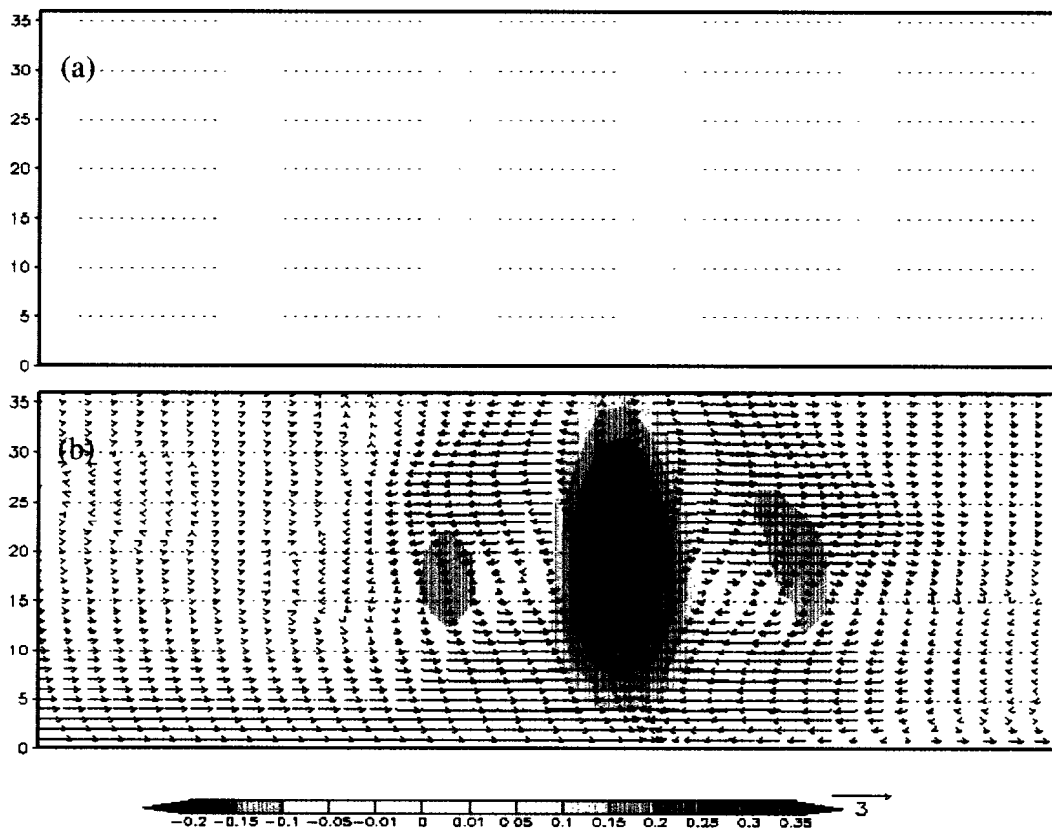


圖 10 模擬至第(a)4 及(b)8 小時，位於 $x = 49$ 、 $y = 33 \sim 99$ 剖面上之垂直運動(色階，單位 ms^{-1})。圖(b)之箭頭為南北向擾動風速及垂直風速之合向量(矢量，大小如圖示，單位為 ms^{-1})。

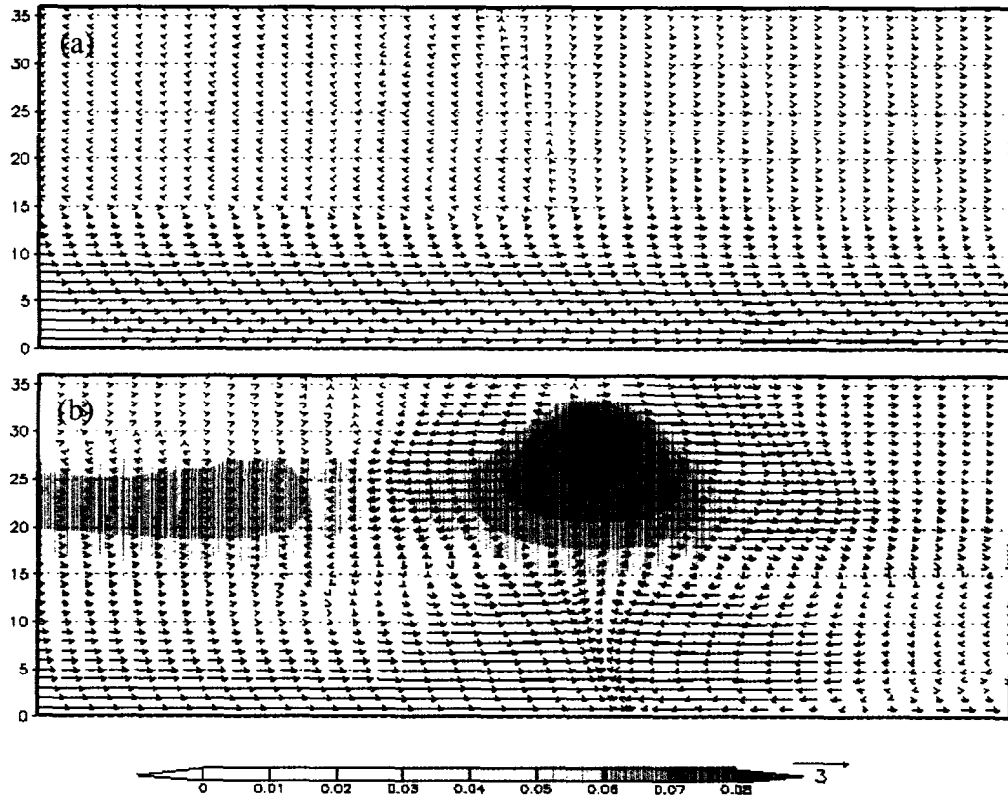


圖 11 同圖 10，但為液態水(色階，單位 qKg^{-1})。

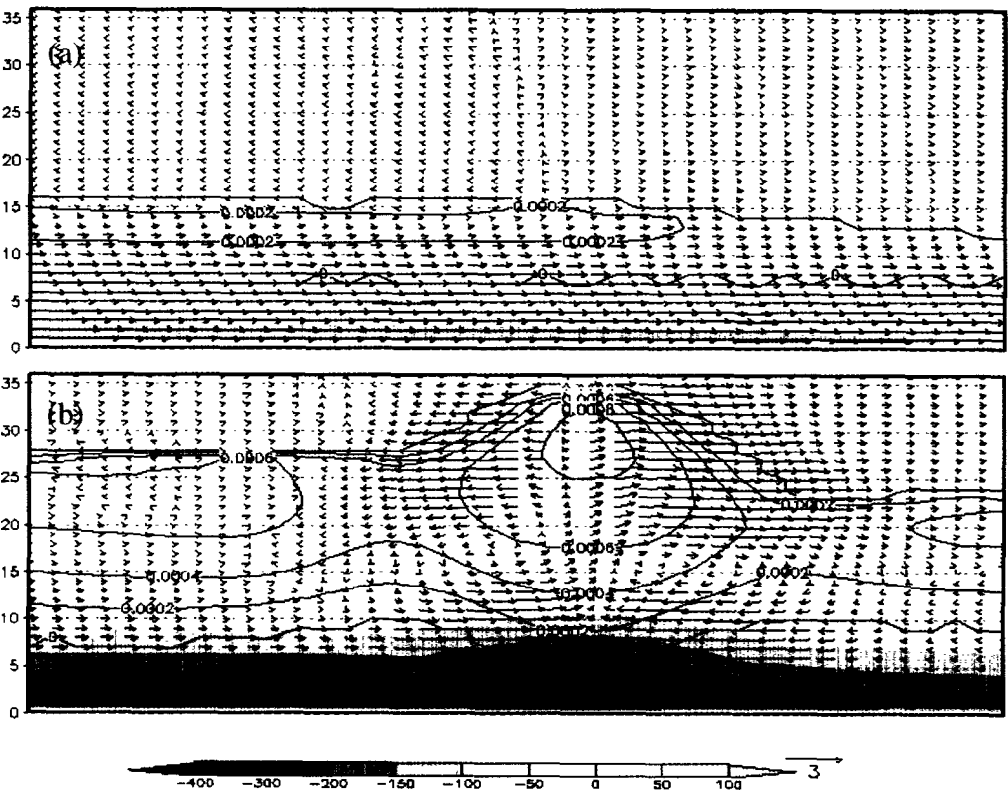


圖 12 同圖 10，但為擾動氣壓(色階，單位 pa)及液態水(等值線，單位為 $KgKg^{-1}$)。

A Simulation for the Marine-boundary-layer Secondary Circulation Development over the Sea Surface Temperature Gradient

Wu-Ron Hsu¹, Jyh-Huei Tai²

1 Department of Atmospheric Sciences National Taiwan University

2 The Eighth Weather Center, Weather Wing, CAF, R.O.C.

ABSTRACT

The thermal structure of low-level atmosphere is usually modified by strong atmospheric-sea interaction when the cold and stable continental air-mass break out to low degree of latitude district. By an idealized simulation, the transition process of marine convective boundary layer was examined. This simulation also shows a secondary circulation and deep convections, induced by the strong heat flux contrast over the Curoshio Current, will develop along the district with large sea-surface temperature gradient.