

熱帶偶合海氣邊界層平衡模式的研究

賈新興¹ 吳清吉²

中央氣象局預報中心¹ 台大大氣科學系²

摘要

一個偶合海氣邊界層模式，用來研究熱帶海洋-大氣邊界層的平衡。大氣邊界層模式是根據 Betts and Ridgway (1989) 發展的部分混合、部分有雲的一維對流邊界層(CBL)熱力模式。模式包括雲頂沈降(subsidence)、海面動量、潛熱、可感熱通量以及輻射傳遞作用；海洋混合層(OML)則是一維均勻混合的熱力模式，同時考慮紊流動能(TKE)的平衡(Kraus and Turner, 1967)。

模擬的結果顯示，當 SST 增加或海面風速增加時，CBL 的高度和 OML 的深度增加，OML 底的湧升流減弱。CBL 的高度增加主要是當 SST 或海面風速增加時，CBL 內的水汽增加；OML 的深度增加、湧升流減弱，主要是當 SST 增加時，海面淨熱通量(Rnet)減少，即加熱海洋的作用減弱。或當風速增加時，風應力的強迫混合作用增加。當偶合度增加時，因為沈降氣流的影響，會抑制 CBL 的發展，並使得次雲層變的較乾燥。由於海氣水汽差減少，使潛熱通量(He)減少，造成 Rnet 的改變，進一步影響 OML 的發展。本文的研究發現，海面淨熱通量在海氣偶合邊界層的平衡，扮演重要的角色。其中，He 對 CBL 內的水汽和輻射通量，以及 OML 熱力收支上尤其重要。

一、前言

最近有關恩索(ENSO)的研究，已經引起大氣和海洋科學家對熱帶海洋-全球大氣偶合動力系統的廣泛興趣。對於理想的偶合系統，從一些理論和模擬的研究，讓我們對偶合系統年際變化的基本機制有些微的了解。然而在偶合海洋-大氣環流模式的長期模擬中，常發生氣候變動(climate drift)的問題(Latif et al., 1988)。造成氣候變動的原因主要和海氣交互作用的過程有關，例如表面風速、大氣溫度、海面溫度(SST)和海面紊流通量等。因此在了解偶合系統受到擾動的影響前，有必要先了解偶合系統的平衡狀態。另外，這些因素對熱帶偶合海氣邊界層平衡狀態的影響，並不是很清楚，因此有必要做進一步的研究，進而了解維持熱帶大氣邊界層和海洋混合層結構之過程。同時，因為大氣邊界層是下墊面性質和自由大氣的通道，因此正確地描述大氣邊界層的厚度和熱力性質，對氣候模式的模擬是相當重要(Albrecht et al., 1986)。

Sui et al.,(1991)首先利用 Betts and Ridgway(1989)發展的大氣對流邊界層(CBL)模式，和一個海洋混合

層(OML)模式(Kraus and Turner, 1967)，研究熱帶太平洋偶合海氣邊界層，一天至二天的平衡狀態。本文將利用這個模式，研究熱帶太平洋東、中太平洋偶合系統的平衡狀態，並進一步研究較長時間的平衡問題。文中第二段將描述所使用的模式，第三段為結果討論，最後為結論。

二、模式描述

2-1 大氣對流邊界層模式

CBL 模式主要是根據 Betts(1985,1986)，考慮穩定、水平均勻次雲層(subcloud layer)內的能量平衡(Sarachik,1978)，以混合線(mixing line)來代表部分有雲的 CBL 總體熱力性質。當固定 CBL 頂以上對流層的熱力結構和沈降速度，探討 SST 或海面風速對 CBL 平衡結構的影響，這樣的偶合平衡問題，相當於時間尺度為一天至二天的對流邊界層尺度(Schubert et al., 1979; Betts and Ridgway 1989)。若接著考慮對流層能量平衡，使對流層內的熱力性質和低層熱力性質偶合，則相當於時間尺度為 10 天左右的 CBL-對流層偶合平衡問題(Betts and Ridgway 1989)。模式的海氣紊流通量以整體參數法計算，輻射參數化則是根據

Harshvardhan et al., (1987)的方法，CBL 模式詳細的說明可參考(Betts and Ridgway, 1989)。

2-2 海洋混合層模式

海洋混合層模式主要是根據 Kraus and Turner (1967)的整體海洋混合層模式，假設 OML 是垂直均勻混合、忽略水平平流項、考慮 OML 底湧升流作用，以及一維紊流動能(TKE)的平衡。Denman(1973)、Miller(1976)曾分別利用這個模式，研究海洋混合層的發展和測試鹽度的效應。模式中海面熱通量包括入射太陽短波輻射通量、淨長波輻射通量、可感熱和潛熱通量，分別由大氣對流邊界層模式計算可得。本文同時修改海水輻射吸收參數化的方法，參考 Paulson and Simpson(1977)的方法，以雙指數吸收的方法參數化。

三、結果討論

首先固定海面風速的大小約為 6.7m/s，分別模擬在不同的 SST 下，CBL 和 OML 在一天至二天及 10 天左右的平衡反應。

3-1 平衡狀態是 SST 的函數

(i)個案一：一天至二天的平衡

在給定風速的情形下，利用不同的 SST 模擬 CBL 和 OML 的反應。由圖 1 中可見，當 SST 增加時，CBL 頂明顯發展，而 CBL 底維持在 950hPa 左右(圖 1a)；SST 從 24 °C 增加到 27 °C 時，OML 明顯從 30m 加深至 100m(圖 1b)；湧升流的大小則從 0.9×10^{-5} 減少至 0.27×10^{-5} m/s(圖 1c)，這些變化和實際觀測的結果相近(Sui et al., 1991)。但當 SST 超過 27 °C 時，OML 的深度變得不合理。海面能量收支的變化示於圖 1d，各項海面能量收支的符號 > 0 為冷卻海洋， < 0 為加熱海洋。當 SST 增加時，海面淨熱通量(Rnet)加熱海洋的作用減弱，主要和潛熱(He)、太陽短波輻射通量(R0)和淨長波輻射通量(I0)的變化有關。He 的增加主要是當 SST 增加時，飽和水汽差增加的緣故；R0 的減少主要是因 CBL 內雲滴增加使反射 R0 增加的緣故；I0 的減少是因為在 CBL 內水汽的長波輻射吸收增加，使得到達海面的長波輻射減少。

當固定海面風速時即固定風應力的強迫混合作用，此時 OML 的發展主要受到 Rnet 的影響。當 SST 從 24 °C 增加到 27 °C 時，進入海洋的 Rnet 從 50Wm^{-2} 減少至 0Wm^{-2} ，加熱海洋的作用減少(圖 1d)，使上層海洋混合層容易加深(圖 1b)。同時，因為進入海洋的熱量減少，在 TKE 的平衡條件下，湧升流的強度就

減小。當 SST > 27 °C 時，Rnet 由加熱海洋的情形變為冷卻海洋，故不需要湧升流來平衡。因此，無法維持 OML 的平衡結構。

(ii)個案二：10 天左右的平衡反應

同個案一，但此時對流層熱力性質和 CBL 的熱力性質偶合，海氣邊界層系統的偶合度增加。由圖中可見，當 SST 增加時 CBL 底穩定緩慢地降低，受到沈降運動的影響，CBL 頂的成長明顯受到抑制，CBL 厚度隨 SST 變化的速率減緩(圖 2a)。OML 的發展和個案一有明顯的差異(比較圖 1b 和圖 2b)，當 SST > 27 °C 時，可以維持平衡的 OML 結構。同時模式顯示，OML 隨 SST 增加而穩定地成長，當 SST 從 24 °C 增加到 30 °C 時，OML 從 60m 加深至 150m；湧升流的大小較個案一小(比較圖 1c、圖 2c)；進入海洋的 Rnet 則從 30Wm^{-2} 減少至 15Wm^{-2} ，一直維持加熱海洋的狀態。海面能量收支的結果顯示，R0、I0 和 Hs 與個案一的差別不大，但 He 隨 SST 增加而增加的速率減為個案一的一半(比較圖 1d 和 2d)，使得 Rnet 可一直維持加熱海洋的狀態(圖 2d)。模式顯示，當海氣系統的偶合度增加，透過沈降運動，使得 CBL 內海氣水汽差減少，造成 He 的減少，改變 Rnet 的大小，進一步影響 OML 的結構與發展。

3-2 平衡狀態是海面風速的函數

同 3-1，但固定 SST 為 27 °C，模擬在不同的海面風速下，CBL 和 OML 的平衡反應。

(i)個案三：一天至二天的平衡

由圖 3a 中發現，當風速增加時 CBL 底下降、CBL 頂上升；風速減弱時 CBL 厚度變薄，直到風速 < 3 m/s 時，因為沈降作用和海面蒸發作用減少，使得低層空氣變的較乾(參考 Betts and Ridgway 1989, 圖 5)，故無法維持 CBL 的平衡。OML 和湧升流的變化示於圖 3b 和 3c 中，由圖中可見，風速增加時 OML 加深、湧升流減弱。為了維持 OML 的熱量平衡，當加熱海洋的熱量隨風速增加而減少，湧升流必須減弱，故 OML 亦較深。當風速超過 10m/s 時，Rnet 近似於 0，湧升流不再存在，故在風應力的強迫混合作用下，OML 持續地加深。在風速 < 4 m/s 時，加熱海洋的熱量較大，湧升流較強，OML 的平衡結構無法存在。加熱海洋的熱量隨風速增加而減少，主要是因風速增加時，He 增加。同時因 CBL 的厚度和 CBL 內的水汽隨風速增加而增加，使得 I0 和 R0 減少。

(ii)個案四：10 天左右的平衡反應

模擬的結果顯示，當風速增加時，CBL 頂和 CBL 底的變化和個案三類似，但 CBL 頂增加的速率較緩和。當風速 $< 3\text{m/s}$ 時，依舊無法維持平衡的 CBL 結構(圖 4a)。由圖 4d，海面能量收支的變化發現 R_0 、 I_0 和 H_s 的變化不大，但 H_e 隨風速增加而增加的速率較緩和(比較圖 3d 和 4d)。 H_e 的變化和海氣水汽差的變化有關(圖略)，因為 H_e 的減少，因此 R_{net} 可一直維持加熱海洋的狀況，使 OML 和湧升流大小與個案三明顯不同。

3-3 小結

由以上顯示，固定海面風速時，當 SST 增高，海面蒸發加強，使得次雲層內水汽增加、CBL 增厚，亦使得 R_0 和 I_0 減少。 R_{net} 隨著 SST 增加而減少，主要是因 H_e 增加。因為加熱海洋的能量減少，故所需平衡的湧升流強度減弱，OML 發展較深；SST 固定時，當風速 $< 3\text{m/s}$ 時，無法維持平衡的 CBL 結構。在高風速時，因為水汽蒸發增加，使得 CBL 容易發展， R_0 、 I_0 減少。 R_{net} 隨風速增加而減少，故湧升流較弱，OML 較深；當海氣邊界層的偶合度增加時，因為大尺度沈降運動的影響，使得次雲層易變的較乾燥，並且會抑制 CBL 的發展。由於海氣水汽差減少，使 H_e 減少，造成 R_{net} 的改變，進一步影響 OML 的發展。

四、結論

改變海水輻射吸收參數法時，在一至二天的平衡反應和 Sui et al.,(1991)的結果類似。但最近的研究發現，在較長時間下，OML 的發展、SST 的變化，和海水輻射吸收有關(Sui et al., 1997)。本文的研究發現，海面淨熱通量在海氣偶合邊界層系統中，扮演重要的角色。其中， H_e 對 CBL 內的水汽和輻射通量，以及 OML 熱量收支上尤其重要。偶合系統的能量平衡，對於由 SST 或海面風速的變化所引起 CBL 內和次雲層內水汽的變化，相當地敏感。

由於模式的限制，故我們主要研究在中、東太平洋偶合海洋大氣邊界層的平衡。若要進一步研究熱帶西太平洋海—氣交互作用的現象，必須進一步考慮深對流作用的影響以及湧降流(downwelling)的作用。

致謝

本研究特別感謝 W. Ridgway 提供 CBL 模式的使用，以及 C.-H. Sui 提供的偶合平衡模式的使用和寶貴建議。

參考文獻

- Albrecht, B. A., V. Ramanathan and B.A. Boville, 1986: "The effects of cumulus moisture transports on the simulation of climate with a general circulation model" *J. Atmos. Sci.*, 43, 2443-2462.
- Betts, A. K., 1985: "Mixing line analysis of clouds and cloudy boundary layers" *J. Atmos. Sci.*, 42, 2751-2763.
- Betts, A. K., 1986: "A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis" *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112, 677-692.
- Betts, A. K., and W. Ridgway 1989: "Climatic equilibrium of the atmospheric convective boundary layer over a tropic ocean" *J. Atmos. Sci.*, 46, 2621-2641.
- Denman, K. L. 1973: "A time dependent model of the upper ocean" *J. Phys. Oceanogr.*, 3, 173-184.
- Harshvardhan, R. Davies, D. A. Randall and T. G. Corsetti, 1987: "fast radiation parameterization for atmospheric circulation model" *J. Geophys. Res.*, 92, 1009-1016.
- Kraus, E. B., and J. S. Turner 1967: "A one dimensional model of the seasonal thermocline, II, The general theory and its consequences" *Tellus*, 19, 98-106.
- Latif, M., J. Biercamp, and H. von Storch 1988: "The response of a coupled ocean-atmosphere general circulation model to wind bursts" *J. Atmos. Sci.*, 45, 964-979.
- Miller, J. R. 1976: "The salinity effect in a mixed layer ocean model" *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 29-35.
- Paulson, C. A., and J. J. Simpson, 1977: "Irradiance measurements in the upper ocean" *J. Phys. Oceanogr.*, 9, 643-649.
- Sarachik, E. S. 1978: "Tropical sea surface temperature: An interactive one dimensional atmospheric ocean model" *Dyn. Atmos. Oceans*, 2, 455-469.
- Schubert, W. H., J. S. Wakenfield, E. J. Steiner and S. K. Cox 1979: "Marine stratocumulus convection. Part I: Governing equations and horizontally homogeneous solution" *J. Atmos. Sci.*, 36, 1286-1307
- Sui, C.-H., and K.-M. Lau 1991: "An equilibrium model for the coupled ocean atmosphere boundary layer in the tropics" *J. Geophys. Res.* 96, 3151-3163.
- 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.

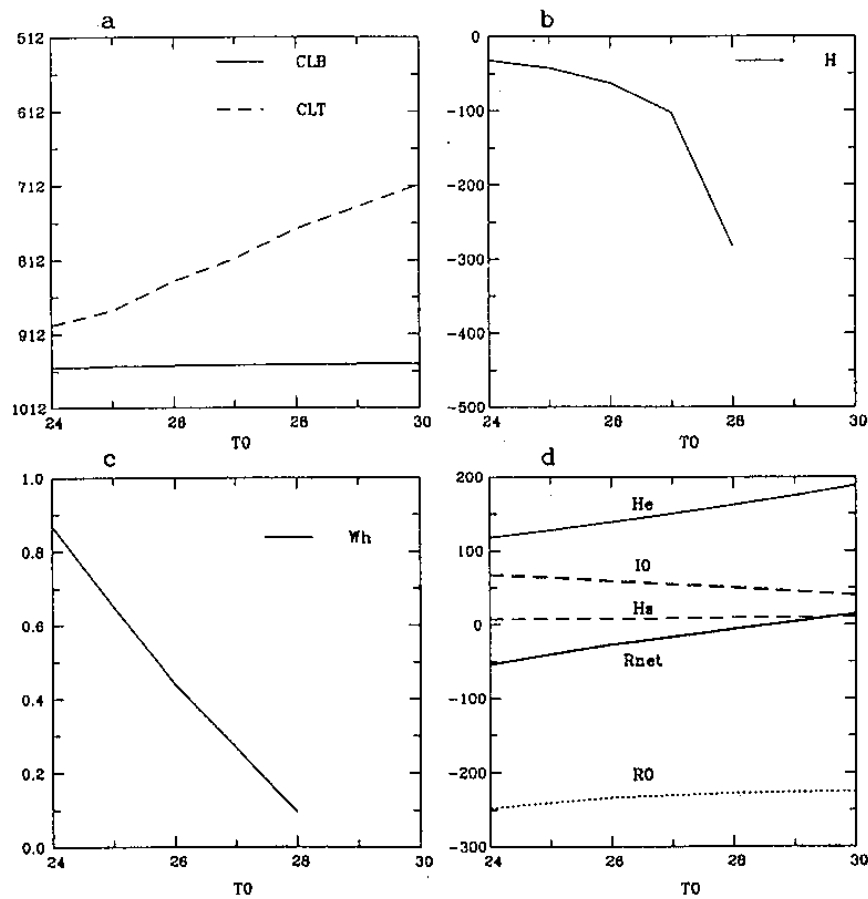


圖 1: 個案一的結果, 橫軸均為 SST($^{\circ}\text{C}$)。a 為 CBL 頂和 CBL 底(單位: hPa)。b OML 的深度(單位: m)。c 湧升流(單位: $\times 10^5 \text{ m/s}$)。d 海面能量收支各項(單位 W/m^2), He 為潛熱通量, Hs 為可感熱通量, I0 為淨長波輻射通量, R0 為淨短波輻射通量, Rnet 則為海面淨熱通量。

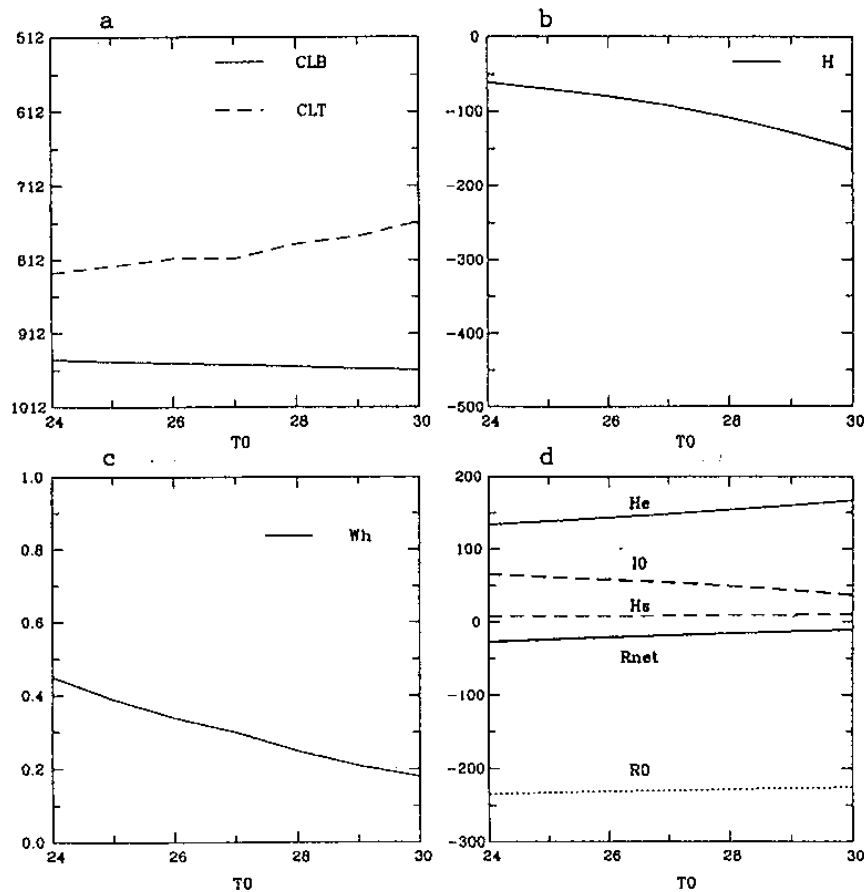


圖 2: 同圖 1, 但為個案二的結果。

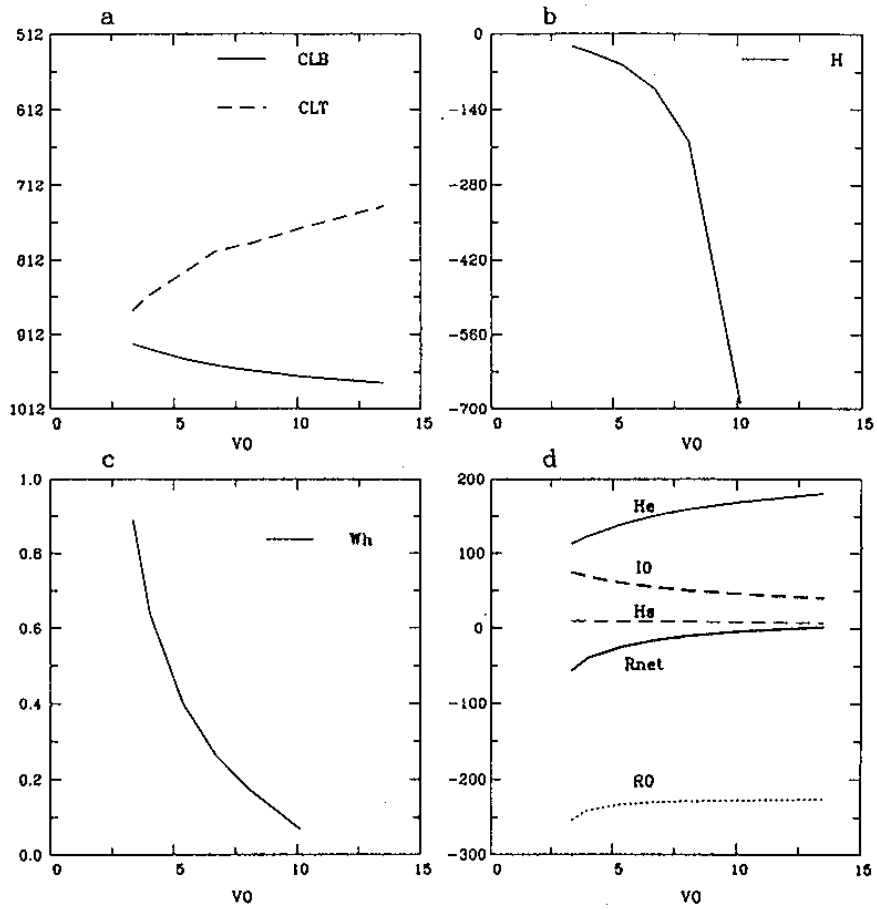


圖 3:同圖 1,但橫軸為海面風速(單位:m/s)且為個案三的結果。

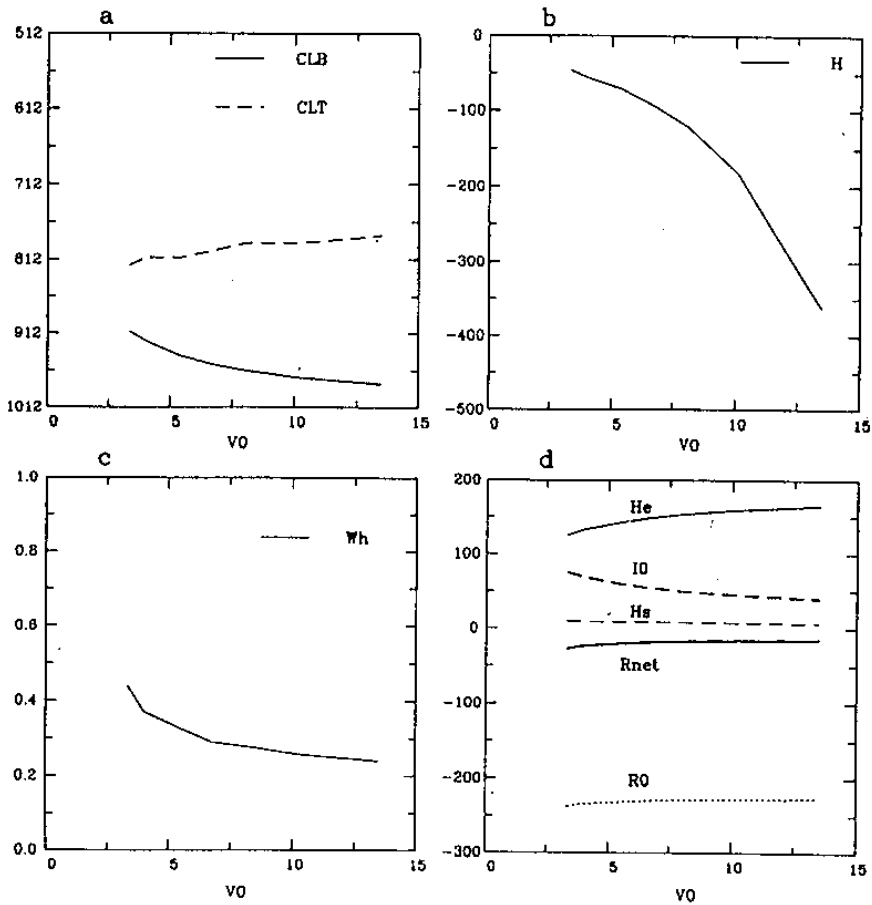


圖 4:同圖 3,但為個案四的結果。

The studying of the equilibrium model for the coupled air-sea boundary layer in the Tropics

Hsin-hsing Chia¹ Ching-chi Wu²

Weather Forecast Center, Central Weather Bureau, Taiwan
Department of Atmospheric Science, National Taiwan University

ABSTRACT

A One-dimensional coupled air-sea boundary layer model is used to study the equilibrium state of the air-sea boundary layer in the Tropics. The atmospheric model is a one-dimensional thermodynamic model for a partially mixed, partially cloud convective boundary layer (CBL). The model includes the effects of the cloud-top subsidence, surface momentum, latent heat flux, sensible heat flux and the radiative transfer (Betts and Ridgway, 1989). The oceanic model is a thermodynamic model for a well-mixed layer, with a closure constraint based on a one-dimensional turbulent kinetic energy (TKE) equation following Kraus and Turner(1967).

The depth of the CBL and the oceanic mixed layer (OML) increase and the upwelling below the OML decrease, corresponding to either increasing SST or increasing surface wind. The deepening of the equilibrium CBL is primarily due to the increase of CBL moisture with increasing SST and surface wind. The increase of the OML depth and the decrease of upwelling are due to the decrease of surface net heat flux with increasing with SST and the increasing of the forced wind stress mixing. We see that, with greater coupling, the CBL depth changes more slowly with SST and drier in the subcloud layer, corresponding to the cloud-top subsidence. The decrease of latent heat flux, will modify the surface net heat flux, and will influence the development of OML as well. This work suggests that the equilibrium state of the coupled system is very sensitive to the surface net heat flux. Among them, the latent heat flux plays a crucial role in changing the moisture and the radiative flux in the CBL and the thermodynamic budget in the OML.