

熱帶卷雲輻射效應 對氣候模式水文循環之影響

馮 欽 賜

中央氣象局科技中心

(中華民國八十八年八月六日收稿；中華民國八十八年十一月二十三日定稿)

摘 要

鑑於氣候模式處理熱帶卷雲的微物理特徵仍有相當大的不確定性，本研究以中央氣象局氣候模式，探討模式熱帶對流特性與水文循環在不同熱帶卷雲輻射強弱下可能產生的變動。本研究共實施四組冬季恆定模擬，各組模擬具有不同的熱帶卷雲冰態含水量參數化假設，因而產生強弱有別的熱帶卷雲輻射效應。

由這些敏感性實驗結果的比較，顯示熱帶卷雲輻射作用加強，對高對流層大氣形成一股加熱源，對流活躍網格上的非絕熱總加熱率因此增強，促使該處伴隨較強的上升運動和水平輻合，這使對流降水較強勢的區域附近有越趨加強的傾向，不過在模式中對流活動相對較弱的區域如東太平洋 ITCZ 雨帶則是減弱的。熱帶對流特性也因不同熱帶卷雲輻射作用而改變，無論從潛熱的垂直剖面分析或相當位溫剖面變化的證據，都顯示熱帶卷雲輻射作用強化有抑制對流發展高度的傾向，而對流高度的抑制則減弱高對流層的濕化，降低該處的相對濕度。

分析熱帶地表大氣的水文收支，結果顯示對流活躍區局地的水氣不足量（因降雨量大於地表蒸發量）隨著熱帶卷雲輻射作用加強而放大，不過根據面積的統計，此類對流活躍網格面積有縮小的趨勢，但相對地屬於上游水氣源的熱帶沈降氣流區卻有擴大的趨勢，基本上，這種面積消長是水氣收支獲致平衡的重要條件。另一方面，感受到全球輻射-潛熱制約條件的束縛，模式因大氣輻射冷卻率受熱帶卷雲溫室效應增強而減緩的影響，相對上抑制了熱帶整體的降水量。總結而言，模式中若熱帶卷雲的作用愈明顯，熱帶（全球）地表蒸發量-降雨量-大氣輻射冷卻量愈加減弱。

關鍵詞：卷雲、氣候模式

一、前言

輻射作用是促使地球-大氣系統水文循環過程的始作俑者。輻射能量在垂直空間的收支顯示，平均上地球表面因吸收的太陽短波輻射遠大於長波輻射冷卻，使地表淨輻射能量為正，對照之下大氣部份卻呈相反的現象，是以長波輻射冷卻佔優勢，這種上冷下暖使垂直溫度遞減率加強的熱力條件，形成大氣對流作用的潛在機制。伴隨對流作用之水文循環在大氣所釋放潛熱，則得以彌補大氣因長波輻射的冷卻效應，在長期氣候平均下全球大氣能量將達到輻射及水文過程之間的平衡。因此，這種能量上互補的牽引作用，緊密地耦合大氣長波輻射冷卻與水文循環的交互作用。

位於高對流層約 400hPa 以上大氣的高雲，一般歸類為卷雲，由於這類雲的雲滴成分大都屬於冰晶型態，又被泛稱為冰晶雲。基本上，由於卷雲雲頂溫度和地溫之間強烈的對比，使卷雲具有顯著的輻射溫室效應，因而大量減少地球大氣的輻射冷卻作用。進一步區分卷雲溫室效應貢獻在地表和大氣上的差別，可以發現此一溫室效應大部份集中於大氣內。因此，卷雲相對地減緩大氣原具有的長波輻射冷卻強度，另從全球大氣能量收支平衡的要求，也就產生抑制大氣潛熱釋放的過程。依此觀點，Fowler and Randall (1994) 以模擬實驗舉證，這種因卷雲減弱大氣輻射冷卻而相對抑制全球對流和降水過程的負反饋作用，他們將這負反饋稱為全球輻射-對流 (Global Radiative-Convective) 的交互作用。

按照形成機制的差異，除了源自大尺度天氣系統如鋒面的中高緯卷雲之外，另外則是常出現於熱帶並伴隨積雲對流產生於高對流層的卷雲或稱砧雲 (anvil cloud)。熱帶卷雲因雲頂可高達 10 公里以上，加上雲內具有較一般卷雲顯著的冰晶含量，使得熱帶卷雲彰顯的輻射效應在觀測上清楚易見，並且對大氣產生強烈的雲輻射暖化效應。針對這個現象，一些大尺度環流模式的模擬實驗 (例如 Slingo and Slingo 1988)，已相繼證實這種熱帶雲系直接對熱帶降水的強弱與分布以及哈德里、沃克環流的結構具有相當程度的影響。模擬結果顯示，在諸如暖池對流旺盛的區域，深積雲的雲輻射加熱效應疊加在原本的潛熱釋放，會加強大氣的暖化而有助於該區的低層輻合，以至於帶動熱帶哈德里環流甚至沃克環流的增強，然後此環流推舉的上升運動又順勢助長對流而伴隨更多的高層砧雲，其中連結雲輻射效應和水文循環之間的交互過程具有輻射-動力-對流的正反饋作用。

熱帶砧雲對所處位置產生甚強的輻射加熱 (冷卻) 作用，亦是塑造局部大氣熱力穩定度的一種重要外力 (Ackerman et al. 1988; Ramaswamy and Ramanatha 1989)。一般厚實的砧雲於雲頂附近同時具備顯著的短波輻射加熱率和長波輻射冷卻率，雲底則以攔截近地面長波輻射而產生顯著的加熱效應，不過它反應的強度與底下是否跟隨積雲非常有關。就典型層狀的砧雲而論，長波輻射在雲底的加熱率遠大於雲頂的冷卻率，再加上短波輻射加熱率，會使整層砧雲綜合產生相當明顯的加熱作用，由此對高層大氣的暖化會增強大氣溫度剖面之

穩定度。另一方面，這類雲因長波輻射在雲頂雲底形成強烈的冷卻(加熱)對比，卻有利於該處大氣形成局部熱力不穩定，尤其是在夜晚。基本上，無論藉由前者或後者，其實這都表示熱帶砧雲輻射效應對局地大氣剖面之熱力結構的調整，可間接提供影響對流發展的額外途徑。

由於量測卷雲的困難，整體來說目前卷雲的觀測數量仍是極度有限，尤以熱帶砧雲為甚 (Heymsfield 1993)。雖然，近來已有實驗計畫進行熱帶砧雲的觀測 (McFarquhar and Heymsfield 1997)，但在這仍非常有限的冰晶砧雲觀測資料中，一般氣候處理熱帶卷雲之冰晶微物理特徵 (如冰態水含量和粒徑大小) 還是缺乏較可靠的參數化方法可供依循，故而存在相當的差異以及不確定性。關於這種差異對氣候模擬以及氣候變遷預測的潛在影響，仍是需深入探討的課題。本研究將以中央氣象局氣候模式為工具，針對熱帶卷雲以不同假設的冰晶含量參數化進行敏感性實驗，檢視模式中熱帶卷雲輻射作用，對熱帶對流模擬乃至於全球水文平衡的影響。分析的重點有二：(一) 熱帶對流稟性的變化，(二) 熱帶水文收支的變化。本文進行四個實驗，整體上這些實驗所具有的熱帶卷雲輻射貢獻強弱有別。

二、氣候模式與實驗設計

本研究採用的氣候模式是依據中央氣象局全球模式為基礎衍生的版本。中央氣象局全球模式是一個典型的波譜模式，具備完善的動力

及物理參數化模組 (Liou et al. 1997)。關於此一氣候模式對基本氣候場模擬能力的確認，在 Chen et al. (1999)，與胡等 (1999) 的報告中已有詳細地說明。不過，針對研究高對流層冰晶卷雲輻射效應的目的，在此氣候模式中改以 Fu and Liou (1992, 1993) 建立的輻射參數化模式，取代原模式採用的 Harshvardhan et al. (1987) 輻射參數化方案。FL 模式主要特色之一，在於其中包含對冰晶雲光學特性具備合理解析能力的卷雲光學參數式。此外，馮 (1998) 擴充 FL 模式的輻射計算結構，使其能夠以較嚴謹的一致性條件處理所有波長的部份雲量運算問題，這亦改善原 Harshvardhan et al. (1987) 輻射模式粗略的處理方式。

氣候模式中關於輻射模式的雲量和雲微物理性質都是診斷獲得。雲量診斷沿用類似 Slingo (1987) 的方法，原則上模式依據網格上是否發生積雲降水，將雲的屬性區分為大尺度層狀雲和對流雲兩類，兩者之雲量多寡分別是相對濕度及降雨量的函數。就模式而言，雲層約高於 400hPa 定義為卷雲，若其雲下伴隨對流雲類，則是所謂的砧雲。利用雲液 (冰) 態水含量在觀測上發現具有隨溫度變化的特性 (Heymsfields and Platt 1984)，參數化這兩類雲的水含量，如圖 1 所示。依據觀測的資料，參數式假設對流雲的液 (冰) 態水含量 (曲線 ANV1 或曲線 ANV2) 遠較層狀雲的 (曲線 CIR) 豐富。

基本上，本研究試圖以不同的砧雲冰態水含量診斷參數式，增減模式中熱帶卷雲輻射強度的方式進行實驗設計，如表一所列。其中，控制組 (代號 CTL) 將雲分為對流雲和大尺度

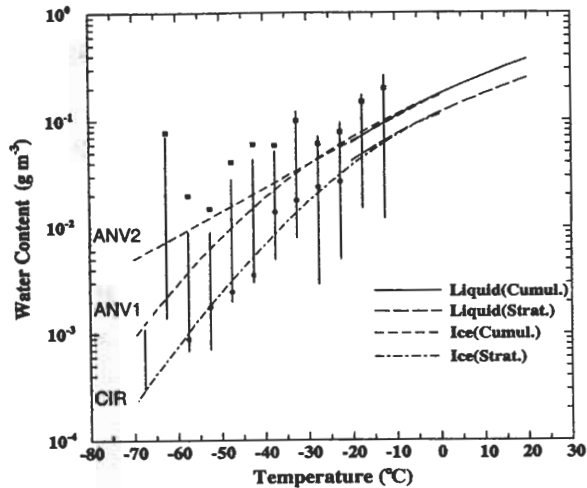


圖 1 實驗採用之雲液態和冰態水含量分布。圖內積雲冰態水含量有兩條曲線函數，其中 ANV1 曲線對應控制組，ANV2 曲線對應敏感性實驗一（代號 ANV）。雲液態（LWC）和冰態水含量（IWC）參數式，它是溫度的函數。雲分為對流積雲和大尺度層狀雲兩類，前者具有較顯著的水含量。假設雲內溫度介於 0°C 至 -20°C 之間，水的液態和冰態共存，但依溫度線性權重其比例，亦即 -20°C 時液態雲滴為零而冰態雲滴為 100%，反之在 0°C 比例顛倒。其次，圖內圓狀和方狀實點分別代表觀測上不同雲類冰態水含量隨溫度之平均值分布。前者源自 Heymsfield and Platt (1984) 對中緯度卷雲觀測之歸納整理；後者則出自 CEPEX (Central Equatorial Pacific Experiment) 實驗的觀測平均，其中垂直實線對應 CEPEX 之 IWC 分布的上分位數和下分位數 (first and third quartile)，以 IWC 平均值都座落在該線頂端或上方而言，顯示此平均值主要由少數極大的 IWC 取樣所主宰，因此需注意平均值的代表性並不充分 (McFarquhar and Heymsfield 1997)。

層狀雲兩類，分別參數化各類雲的水含量，即圖 1 的曲線 ANV1（對流雲類）及曲線 CIR（層狀雲）。相對於控制組，實驗一（代號 ANV）改用砧雲冰態水含量較高的參數化函數（即 ANV2 曲線），圖中顯示砧雲的溫度低於 -40°C 時越冷彼此的差別越凸顯，這種差異約略反映觀測上熱帶砧雲冰晶含量在此高層低溫區的不確性。實驗二（代號 CIR）對於模式中所有雲內水含量的處理，一律按照一般大尺度層狀雲類參數化，忽略對流性雲類與此雲類的差異，換句話說模式沒有砧雲只有普通卷雲。相對於控制組，實驗一與實驗二所產生的熱帶卷雲輻

射作用，顯然具有一強一弱的對比效果。至於實驗三（代號 NOH），則在沿續實驗二作法之下進一步假設南北緯 30° 度內熱帶地區 400hPa 以上的高雲不存在，完全抑制模式內熱帶卷雲的輻射效應。

表一 熱帶卷雲輻射效應之敏感性實驗的相關說明。

實驗名稱	模式代號	說明
控制組	CTL	將雲分為對流雲和大尺度層狀雲兩類，分別參數化雲內水含量。
實驗一	ANV	如 CTL 模式，但採用水含量較高的對流雲冰晶含量參數式，請參考圖 1。
實驗二	CIR	將雲一律按照大尺度層狀雲類進行水含量參數法處理。
實驗三	NOH	沿續 CIR 模式，且同時假設熱帶 30°S - 30°N 區域 400hPa 以上的高雲不存在。

模擬實驗都是以 1995 年 1 月 15 日 12 Z 為初始場，執行 240 天具有日夜循環的冬季恆定 (perpetual) 積分，模式每 6 小時輸出一次。原則上，對結果的分析比較，取自最後 180 天的氣候平均，但為節省儲存空間，僅在最後 60 天積分才有輸出三維空間的各個大氣非絕熱剖面及雲量剖面，因此以下討論若涉及雲量或非絕熱項的合成分析就只取自這 60 天的氣候平均。以下討論直接使用代號稱呼各實驗。

三、控制組的輻射收支分布

鑑於輻射效應的表現與水文循環息息相關，同時過去的報告並未分析此氣候模式相關的輻射收支情形，因此本文將先以控制組模擬的輻射收支分布，作一檢視探討。

雲量是牽動輻射場變化最基本的參數。首先，關於模式雲量的緯向平均垂直剖面分布，如圖 2 所示。基本上，熱帶區域以積雲型態為主，雲底大約在 900hPa 左右雲頂可發展至 100hPa，而在 400hPa 以上積雲對流對高對流層的溼化過程，使模式在此處產生較多的雲量，

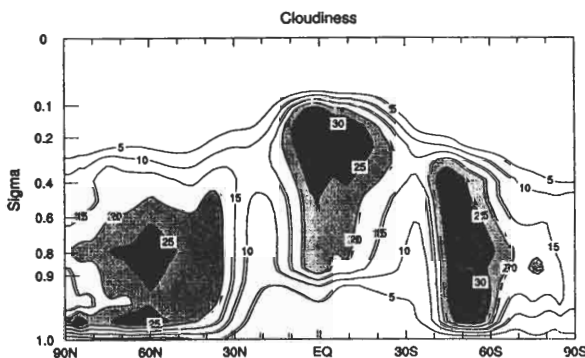


圖 2 模擬雲量的緯向平均剖面，單位%。

這符合觀測上砧雲具有較大面積的特徵。副熱帶沈降氣流區，屬於模式雲量分布最稀少的地帶。中高緯度的雲類伴隨鋒面系統高相對濕度而生成，在垂直結構上屬於中低雲的機率較高。

圖 3 是晴空與有雲時模式和 ERBE (Harrison et al. 1990) 在大氣層頂外逸長波輻射 (OLR) 和行星反照率的緯向平均分布。首先以 OLR 而言，可發現無論是晴空或實際天空模式 OLR 隨緯度的變化與觀測非常貼近，模式

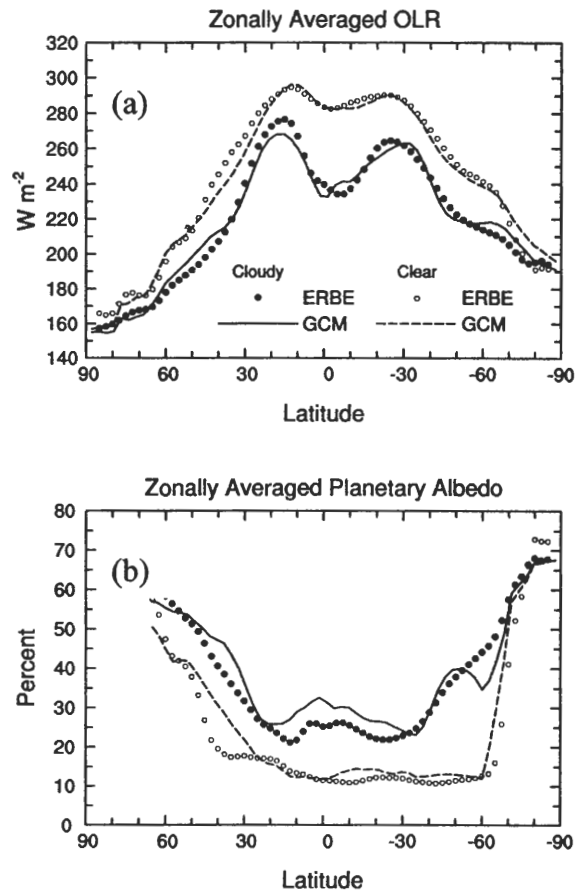


圖 3 緯向平均 (a) 外逸長波輻射和 (b) 行星反照率分布。圖中曲線代表模擬量，圈號代表 ERBE 觀測，另外 Cloudy 和 Clear 分別指全天空含雲和晴空不同條件下的結果。

清楚顯現位於副熱帶的兩個峰值和赤道附近的低值以及往中高緯度遞減的梯度。此外，熱帶雲類強烈遞減晴空 OLR 的輻射特性亦清楚彰顯。模式對 OLR 的掌握雖間接顯示，模式對卷雲的輻射效應具有相當程度的模擬能力，不過有雲時 OLR 的模擬相當敏感於高層雲的雲量及其放射率（emissivity），因而仍有可能隱含兩者誤差的相互抵消。分析晴空 OLR 的表現，即實際隱含模式對流層大氣偏冷偏乾（未圖示）誤差的抵消作用（馮 1998）。

關於行星反照率，相對上不如 OLR 模擬地理想，雖然模式仍能掌握行星反照率遞變的形狀和梯度，但整個熱帶地區卻嚴重高估其值。相較之下，晴空時模式行星反照率並未同時出現顯著高估的現象，顯然雲是導致行星反照率誤差的重點而與地表反照率無關。由於低雲對輻射場的影響，短波的反射作用遠勝於長波的溫室效應，那麼模式是否產生過量的低雲？事實上，模式反而有信風帶層積雲模擬過少的傾向（未圖示），換句話說，模式在低雲偏少的條件下，在緯向平均上仍出現過強的行星反照率，表示模式可能高估了熱帶積雲所具有垂直總光程，或是對砧雲以下之積雲柱面積估計過大，以致造成整體積雲產生太強的雲短波反射作用。基本上，不管是總光程所涉及的雲微物理性質（粒徑和水含量）參數化或後者積雲量的判斷，在模式中的作法都是相當經驗性，這顯示模式在這些方面有調整改善的必要。此外，可注意到北緯 $30^{\circ} - 50^{\circ}$ 之間模式也高估行星反照率，所不同的是這與地表反照率有直接關係，推測可能是模式將雪的範圍模擬過量，使陸地的反射增加所致。

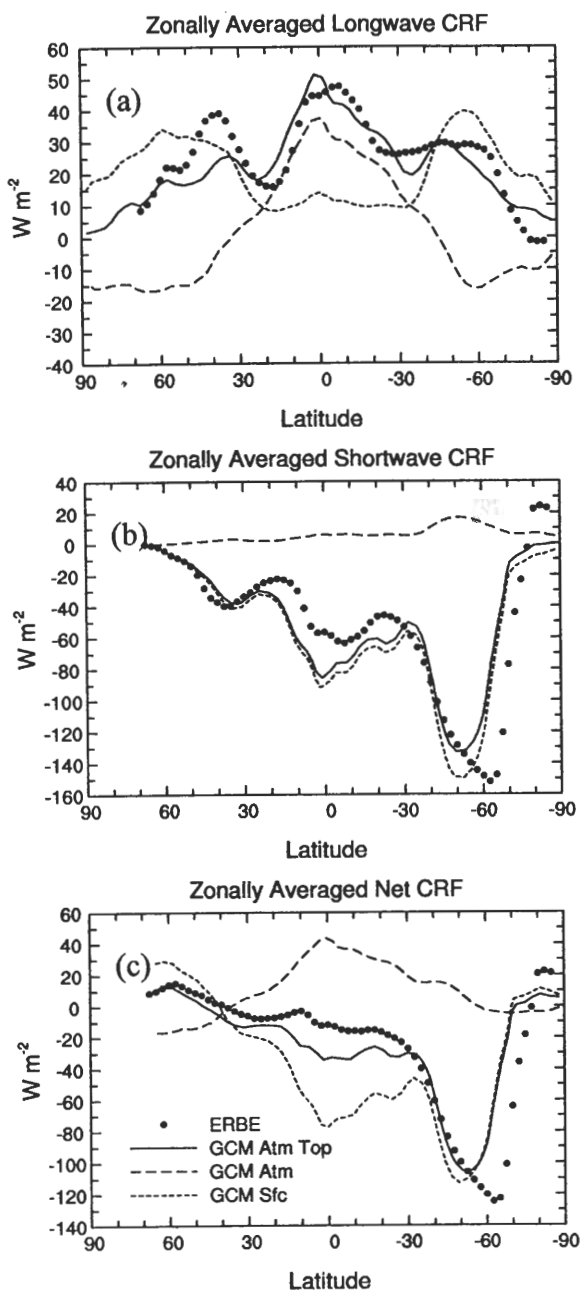


圖 4 緯向平均 (a) 長波 CRF、(b) 短波 CRF 以及 (c) 淨 CRF (長波+短波) 分布。除大氣層頂 CRF (實線) 之比較外，各圖中關於模式所模擬的 CRF 又被分成大氣 (虛線) 和地表 (點線) 兩個分量。

進一步檢視模式的雲輻射強迫量 (Cloud Radiative Forcing, CRF)，它定義是指單位區域內晴空和實存之全天空 (包括晴空和部份雲量) 在大氣層頂輻射場的差異 (例如: Ramanathan et al. 1989)。圖 4 是模式 CRF 各個分量之緯向平均分布及與 ERBE 資料的比較。根據 ERBE 資料顯示，長波和短波雲輻射強迫量因積雲作用在熱帶都凸顯其峰值，由於兩者一正一負相互抵削的結果使淨雲輻射強迫量大幅縮少，這現象看似雲對地球 - 大氣的淨貢獻並不大，但實際上熱帶雲系已將輻射能量在垂直空間有效率地重新分配，一方面是地表損失短波能量，另一方面是大氣獲得長波的加熱作用 (參考圖 4c 中模式的結果)，換言之，熱帶大氣層頂之淨雲輻射強迫量亦隱含地表和大氣兩個分量的抵削作用 (Kiehl 1994)。離開熱帶之後，雲類漸以中低雲為主相對地襯托短波雲輻射強迫量所佔的優勢，因此在日照充足的南半球，淨雲輻射強迫量明顯已由短波部份主宰。

基本上，模式對雲輻射強迫量的模擬與圖 3 的結果一致，在長波方面 (圖 4a)，熱帶地區表現地不錯，較明顯的缺失在於低估北緯 40 度鋒面頻繁地帶的峰值。在短波方面 (圖 4b)，熱帶則有嚴重高估的傾向，因而連帶使模擬的淨雲輻射強迫量過低 (如圖 4c)，不過短波雲輻射強迫量往南半球中緯度急劇遞減的趨勢，則模擬地相當貼切。另外，從模式雲輻射強迫量在大氣和地表分量的分析上，可以發現因溫室作用地表之長波雲輻射強迫量一律為正，峰值出現在低雲較盛行的中緯度，然而，大氣之長波雲輻射強迫量則由赤道峰值 35W/m^2 往中緯度兩側快速遞減至 -25W/m^2 ，它扮演類似潛熱的角色提供大氣環流的可用位能。其次，短波雲

輻射強迫量的影響力主要發揮在地表輻射收支，對大氣而言反而相當有限。因此，熱帶地區過強的雲反照作用，第一量級上都反映在地表減少的短波吸收量上。以目前海溫預設的模擬條件，大體而言衝擊較間接輕微，不過一旦耦合海洋模式，這問題勢必需妥善解決否則將嚴重影響海溫的模擬。

四、敏感性實驗的結果

依據實驗設計的原則，顯然地跟對流相關的雲類所產生雲輻射效應的差異，是導致各實驗模擬引發不同結果的始作俑者，尤其是源自於高層卷雲輻射貢獻的差別。因而以下的分析之一，乃針對各個實驗 30N° - 30S° 之熱帶海洋區域，重點選擇其中降雨量平均超過 4mm/day 之網格點，合成這些點上的大氣剖面進行分析比較。試圖從整體的觀點檢視伴隨這些對流雲類的輻射場，在各實驗之間究竟產生什麼差異，以及這種輻射上的變動又如何影響模式中對流甚至水文循環的表現。

(一) 合成網格之剖面分析

圖 5 是網格上雲量和雲輻射強迫量經由上述合成方法所獲得的平均剖面。圖 5a 中除了 NOH 實驗，各實驗最大雲量都出現於 400hPa 以上的高對流層，這相當程度反映砧雲雲量具有較大面積的特徵。實驗之間雲量的差別並不明顯，圖中關於雲輻射強迫量的改變，主要分布在中高對流層的位置，反映實驗設計更動卷雲性質直接衝擊該處雲輻射作用的事實。影響雲輻射強迫量的表現主要來自內在光程厚度的差別。卷雲的光程厚度與其醞含的水含量成正

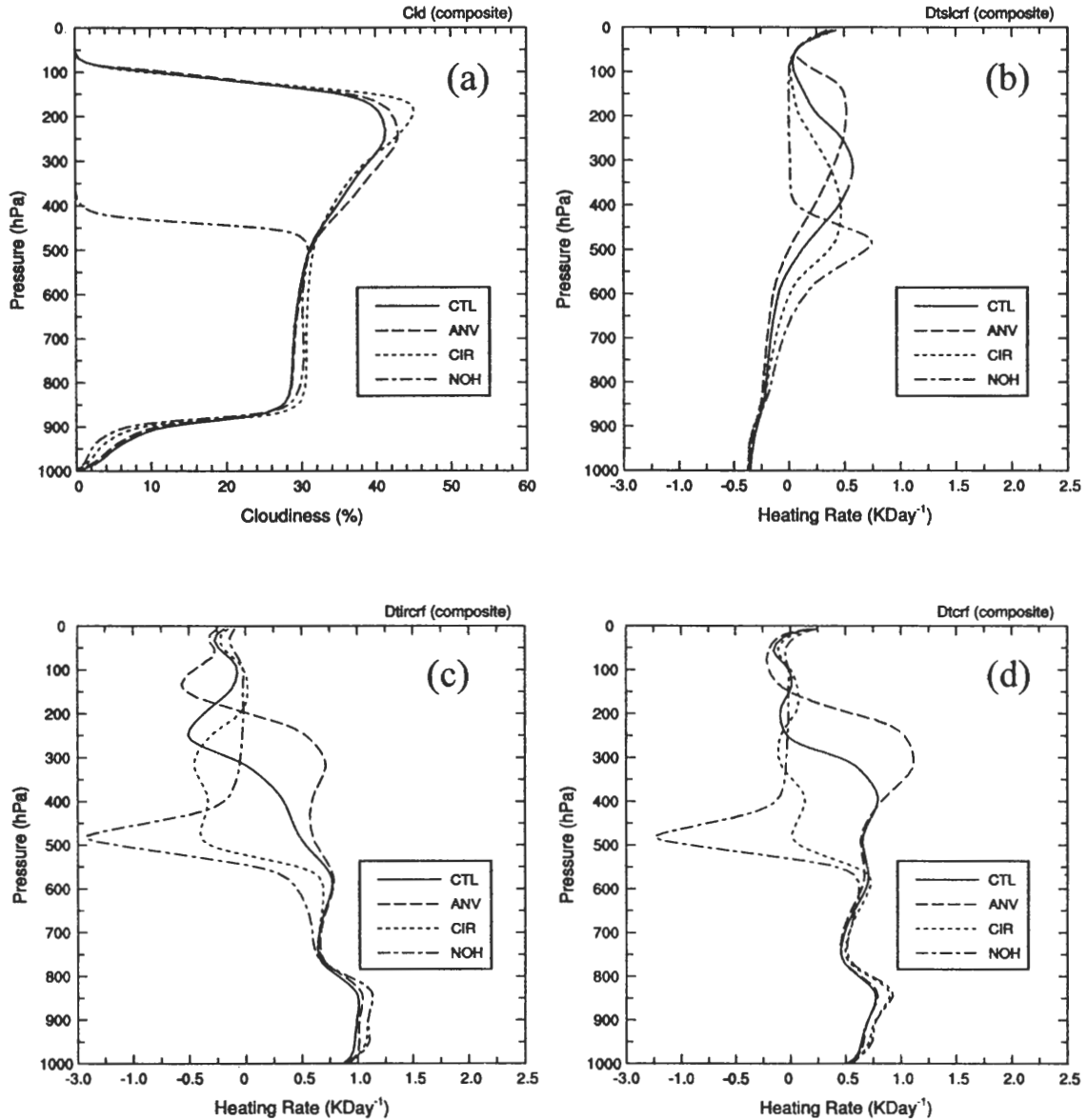


圖 5 熱帶海洋對流活躍網格上之雲量以及雲輻射強迫量的合成剖面分布。(a) 是雲量，(b) 和 (c) 分別是短波和長波部份雲輻射強迫量，(d) 是前二項合之總雲輻射強迫量。

比，當光程越薄輻射透射率即越高，因而實質的有效雲量便縮小並且降低有效雲頂（亦即長波輻射之亮度溫度層）的高度。分析圖 5b 和 c，有效雲頂的位置大體反映在雲輻射強迫量所展現的峰值處，從 ANV、CTL 至 CIR 實驗，高度

依序降低。對短波雲輻射強迫量而言，在有效雲頂附近會引起加熱作用，反之在長波雲輻射強迫量方面卻是冷卻作用，不過伴隨之下的大氣則因溫室效應產生加熱作用。NOH 實驗，由於失去高雲的遮蔽，故導致中雲雲頂處產生非常強的短波加熱率和長波冷卻率。

定量的比較顯示，各實驗卷雲性質不同所造成長波輻射加熱(冷卻) 率的變動幅度遠較短波輻射強烈，所以總雲輻射強迫量的分布(如圖 5d) 出現長波輻射主導的現象，短波輻射則居於抵消或減緩頂層長波冷卻的次要角色。以

相對控制組的結果而言，ANV 實驗提高砧雲的水含量等於增強該處的雲輻射效應，由於相對上具有提高有效雲頂和雲量的效果，其反應的總雲輻射強迫量分布像是將 CTL 實驗的結果往上拉伸，同時高層砧雲底(約 250hPa)之長波

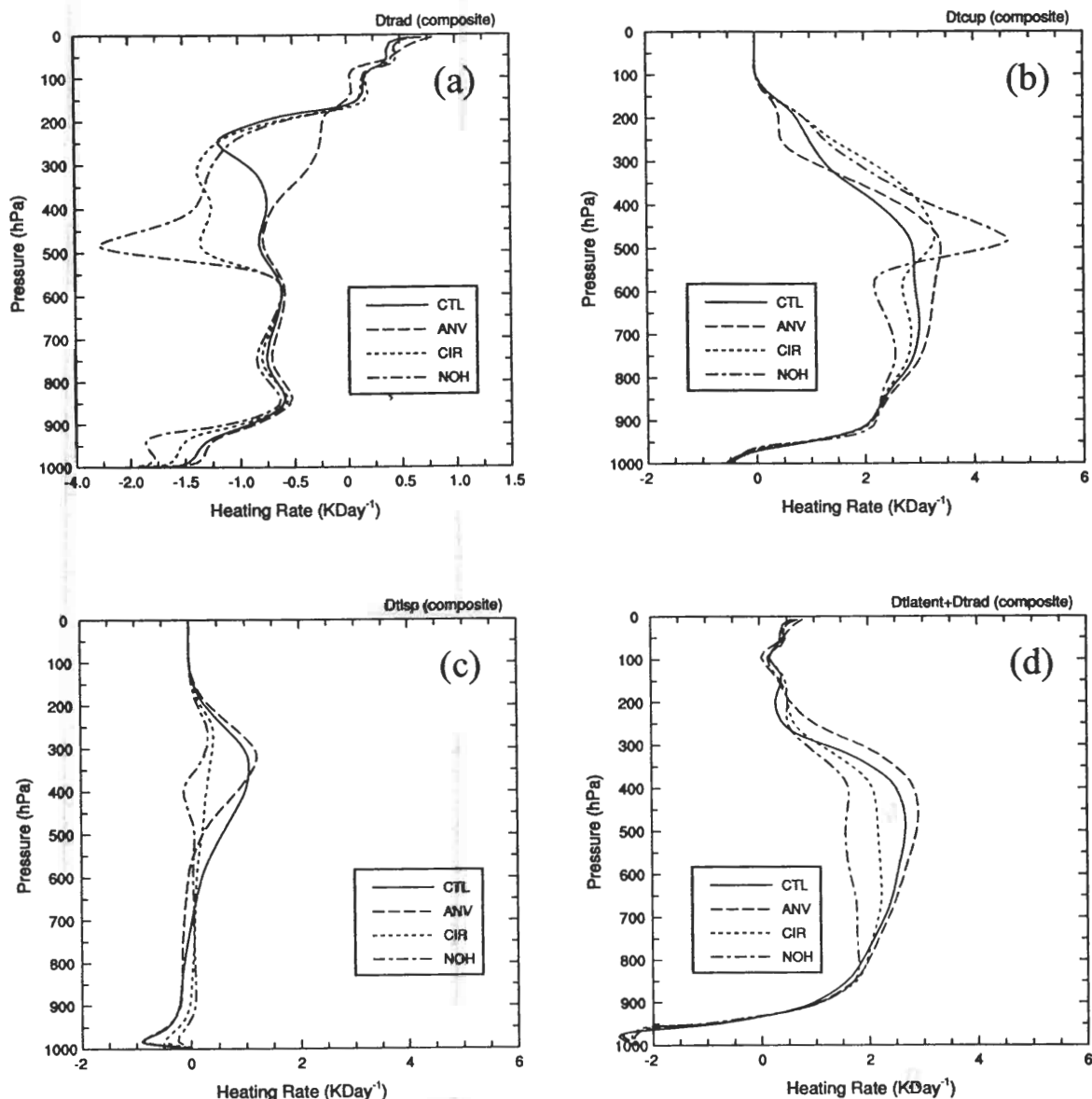


圖 6 如圖 5，但合成剖面為輻射和潛熱之加熱率分布。(a) 是總輻射場，(b) 和 (c) 分別是伴隨積雲對流和大尺度降水之潛熱釋放，(d) 是前三項非絕熱效應之總合。

加熱率，受惠於雲內溫度和地表溫度之差距變大亦加強。反之 CIR 實驗之總雲輻射強迫量則呈現相反的趨勢，對比上像是將 CTL 實驗結果的往下壓縮，NOH 實驗除了凸顯的峰值之外，大體仍沿續 CIR 實驗的輻射變化趨勢。總結而言，如預期般當卷雲水含量愈多，整體雲輻射作用對對流層大氣的暖化貢獻就愈強。不過在平流層方面，因為有效雲頂升高減弱外逸長波輻射的強度，反使其可吸收的輻射量減少而有負貢獻。

圖 6 是合成網格之總輻射場和降水潛熱場的非絕熱分布。首先，圖 6a 顯示總輻射場剖面，在疊加晴空方面之輻射作用後雖有所修正，但整體差異的主要部份仍源自雲輻射效應的緣故（對照圖 5d），晴空輻射對差異性的貢獻僅在近地面才較凸顯，相較上 NOH 實驗的冷卻率最強而 ANV 實驗最弱，分析其原因與各實驗中低對流層水氣含量產生垂直非均勻變化有關（參考圖 7b）。關於積雲對流因應卷雲輻射變動而產生對流特性的改變，從圖 6b 清晰可見。相對於控制組，ANV 實驗的積雲潛熱釋放在 350hPa 以上減少，但在 350hPa-800hPa 之間增多，然而 CIR 和 NOH 兩實驗則同以 550hPa 左右為交會點，積雲潛熱釋放在該點之上層和下層大氣以相反的趨勢分別增加和減少，其中 NOH 實驗在接近 500hPa 出現甚強的峰值。對照前圖總輻射場的分布，不難發現中高對流層之對流加熱率與總輻射場差異最突出的地方，似乎依存相當明顯的負相關，亦即抵消的作用。同樣地，檢視圖 6c 的大尺度降水之潛熱分布，其加熱率變化趨勢亦可發現與對流潛熱剖面有相互強弱消長的連帶性。整體而言，圖 6 表達模式中輻射和降水之間交互作用的關係是，若對流雲的砧雲輻射效應加強，會相對地抑制該處大氣對流強度但

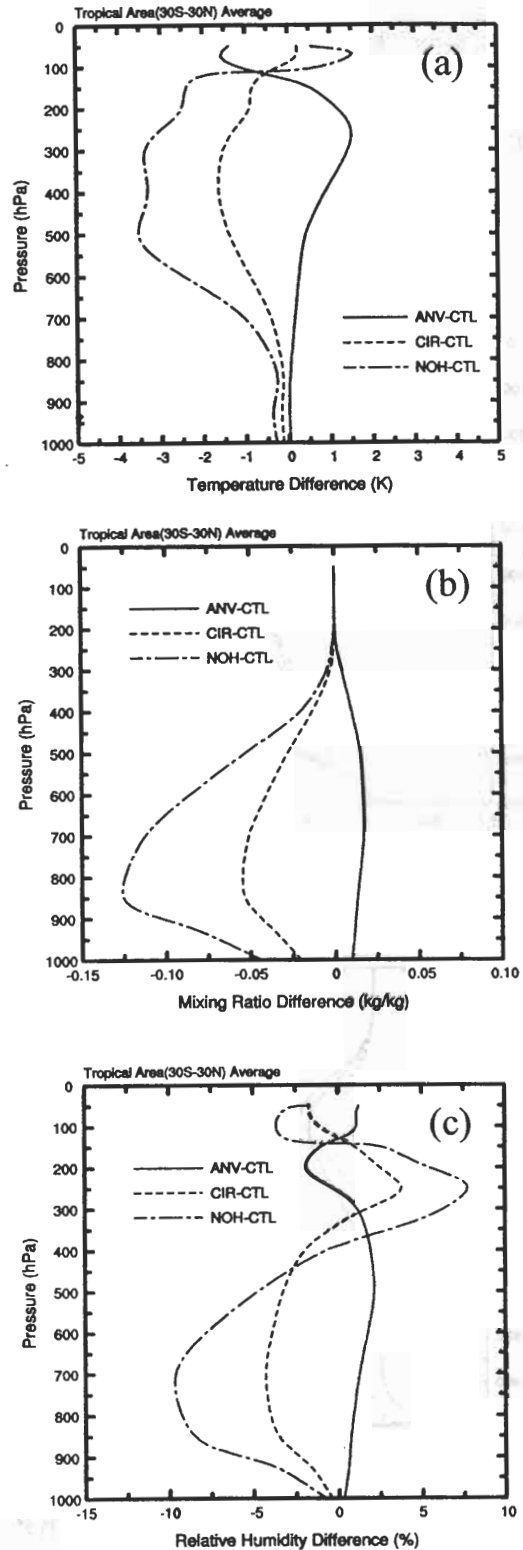


圖 7 各實驗組相對控制組之熱帶區域（30°S-30°N）大氣均態剖面的變化。(a)溫度，(b)比濕，(c)相對濕度。

使大尺度降水過程增強，另一方面對於緊鄰該位置的下層大氣，則有助於較強的對流反應同時伴隨較弱的大尺度降水，反之亦然。

從氣候時間尺度，輻射、積雲對流和大尺度降水三種非絕熱效應，與可感熱的垂直平流這些過程相互之間存在能量互補的平衡關係。由這平衡關係，可以從圖 6d 之輻射及潛熱的非絕熱總和，推測對流區垂直平流的強弱差別。自由大氣中非絕熱的淨值越大所需伴隨的垂直運動要越強，以便產生較強的負溫度平流抵消這些加熱率。結果的定性趨向說明，卷雲輻射效應可以助長對流活躍網格區的垂直速度，並因此帶動周遭較強的輻合。

分析熱帶區域（30°S - 30°N）的大氣均態剖面，圖 7 顯示各實驗溫度場、水汽場和相對濕度場相對控制組的變化，結果說明卷雲輻射作用的強化，會使熱帶大氣之中高對流層變得較暖及低對流層得較濕，但平流層的溫度則變冷，另外靜力穩定度受溫度變動而增強。圖 7a 溫度的變化與之前大氣非絕熱加熱率的變化在中高對流層為正但平流層為負，具有正向的關連。圖 7b 是低對流層水汽場的變動，NOH 及 CIR 實驗的水汽在 800hPa 上下遞減地最顯著，這非均勻的變化會加強近地表大氣的長波冷卻（如圖 6a）。至於水汽場變動，從圖 7c 可知大部份是受到相對濕度變動的連帶作用所致。CIR 與 NOH 相對濕度降低應與熱帶大尺度的低層輻合作用減弱有關。不過，高對流層相對濕度的變化方向卻相反，這有趣的現象與各實驗熱帶對流對高層的濕化過程息息相關。

檢視熱帶大氣溫度和濕度異動狀態，如何反映在影響對流特性的熱力穩定度上，圖 8 呈

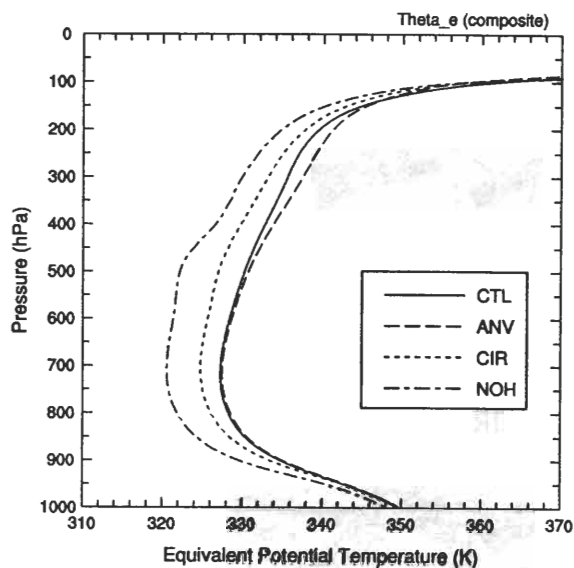


圖 8 對應圖 5 之相當位溫合成剖面。

現各實驗對流網格所合成的相當位溫剖面。圖中顯示相當位溫的變動在垂直上並非均勻，各實驗彼此在近地表處的相當位溫相距不大在 4K 以內，但中高對流層的差距卻極為突出，相較之下，卷雲輻射強度有提高此類網格熱力穩定度的作用，這與溫度場反映靜力穩定度之變動如出一轍。從熱力穩定度的差異，可以看出一個邊界層飽和氣塊所能舉升的最大高度，似乎亦隨著熱力穩定度提高而下降，這潛在上對積雲發展高度的抑制（如 ANV）或助長（如 CIR）趨勢，無論與圖 6b 各模擬組積雲對流加熱率在高對流上的消長對比或是圖 7c 高對流層相對濕度的變化可說是一致。

（二）降雨分布和水文收支分析

檢視比較各實驗全球降雨的分布和變化，如圖 9。綜合而言，熱帶地區降雨的結果顯示，ANV 實驗降水加強的部份傾向座落於原本控制組降水已較顯著的附近，例如位於西太平洋澳

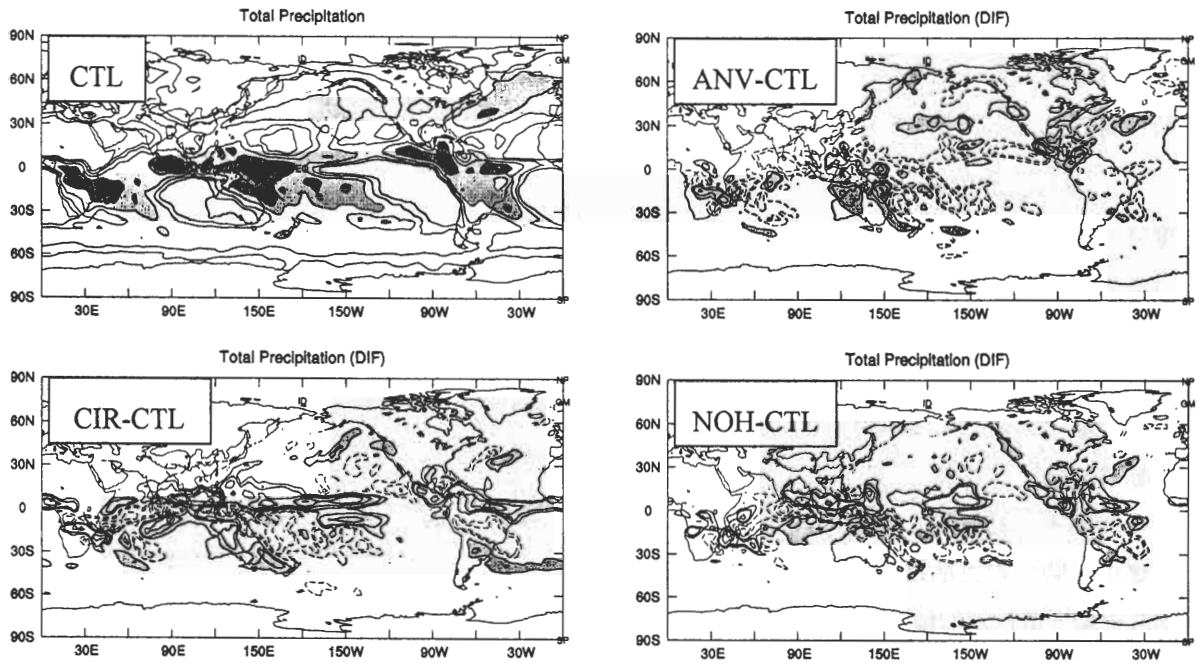


圖 9 降雨量之比較，單位是 mm/day。CTL 是控制組模擬之降雨量分布，其它圖依序是 ANV、CIR 和 NOH 相對控制組之變化。關於等值線間隔，CTL 是 1,2,4,8... 且陰影區代表大於 4mm/day，其它則是 $\pm 1, \pm 2, \pm 4, \pm 6, \pm 8 \dots$ 且陰影區代表正差距。

洲北方和印尼群島的區域；另一方面對於 CIR 和 NOH 實驗，降雨增加的位置相當明顯偏向 10°N 至赤道之間 ITCZ 的雨帶，相對上它原屬於 ANV 實驗中降雨顯著減緩的地區，因而形成兩者降水消長的對比。不過，CIR 和 NOH 實驗則在 CTL 模式降雨最強的網格區呈現降雨減弱的趨勢。圖 10 是 ANV、CTL 及 CIR 三組模擬 10°S 至 10°N 赤道帶平均的緯向潛熱加熱率剖面分布。從 CTL 的加熱率分布可知，位於 150°E 暖池附近屬於主要的深對流區域，在換日線至 90°W 的東太平洋 ITCZ 則屬於淺對流性質的弱降水區域。因此，從此圖中 ANV 及 CIR 的消長似乎也進一步說明，熱帶卷雲輻射作用對降水的加強傾向位於原深對流區域，但對降水的抑制是位於淺對流區域，Randall et al. (1989)

的實驗也發現相同的現象。其次，潛熱加熱率剖面的變化顯示，熱帶卷雲輻射作用有將顯著降水的地理分布，逐漸往暖池範圍集中的趨勢。若以 CIR 與 ANV 之對照為例，CIR 清楚呈現暖池範圍之核心深對流區域縮小並且強度減弱，但往兩邊產生較活躍的對流活動，尤其東太平洋 ITCZ 已出現深對流現象。另外，暖池之核心深對流高度的變化，顯示 CIR 發展地較高，呼應前節合成網格剖面所獲得的結果。

關於降雨的遞變，來自熱帶卷雲輻射效應對上升運動和大氣熱力穩定度的影響，可能是兩個主要的原因，而且它們對形成降水條件的助益上分別展現相反的效果。以 ANV 實驗而言，其在熱帶許多地區降水遞減的現象之所以與它潛在上可伴隨較強上升輻合運動有利對流

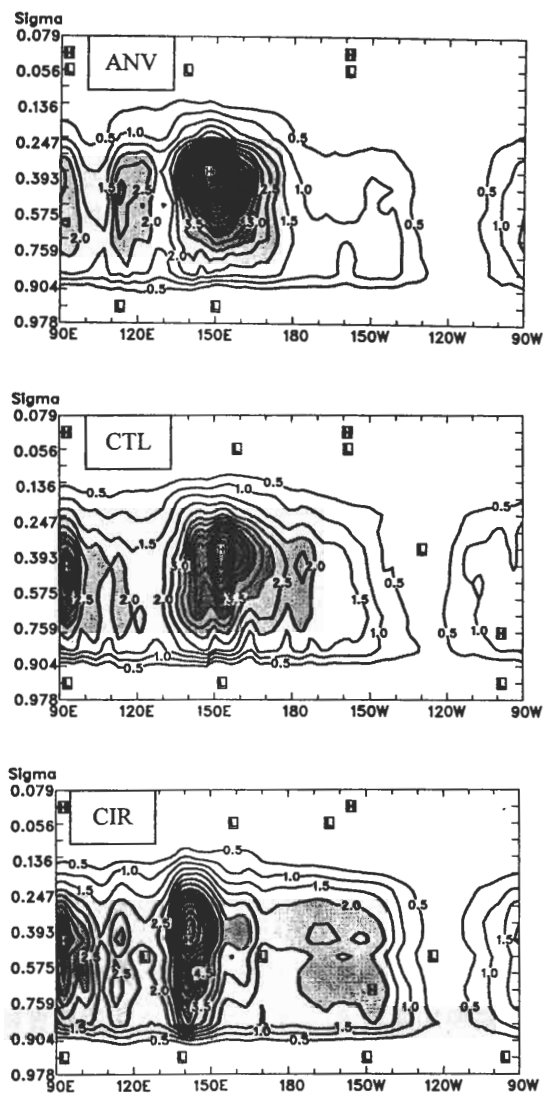


圖 10 ANV、CTL 及 CIR 三組模擬 10°S 至 10°N 赤道帶平均的緯向潛熱加熱率剖面 (K/day) 分布。

發展的條件背道而馳，這應是卷雲輻射作用對高層暖化加強，因而減弱整體輻射（冷卻）驅使大氣走向熱力不穩定的作用力，產生抑制對流強度的反向機制。相對上，關於 CIR 和 NOH 實驗的降水變化似乎印證相反的結果，其中 ITCZ 的降雨消長最為明顯。

接著來分析熱帶地表大氣之水文收支狀態。類似熱量的收支關係，大氣垂直積分之總水氣量（即可降水量）主要是由地表蒸發量、降水量以及水平水氣通量平流三者之間達到收支的平衡條件。為了比較不同區域的水文特性和收支差異，表二陳列熱帶海洋地區依據網格之平均降雨量作分類所合成平均的局地水文收支，為了方便對照，表中依熱帶卷雲輻射強度排列各實驗的結果。首先，以熱帶對流活躍的區域而言（表中(a)、(b)部份），大氣的水文收支通常因為降雨量大於地表的蒸發量，淨值為負亦即如表中第四欄所列。從實驗之間的比較，顯示負收支由 ANV 實驗到 NOH 實驗逐漸遞減相差達 20%，歸咎原因，地表潛熱通量和降雨量的變化趨勢，都對這差距的形成同時具有貢獻。

整體的結果指出，熱帶卷雲輻射效應愈強，似乎愈不利於對流活躍區的地表潛熱蒸發，但會增加降水強度，若將表中(a)和(b)作個對照，可以發現降水活動受到冰晶輻射效應的助益表現出強者愈強的現象，這與前段對實驗降水分布的分析一致。關於地表蒸發量的大小，相當程度取決於近地面水氣之乾濕程度，倘若近地面較乾燥則因與洋面對比之濕度提高便可增強地表蒸發能力，因此這反映 ANV 實驗（濕）最小而 NOH 實驗（乾）最大的緣故。其次，統計各實驗同類網格所佔熱帶區域的面積比例，發現此類網格之降水強度與其佔有的面積大小呈反比，正如表中第五欄表達的結果。換句話說，降水活動增強的同時，周遭的降水條件似乎會受到牽制，而緊縮該處相對的區域面積。

繼續分析下沉氣流區的局地水文收支，以瞭解熱帶大氣水氣的平衡關係。表二(c)清楚顯

表二 對於 30°N - 30°S 熱帶海洋地區，依據網格平均降雨量，分類不同特性之網格所合成的地表大氣水文循環收支，單位已都統一換算成 W/m^2 。其中，(a) 類網格凸顯模式中對流最旺盛的類型，(b) 類網格相對應於圖 5 之條件而泛屬於對流活躍類型（包含前類網格），(c) 類網格則大都是位於下沉氣流區之類型。對大氣水氣含量而言，第二欄來自地表蒸發的水氣量是源，第三欄降雨過程減少水氣量是穴，第四欄淨收支為前二項之相差。最後一欄代表隸屬該水文特性之網格共佔有之面積比例，計算面積比例之分母是整個熱帶區域。

實驗代號	地表蒸發量	降雨量	欄 2 - 欄 3	面積%
(a) 平均降雨量大於 8mm/day 之洋面網格				
ANV	137.0	365.5	-228.6	8.7
CTL	139.2	347.8	-208.6	11.0
CIR	151.4	339.0	-187.7	12.0
NOH	148.7	335.6	-186.9	12.7
(b) 平均降雨量大於 4mm/day 之洋面網格				
ANV	136.4	241.3	-104.8	23.6
CTL	140.2	237.8	-97.6	28.4
CIR	151.3	241.6	-90.3	28.0
NOH	158.2	234.4	-76.2	31.1
(c) 平均降雨量小於 1mm/day 之洋面網格				
ANV	116.7	7.6	109.2	27.6
CTL	117.4	7.3	110.1	24.2
CIR	125.1	7.5	117.6	22.7
NOH	124.9	8.4	116.5	18.4

示蒸發量主宰此類網格大氣水氣收支過剩的特徵，這些上游水氣源有賴水平通量平流以彌補前述網格區的水氣不足。基本上，各實驗在該區地表蒸發量的強弱趨勢，大致上與對流區類似（原因相同），使得諸如 ANV 和 CTL 兩實驗水氣量的淨正值反而不及其它兩實驗，這似乎與對流區對應實驗呈現水氣不足亟需彌補的程度有些背道而馳。那麼熱帶大氣的水氣如何平衡？對照兩區面積大小的變化，顯然各實驗區域面積的互補關係是獲致平衡的重要關鍵，觀察表中面積統計(c)網格區和(a)(b)網格區大體上具有負相關，因此當表中第四欄乘上面積比例後便可顯示彼此水氣供需的合理性。另一方面以 ANV 實驗為例，爲了將上游更大面積的過

剩水氣輸往相對縮小但已增強的對流活躍區，也需要加速環流的傳送效率，這與對應實驗所反映垂直運動的強弱趨勢相契合。

表三總結熱帶整體水文循環和與之相關能量因子的收支情形。檢視表中 ANV 至 NOH 實驗的結果，首先地表可感熱通量和潛熱通量依序遞增的趨勢與表二的結果一致，都是因為熱帶大氣均態變冷變乾有利地表通量上傳的緣故。同時，熱帶降雨量亦呈現逐漸增多的狀態，並且定量上熱帶降雨量與地表潛熱通量之間的變化幅度約略相當，其中原因與模式須維持全球水文循環的平衡性有關，亦即模式全球的地表蒸發量須與降水量守恆。此外，表中熱帶區域大氣總輻射量和降水量亦可發現強弱依存的

表三 熱帶 (30N°-30S°) 區域和全球的平均能量收支 (W/m^2)。SE 和 LE 分別是指地表的可感熱和潛熱通量，P 代表降雨量，即大氣的潛熱釋放量，F 是指大氣的總輻射量。當全球平均時，LE 幾乎等於 P。

實驗代號	熱帶區域平均				全球平均		
	SE	LE	P	F	SE	P	F
ANV	20.3	117.4	100.2	-95.9	16.1	80.1	-94.6
CTL	21.1	121.7	106.7	-101.0	16.6	80.1	-97.4
CIR	21.8	126.0	111.3	-107.1	17.1	84.9	-100.5
NOH	22.9	132.2	118.3	-117.6	18.0	88.9	-105.3

現象，如同水文保守的道理，它是為了滿足全球大氣能量平衡中輻射冷卻和潛熱在第一量級上具有互補抵消的作用（對照表中全球平均的能量收支）。基本上，在水文和能量雙重守恆體系的約束之下，模式中熱帶區域地表蒸發量、降雨量和大氣輻射冷卻強度已被連為一體。從此模擬實驗顯示，當模式逐漸減少熱帶卷雲冰態水含量，將因降低其輻射強迫量對大氣溫室效應的貢獻，而遞增大氣輻射冷卻強度，同時伴隨較強的降水量和地表蒸發量。從另一個角度，可以如此歸納地說，模式水文循環雖然如輻射-動力-對流交互作用所預期的，表現出熱帶砧雲輻射之暖化作用有助於對流旺盛區附近帶動更強的輻合上升運動促發降水增長的趨勢，不過對於整個熱帶甚至全球降水活動，卻因同時感受到全球輻射-潛熱制約條件的束縛，受到大氣輻射冷卻減緩的影響反而相對上抑制整體的降水量，使其不增反減。

五、結 語

熱帶卷雲通常伴隨積雲對流產生，一般又稱為砧雲。採用中央氣象局氣候模式，本文針

對熱帶卷雲（砧雲）輻射性質的不確定性，可能引發不同輻射效應對對流模擬及水文平衡的衝擊，進行敏感性測試。實驗設計上，以不同的砧雲冰態水含量診斷參數式，增減模式中熱帶卷雲輻射強度的方式，共測試比較四個冬季恆定積分的結果。

綜合而言，倘若熱帶卷雲的輻射強迫量加強，將對高對流層大氣形成一股加熱源，使熱帶中高對流層大氣均態增溫並且增加中低對流層水氣含量。其次，對流活躍網格上的非絕熱總加熱率也因此增強，促使該處伴隨較強的上升運動和水平輻合，對降雨的影響顯示，降水在對流較強勢且屬深對流性質的區域附近有越趨加強的傾向，但在模式中對流活動相對較弱屬淺對流性質的區域如東太平洋 ITCZ 雨帶則是減弱的，若以潛熱的垂直剖面分析，發現積雲加熱率在熱帶卷雲輻射作用強化的高層位置會萎縮但加強以下的潛熱釋放，至於對流在高層減緩的現象，由相當位溫剖面變化的證據顯示，與其熱力穩定度提高抑制對流發展的高度有一致性關聯。此外，熱帶均態的相對濕度剖面亦顯示，對流高度的抑制減弱對高對流層的濕化，會降低此處的相對濕度。

分析熱帶地表大氣的水文收支，結果顯示

對流活躍區局地水氣供需不足（因降雨量大於地表蒸發量）的程度隨著熱帶卷雲輻射效應加強而放大，這是因為熱帶卷雲輻射效應之加強一方面會減少地表潛熱蒸發（因低層大氣變濕而抑制）另一方面使其降水增強，兩項因素共同造成的效果。根據面積的統計，此類對流活躍網格面積有縮小的趨勢，但相對地屬於上游水氣源的熱帶沈降氣流區卻有擴大的趨勢，基本上這種面積消長的關係是水氣收支獲致平衡的重要條件。

約束在大氣水文和能量守恆的雙重體系下，模式中熱帶區域地表蒸發量、降雨量和大氣輻射冷卻強度具有相互依存的關係，由實驗顯示熱帶卷雲輻射之暖化作用雖有助於對流旺盛區附近帶動更強的輻合上升運動促發降水增長的趨勢，不過對於整個熱帶甚至全球降水活動，卻因感受到全球輻射-潛熱制約條件的束縛，受到大氣輻射冷卻因卷雲溫室效應增強而減緩的影響，反而相對上抑制整體的降水量使其不增反減。總結而言，模式中若熱帶卷雲的作用愈明顯，熱帶（全球）地表蒸發量-降雨量-大氣輻射冷卻量愈加減弱。

致 謝

本研究乃作者博士論文一部份，論文進行期間承蒙廖國男教授、柳中明教授及柯文雄教授的熱心指導，謹致上由衷地謝意。同時，感謝陳正達教授協助提供 ERBE 資料以及審查委員對本文所給予的寶貴建議。此外，本研究乃在中央氣象局電腦設施的支援和國科會計畫 NSC89-2111-M052-005 的支持下完成，特此申謝。

參考文獻

- 胡志文、馮欽賜、汪鳳如、陳建河和鄭明典，1999：中央氣象局全球模式之氣候場診斷分析。第六屆全國大氣科學學術研討會論文彙編，520-524。
- 馮欽賜，1998：以三維氣候模式探討卷雲對氣候系統之調節與反饋。博士論文。140 頁。
- Ackerman, T. P., K. N. Liou, F. P. J. Valero, and L. Pfister, 1988: Heating rate in tropical anvils. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1606-1623.
- Chen, J. M., C. T. Fong, F. J. Wang, C. H. Shiao, J. H. Chen, and M. D. Cheng, 1998: Climate characteristics of the CWB global forecast system: Hydrological processes and atmospheric circulation. *TAO*, **10**, 737-762.
- Fowler, L. D., and D. A. Randall, 1994: A global radiative convective feedback. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2035-2038.
- Fu, Q., and K. N. Liou, 1992: On the correlated k-distribution method for radiative transfer in nonhomogeneous atmospheres. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 2139-2156.
- Fu, Q., and K. N. Liou, 1993: Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2008-2025.
- Harrison, E. F., P. Minnis, B. R. Barkstrom, V. Ramanathan, R. D. Cess, and G. G. Gibson, 1990: Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment. *J. Geophys. Res.*, **95**, 18687-18703.
- Harshvardhan, R. Davies, D. Randall, and T. G. Corsetti, 1987: A fast radiation parameterization for atmospheric circulation models. *J. Geophys. Res.*, **92**, 1009-1016.
- Heymsfield, A. J., 1993: Microphysical structures of stratiform and cirrus clouds. *Aerosol-Cloud-Climate Interactions*, P. V. Hobbs, Ed., Academic Press, 97-121.
- Heymsfield, A. J., and C. M. R. Platt, 1984: A parameterization of the particle size spectrum of ice clouds in terms of the ambient temperature and the ice water content. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 846-855.

- Kiehl, J. T., 1994: On the observed near cancellation between longwave and shortwave cloud forcing in tropical regions. *J. Climate*, **7**, 559-565.
- Liou, C. S., J. H. Chen, C. T. Terng, F. J. Wang, C. T. Fong, T. E. Rosmond, H. C. Kuo, C. H. Shiao, and M. D. Cheng, 1997: The second generation global forecast system at the Central Weather Bureau in Taiwan. *Wea. and For.*, **12**, 653-663.
- McFarquhar, G. M., and A. J. Heymsfield, 1997: Parameterization of tropical cirrus ice crystal size distributions and implications for radiative transfer: Results from CEPEX. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2187-2200.
- Ramanathan, V., R. D. Cess, E. F. Harrison, P. Minnis, B. R. Barkstrom, E. Ahmad, and D. Hartmann, 1989: Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, **243**, 57-63.
- Ramaswamy, V., and V. Ramanathan, 1989: Solar absorption by cirrus clouds and the maintenance of the tropical upper troposphere thermal structure. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2293-2310.
- Randall, D. A., Harshvardhan, D. A. Dazlich, and T. G. Corsetti, 1989: Interactions among radiation, convection, and large-scale dynamics in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1943-1970.
- Slingo, J., 1987: The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 899-927.
- Slingo, A., and J. M. Slingo, 1988: The response of a general circulation model to cloud longwave radiation forcing. Part 1: Introduction and initial experiments. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 1027-1062.

The Effect of Tropical Cirrus Cloud Radiative Forcing on Hydrological Cycle in a Climate Model

Chin-Tzu Fong

R&D Center, Central Weather Bureau

(Manuscript received 6 August 1999, in final form 23 November 1999)

ABSTRACT

The parameterization of the tropical cirrus microphysics in climate models involves substantial uncertainties. In this paper, the effect of the tropical cirrus cloud radiative forcing on convective property and hydrological cycle of the tropics in the climate model is studied. Using the CWB climate model, four integrations with the different intense of the tropical cirrus cloud effect, resulting from the various treatment of the ice water content in those clouds, have been performed.

The comparisons of results show that the enhancement of the tropical cirrus radiative forcing associates with a heating source for the tropical upper troposphere. The total diabatic heating rate and precipitation increase in regions of active convection. However, the precipitation seems to decrease in regions of east Pacific ITCZ. According to the vertical profile of composite latent heating rate and potential temperature, results also indicate that the tropical cirrus radiative forcing suppresses the height of deep penetrative convection and then decreases the relative humidity in the tropical upper troposphere.

We have analyzed the budget of the hydrological cycle in the tropics. The results show that the tropical cirrus radiative forcing enhances the amount of the local water vapor shortage in regions of active convection. They also reveal that the area of active convection shrinks and upstream area of subsidence enlarges in the tropics. Basically, the area variation is crucial for the balance of the hydrological cycle in the tropics. In addition, since the atmospheric radiative cooling rate associated with more intense the tropical cirrus radiative forcing decreases, the amount of the tropically (even globally) averaged precipitation and surface latent heat flux suppresses in order to balance the atmospheric energy.

Key words: Cirrus, Climate model.