

雲輻射效應及其不確定性問題之探討

馮欽賜¹ 劉其聖² 鄭明典³

¹中央氣象局資訊中心

²美國海軍研究院

³中央氣象局科技中心

〔中華民國八十四年九月十一日收稿；中華民國八十五年五月二十三日定稿〕

摘 要

本文的主旨是奠基在一維架構之下，針對雲輻射效應的基本性質與輻射模式中關於雲因子所衍生的不確定性問題，作廣泛且清楚地探討。文中採用典型的寬帶輻射參數化模式，貫穿所有雲個案的輻射傳遞計算。定量分析上，則特別著重以雲輻射驅動量的觀念來量化和解釋雲對大氣地表輻射能量收支的影響，彌補以往類似分析僅注意雲對大氣輻射加熱／冷卻作用的不足。

研究的主要內容劃分為三個部份。首先在第一部份，藉由包括十二個雲個案的實驗組合，分析比較雲輻射效應在不同條件、狀態下所呈現的共同特徵和差異性。這些雲個案不僅包含不同雲類（高）和雲層厚度，並且涵蓋三種從暖濕到乾冷的背景大氣。第二部份則以雲個案為例，進行一系列的敏感性測試，探索輻射傳遞模式處理雲輻射效應過程中，所蘊含的一些不確定因子如何影響輻射收支的估算。子題有三，分別是(1)雲量垂直疊合之假設，(2)雲光學參數之變動，(3)雲層垂直解析度之限制。研究發現，對於雲輻射模式中採用不同的假設或參數化方法，所引起輻射收支的影響，值得注意的是，它不僅使大氣加熱／冷卻率剖面呈現明顯的差異，其中更蘊含地表大氣能量重新分配的耦合作用；其次，亦發現雲輻射問題在不確定因子相互交織作用下，顯現的收支現象更具複雜性。

最後第三部份，我們針對雲因子的不確定性問題，進一步以一維輻射對流模式，舉證說明雲因子衍生的不確定性如何對氣候系統的大氣地表輻射能量分布和地表平衡溫度，產生的影響和擾動。根據四個實驗模擬的結果顯示，氣候輻射能量分布和地表平衡溫度對模式中雲量因子參數化方式的變動，相當敏感。無論是在實驗一改變長波模式的雲量疊合假設或實驗四改變短波雲光程正比於雲量的權重函數，所引起的地表平衡溫度擾動都有十幾度之多，其中驅使地表平衡溫度的暖化／冷卻趨勢，大氣地表之間熱量傳輸的作用扮演重要的角色。此外，另兩個實驗我們探討採用不同雲光學特徵的影響，發現其對地表平衡溫度的擾動較為緩和，約 2-3 度左右。整體而言，相對二氧化碳倍增所引起一維氣候模式的暖化趨勢（約 1.9 度），這些實驗指出因雲不確定因子導致的擾動驅動力似乎遠甚於二氧化碳倍增的作用。

關鍵詞：雲輻射效應、雲輻射驅動量

一、前 言

對地球行星而言，以雲覆蓋面積的廣闊（約佔全球面積 50%以上）和其光學特質上的優勢，無疑地雲是調節和擾動地球大氣系統輻射能量收支最重要的因子之一。從衛星的觀測可以清楚發現，大氣層頂的外逸長波輻射(Outgoing Longwave Radiation)與行星反照率在全球的分布相較於雲量的主要位置相當契合。這個事實亦正反映雲輻射過程中的兩種主要作用力，一是雲的紅外長波溫室效應，可降低大氣層頂的外逸長波輻射；一是雲的太陽短波反射效應，會增加行星反照率。若以雲輻射驅動量(Cloud Radiative Forcing)定量討論(Ramanathan, 1987; Slingo and Slingo, 1988)，它們分別是一正一負的雲輻射驅動量，因此雲對行星系統輻射能量收支的淨貢獻，並非同向反應，需端視這兩種輻射波長的消長競爭決定。

雲輻射驅動量的定義是有雲狀態的大氣層頂輻射收支減去相同大氣環境剖面但晴空條件下之大氣層頂輻射收支的差異量。根據「地球輻射能量收支實驗計劃」(ERBE)的衛星觀測結果顯示，年平均地球大氣系統的長波輻射驅動量和短波輻射驅動量分別是 $31.3 W/m^2$ 和 $-48.4 W/m^2$ (Harrison et al., 1990)，故整體而言雲輻射效應對現行氣候的能量收支是負貢獻。不過分析個別的雲類，則雲輻射效應的淨消長卻各有不同。對中、低層雲如層積雲，由於雲頂溫度接近地面溫度，長波溫室效應不顯著，淨雲輻射驅動量由負值的雲反射太陽光效應佔優勢。反之，高層薄雲如卷雲，雲頂溫度相當低而且雲內冰晶成分反射太陽光的能力減弱，凸顯雲長波溫室效應的優勢使淨雲輻射驅動量為正貢獻。當然雲輻射效應除了因雲類（高）而異之外，其它相關因子如雲量、雲滴水（冰）含量和雲滴粒徑譜等，都直接影響雲輻射效應的表現(Liou, 1992)。至少到現在，無論是氣候模式或其它數值模式，對如何有效率且合理地處理雲輻射交互作用的複雜過程，仍顯得相當棘手而且充滿不確性，尤其考慮雲伴隨之氣候反饋的問題。

Cess et al. (1990)以全球海溫同時增減 $2^\circ C$ 的變化作為替代二氧化碳倍增所引起地表暖化的氣候擾動，測試 19 個氣候模式的雲反饋差異。根據實驗中雲輻射驅動量變動所估算的雲反饋參數，他們發現模式之間雲反饋參數在定量上有很大的差距，可以從微弱的負反饋到強烈的正反饋。因此如何縮小雲反饋的不確性，已是模擬全球氣候變遷的根本問題。為了事前評估氣候模式是否有能力處理雲反饋機制，Randall and Tjemkes (1991)建議氣候模式應被檢視能否正確模擬觀測中雲輻射驅動量的季節性變化。若模式不能合理呈現這種因太陽位置變動所牽引的季節性現象，那麼模式就不應被相信能真實地反映其它擾動所產生的雲反饋。

雲對輻射能量的調節，不僅對氣候變遷重要；同時，瞭解它與氣候大尺度環流的交互作用，亦是許多研究積極探討的課題，這其中熱帶地區砧雲(anvil cloud)的輻射效應被認

為與熱帶環流和熱帶高層大氣熱力結構有非常密切的關連 (Ackerman et al. 1988; Ramaswamy and Ramanathan, 1989; Slingo and Slingo, 1988; Randall et al., 1989)。由 ERBE 的觀測資料顯示，在熱帶對流區的長波和短波雲輻射驅動量，兩者之間幾乎抵銷。進一步將雲輻射驅動量的來源以地表和大氣來區分，可以發現負的短波雲輻射驅動量是來自地表大量減少的太陽能量，正的長波輻射驅動量則由大氣部份減少的外逸長波輻射所主宰 (Ramanathan et al., 1989)。換句話說，熱帶雲系將輻射能量在垂直空間進行有效率地調配，一方面是地表短波能量的損失，另一方面是大氣長波能量的獲得。Slingo and Slingo (1988) 以大尺度環流模式進行敏感性實驗，指出熱帶雲輻射驅動量對降水的強弱和哈德里環流的維繫，有重要的影響。這說明對熱帶現象的模擬，除了合理的積雲參數化，亦不能忽視雲輻射參數化的正確性。

目前，氣候模式在模擬雲量和雲輻射驅動量的季節演變和全球分布，已有一些成功的例子 (例如, Harshvardhan et al., 1989; Kiehl et al., 1994)，但許多隱藏在模式中處理雲量的不確定性和輻射模式使用雲輻射參數的誤差，仍限制定量估計的精確。雲量的不確定性，來自雲次網格的特徵，有效地診斷網格點上的雲覆蓋量，對氣候模式仍是很困擾的問題。例如 Kiehl and Williamson (1991) 發現即使採用相同雲量診斷參數式的同一模式，在不同水平解析度亦能導致彼此之間雲量相當明顯的差異。其次，部份雲量所伴隨的另一個問題，是雲量垂直疊合的方式，一般常採用的有最大覆蓋量疊合和隨機疊合兩種，雲究竟傾向何種疊合方式，尚未有觀測上的定論，純粹依研究者的需求而定。然而，Harshvardhan et al. (1987) 指出長波輻射加熱率之垂直分布，可以因疊合假設之不同，產生顯著的區別。此外，雲量或雲滴微物理成分在垂直上是相當不均勻的，若模式採用不同的垂直解析度，自然使輻射傳遞模式在感覺雲特性的層次上會有所差異 (柳和歐 1988)。描述雲介質的雲光學參數，對輻射傳遞計算過程有直接且深遠的影響，但這些參數的特性不僅與雲微物理結構有關，亦是波長的函數，因此要正確掌握這些參數，實屬不易的事，這尚需許多的雲觀測配合理論研究，漸漸克服這方面的困難，尤其是卷雲的參數化 (Liou, 1986)。

基本上，過去的研究針對參數化雲輻射問題所遭遇的不確定性，大都僅止零星的討論，尤其缺少全面地檢試這類問題所引發地球大氣輻射收支的差異性和潛在的影響。因此，本文的動機即希望統合在簡單的一維架構下，廣泛且清楚地探討雲輻射效應所呈現各種特質的差異性與輻射模式關於雲因子所衍生的不確定性問題。定量分析上，我們特別著重以雲輻射驅動量的觀念來量化雲對大氣地表輻射能量收支的影響，彌補過去類似研究僅注意雲對大氣輻射加熱率／冷卻率的不足。我們使用一個典型適用於一般三維數值模式的寬帶輻射參數化模式，貫穿文中所有輻射傳遞的計算。下一節中將扼要介紹此一輻射模式並且說明模式中所採用的雲光學特性參數式。整體而言，研究內容可以區分為三個部份，首先在第三節是對雲輻射效應基本性質的探討，討論過程中我們對比雲因背景大氣、雲(高)和雲厚等條件的不同，所反應出輻射效應各種特性的差異。於第四節的第二部份，將進行一系列的敏感性測試，闡述雲不確定因子之變動，諸如雲垂直疊合的假設，雲光學參數的選擇和雲層的垂直解析度，

對輻射場所產生的影響。接著第三部份，我們依據 Manabe and Wetherald (1967) 的步驟，利用現有的輻射模式建立一維輻射對流氣候模式，藉由此一模式在第五節中，我們將進一步討論這些不確定因子對模擬氣候能量平衡所產生的變動和其隱含的意義。最後一節是本文的總結。

二、輻射模式和雲光學特性參數式

本研究所使用的輻射模式是 Harshvardhan et al. (1987) 建立的典型寬帶輻射參數化模式，它擁有良好的精確度和計算效率，符合一般環流模式的需求，目前中央氣象局的全球模式即採用此一模式（馮，1992）。輻射模式的數學結構和細節，請參考 Harshvardhan et al. (1987) 該文，我們在此僅作扼要的說明。長波模式考慮水汽、二氧化碳和臭氧等主要的吸收氣體。數學型式採用寬帶通量透射函數計算長波輻射通量，在有雲狀態，輻射場之收支需同時考慮雲層之間長波透射率的垂直分布，這需根據雲量垂直疊合的方式而決定。在文中，若未額外聲明，我們使用隨機覆蓋法處理雲量的垂直疊合。短波模式大部份是參照 Lacis and Hansen (1974) 所發展的輻射參數化架構和理念，因此所考慮的氣體（水汽和臭氧）、有效光程的估算和吸收函數的分布都與 Lacis and Hansen 的一致。不過，本研究的短波模式針對水汽波段，依循馮(1992)的測試結果作了一些修正，它包括改採 Chou and Arking (1981) 對水汽光程的不均勻效應修正法以及 Chou (1986) 的水汽吸收係數 K 分布。這些修正將能有效改善原模式水汽吸收效應的低估現象。雲滴對短波的散射效應是利用 δ -Eddington 二向近似估算其反射率與吸收率。

表 1 所列是輻射模式所應輸入的雲光學特性參數和其相對所應用的參數化函數。對於雲的長波放射率，假設當溫度大於 0°C 且垂直分層的厚度大於 20hPa ，則雲被視為黑體即放射率為 1.0；然而一旦溫度低於 -40°C ，雲被認為全是冰晶成分，放射率設為 0.5。介於之間的，雲的長波放射率依溫度作線性內插。長波模式的計算過程以有效雲量，即雲量乘以放射率，反映雲非黑體的特性。短波模式在二向近似的計算結構下，雲的短波光學參數包括雲光程厚度、單次反照率和非對稱因子。雲光程厚度的參數式與 Harshvardhan et al. (1989) 所使用的類似，但溫度關係較簡化。當雲量小於 100% 時，光程厚度乘以雲量 (C) 作線性權重。這種處理部份雲量的權重關係，是為了避免實際計算雲譜組合的繁複，所採取的近似方法。Briegleb (1992) 為了使雲輻射加熱率的剖面分布近似真實雲譜組合下的隨機疊合關係，則使用 $C^{1/2}$ 的權重函數。單次反照率在雲滴有吸收作用的水汽波段（小於 $0.7\ \mu\text{m}$ ），設為 0.99，其餘的雲滴非吸收波段則為 1.0。非對稱因子設為常數 0.85。最後，需注意的是，上述雲光學特性參數化僅針對一般的雲類，因此可能低估了光程極厚之深對流積雲的光學性質，尤其是高層的砧狀雲部份。

表 1 輻射模式所採用之雲光學特性參數式。表中 ϵ 、 τ 、 ω 和 g ，分別是長波放射率、短波雲光程、單次散射率和非對稱因子， dP_k 代表模式 k 層的氣壓差。

雲光學特性參數式	
長 波	$\epsilon = \begin{cases} \min(1.0, dP_k / 20) & \text{for } T \geq 273 \text{ K} \\ 1.0 \sim 0.5 \text{ (linear to } T) & \text{for } 233 \text{ K} < T < 273 \text{ K} \\ 0.5 & \text{for } T \leq 233 \text{ K} \end{cases}$
短 波	$f(T) = \begin{cases} 0.08 & \text{for } T \geq 273 \text{ K} \\ 0.08 \sim 0.02 \text{ (linear to } T) & \text{for } 233 \text{ K} < T < 273 \text{ K} \\ 0.02 & \text{for } T \leq 233 \text{ K} \end{cases}$ $\tau = f(T) * dP_k * C_t$ <hr style="border-top: 1px dashed black;"/> $\omega = \begin{cases} 1.0 & \text{for nonabsorption} \\ 0.99 & \text{for absorption} \end{cases}$ <hr style="border-top: 1px dashed black;"/> $g = 0.85$

三、雲輻射效應的基本性質

圖 1 是本文用來探討雲輻射效應基本性質的實驗組合示意圖。它包括熱帶大氣 (TRO)、中緯度夏季大氣 (MLS)、副極區冬季大氣 (SAW) 三種不同背景大氣 (McClatchey et al., 1972)，以及不同雲類 (高) 和雲厚的排列組合，共 12 種雲個案。計算過程我們設定雲量為 100%，地表反照率是 0.2，並且採用 24 層的垂直解析度，較密集的底層是為幫助長波輻射通量的正確估計。三種背景大氣溫度場和水汽場隨垂直分層之分布如圖 2 所示。TRO 與 SAW 代表兩種極端的大氣特徵，它們之間地表面溫度從 300K 到 257K，相差 43 度，水汽含量亦可以有一個量級的差別。實驗設計中考量背景大氣的對流層頂高度，決定最高雲層的位置，TRO 大氣在第 5 層 (約在 14.6 ~ 12.6km)，MLS 大氣在第 6 層 (約在 12.5 ~ 11.0km)，SAW 大氣在第 9 層 (約在 7.7 ~ 6.7km)。至於最低雲層的安排則選在 17 層，約 1km 左右的高度。同時，實驗中也根據背景大氣所代表的緯度與對應的年曆日，採用不同的平均天頂角和日照時數，以反映合理的雲短波輻射效應，如表 2 所示。文中 12 個雲個案被區分為四個實驗組，如表 3，分別強調不同的主題並進行相互性的討論。每個雲個案將計算雲輻射驅動量和雲輻射加熱率剖面分布，做為接下來探討分析雲輻射效應的基本定量指標。

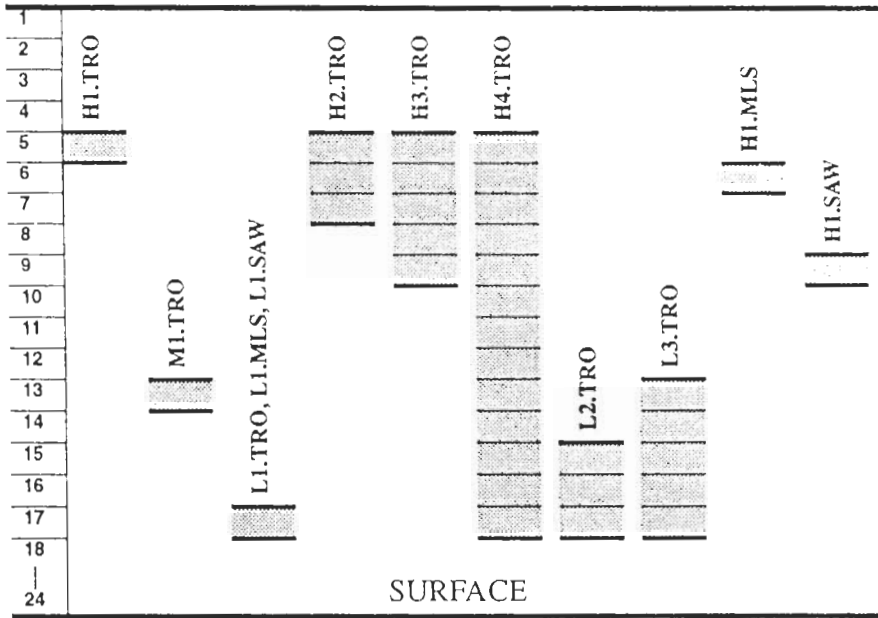


圖 1 雲個案之實驗組合。其中包括熱帶大氣 (TRO)、中緯度夏季大氣 (MLS)、副極區冬季大氣 (SAW) 三種不同背景大氣，以及不同雲類 (高) 和雲柱厚度的排列組合。

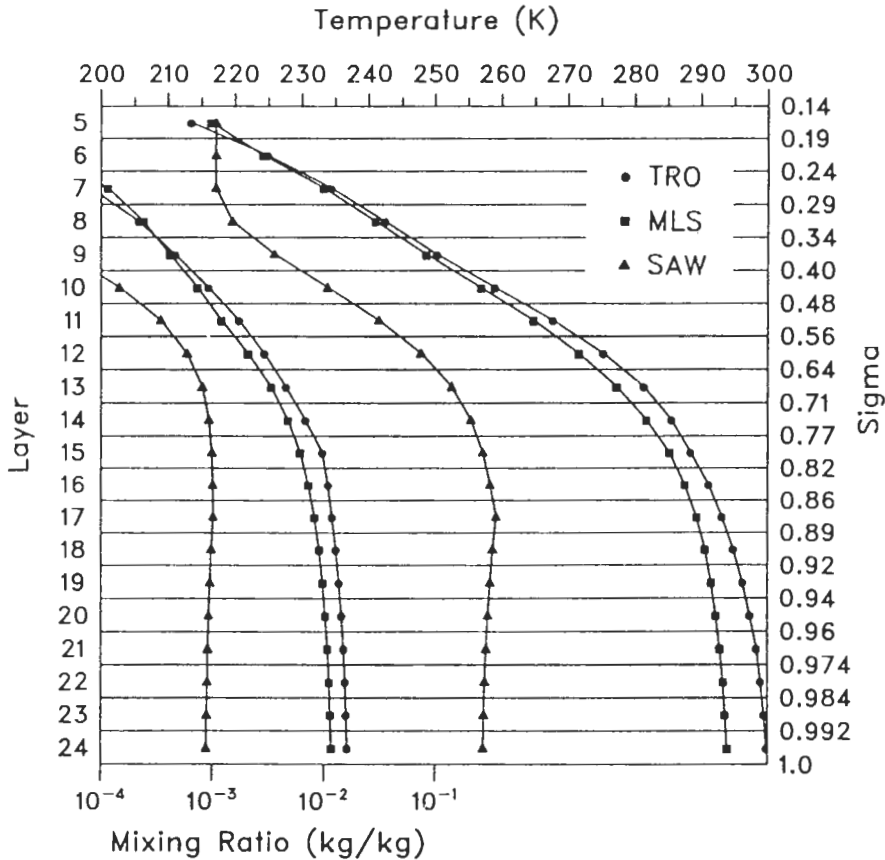


圖 2 三種背景大氣溫度場和水汽場隨模式垂直分層之分布。曲線由右至左分別代表 TRO、MLS 和 SAW。

表 2 背景大氣所對應之緯度、年曆日、天頂角和日照時數。

	熱帶大氣	中緯度夏季大氣	副極區冬季大氣
緯度	北緯 15 度	北緯 45 度	北緯 60 度
年曆日	4 月 15 日	7 月 15 日	1 月 15 日
天頂角 (餘弦)	0.625	0.569	0.101
日照時數 (1/天)	0.521	0.625	0.271

表 3 各實驗組所包含之雲個案以及所強調之主題。

實驗代碼	雲個案	強調之主題
實驗 1	H1.TRO,M1.TRO,L1.TRO	不同雲類 (高)
實驗 2	H1.TRO,H2.TRO,H3.TRO, H4.TRO	不同厚度之高雲
實驗 3	L1.TRO,L2.TRO,L3.TRO	不同厚度之低雲
實驗 4	H1.TRO,L1.TRO,H1.MLS, L1.MLS,H1.SAW,L1.SAW	不同背景大氣之 雲類

3.1 雲輻射驅動量

雲輻射驅動量 (Cloud Radiative Forcing, 以下簡稱 CRF) 的定義 (例如 Ramanathan, 1987), 是指單位區域內晴天和雲天大氣層頂輻射場之差異。根據地球行星輻射場可以明顯劃分為短波和長波兩個部份的原則, 很自然地 CRF 也可被區分為雲短波輻射驅動量 (Cloud Shortwave Forcing, 以下簡稱 CSF) 和雲長波輻射驅動量 (Cloud Longwave Forcing, 以下簡稱 CLF), 它們數學型式分別是:

$$CSF = S_0 (A - A_c) \quad (3.1.1)$$

其中, S_0 是入射太陽通量, A_c 與 A 分別是晴天和雲天所產生的行星反照率。

$$CLF = OLR_c - OLR \quad (3.1.2)$$

其中, OLR_c 和 OLR 分別代表晴天和雲天的大氣層頂外逸長波輻射通量。CRF 則是 CSF 和 CLF 兩者之和。同時, 為了檢視雲對大氣地表之間輻射能量的調配作用, 在計算過程中上述任何一種輻射驅動量, 又被抽離出大氣地表各個分量, 以便接下來的分析討論。

表 4 是各個雲個案所呈現的雲輻射驅動量分量。顯然地, 表中 CLF 和 CSF 兩行一正一負的符號, 代表著地球大氣系統總和的雲溫室效應與雲反射太陽光效應。對長波輻射而言, 雲

表 4 雲個案之雲輻射驅動量各分量的結果。單位是 W/m^2 。

雲個案	雲長波輻射驅動量之差異			雲短波輻射驅動量之差異		
	ACLF	SCLF	CLF	ACSF	SCSF	CSF
H1.TRO	93.0	4.2	97.2	-4.8	-30.8	-35.6
M1.TRO	-7.7	43.1	35.4	12.4	-114.6	-102.2
L1.TRO	-45.1	54.6	9.5	9.3	-63.8	-54.4
H2.TRO	147.0	11.5	158.5	-8.0	-77.0	-85.0
H3.TRO	151.2	20.3	171.5	-4.7	-136.3	-141.0
H4.TRO	118.1	54.6	172.7	31.6	-252.3	-220.7
L2.TRO	-36.6	54.6	18.0	27.7	-155.3	-127.6
L3.TRO	-19.2	54.6	35.4	41.1	-210.2	-169.1
H1.MLS	70.3	8.6	78.9	-5.6	-36.9	-42.5
L1.MLS	-64.6	72.6	8.0	10.7	-74.9	-64.2
H1.SAW	10.6	23.3	33.9	-2.4	0.9	-1.5
L1.SAW	-77.2	75.1	-2.1	0.4	-0.2	0.2

ACLF:大氣的雲長波輻射驅動量

SCLF:地表的雲長波輻射驅動量

ACSF:大氣的雲短波輻射驅動量

SCSF:地表的雲短波輻射驅動量

CLF:大氣層頂雲長波輻射驅動量

CSF:大氣層頂雲短波輻射驅動量

幾近黑體的特性將來自地表放射的長波輻射攔截吸收，由雲自己主宰行星系統射出的外逸長波輻射，由於雲頂溫度低於地表溫度，所以雲天的外逸長波輻射永遠小於晴天由地表主宰的狀態。另一方面，雲底向下放射的長波輻射到達地表，抵削部份地表向上長波輻射，使雲有減緩地表長波輻射冷卻的效應，因此地表的雲長波輻射驅動量（以下簡稱 SCLF）全為正值。從實驗組一之相互比較，可知 CLF 與 SCLF 非常敏感地受雲高因素而變化，雲頂（底）越冷（暖），則雲之 CLF(SCLF)越大，高、低雲之間的差距達一個數量級。大氣的雲長波輻射驅動量（以下簡稱 ACLF）的正負，基本上是由雲吸收來自地表之長波輻射和雲本身向上向下放射長波輻射之間一得一失的競爭之下而決定，這與雲頂溫度和地表溫度的對比有直接的關係。實驗組一高雲個案的 ACLF 有正趨勢，而且有趣的是，雲產生的長波輻射驅動量幾乎有 95% 是由大氣部份所主導，對照熱帶大氣其它的高雲個案(H2.TRO, H3.TRO, H4.TRO)亦有共通的現象，這個事實反映熱帶高雲系統能透過長波輻射效應為大氣提供了一個重要的熱源，若將熱源平均分配於對流層約可增溫 1-2K/day，此一熱源對大氣熱力和動力之影響近來已引起許多研究者的注意和探討（例如，Slingo and Slingo, 1988; Ramaswamy and Ramanathan, 1989）。至於實驗組一的中低雲，ACLF 則是負值，它們的 CLF，或是 ACLF 與 SCLF 兩者相抵的剩餘項，或是大部份以 SCLF 分量為主，這與前述高雲個案的情況全然不同。

以目前雲量 100%的條件，假如雲底（頂）該層是黑體，那麼雲向上向下的長波輻射，僅由該層之溫度決定，與雲厚無關。如實驗組三的個案具有相同大氣和雲底高度，所產生的 SCLF 亦會一致。但實驗組二的高雲族，雲層非黑體，則大氣層頂的外逸長波輻射將包含雲層下較暖大氣與地表的長波輻射成分。當雲頂不變，雲厚逐漸增加，外逸長波輻射慢慢受雲所主宰，亦即 CLF 增加，直到雲黑體特性飽和，完全隔絕以下環境對外逸長波輻射的貢獻，這時 CLF 達到極大。此外，實驗組二 ACLF 的遞變，也可察覺雲黑體程度對它的貢獻，不過飽和後 ACLF 受 SCLF 抵削反而變少。實驗組二 SCLF 和實驗組三 CLF 的變化趨勢，都與雲底（頂）高度之變低（高）一致。

背景大氣的溫度和水汽分布對長波輻射之影響，從實驗組四同類雲層在不同背景大氣的雲輻射驅動量對照比較，可見一般。同類雲個案的 CLF 隨著雲頂溫度與地表溫度之間對比的減弱而減小，尤其以高層雲類最能凸顯這種現象，如在副極區冬季大氣(H1.SAW)的 CLF 只有熱帶大氣(H1.TRO)的 1/3，而這差異又絕多數由 ACLF 所佔據。因此，此類雲輻射效應在大氣所呈現緯度上之不均勻特性，究竟對目前大氣南北溫度梯度的維持，有何意義？並且全球暖化引起卷雲變動又對此一溫度梯度，有何衝擊？似乎是值得進一步瞭解分析的有趣問題。對於在副極區 L1.SAW 個案的 CLF 出現負值，是因為近地層大氣的逆溫現象(可參見圖 2)。另外，低對流層水汽含量的差別，則表現在個案間 SCLF 的對比上，因為水汽越稀薄，雲底向下放射之長波輻射越有機會到達地表。至於 ACLF 的大小則同時受 CLF 和 SCLF 之消長所牽制。

雲的短波輻射驅動量(CSF)由反射太陽光效應所表現的負值，主要是出現在地表輻射收支的損失，因為晴天時大氣對太陽光屬於透窗性，一旦有雲存在，雲的反射特性加上部份的吸收能力，將使地表失去大量原本可用的太陽能量，因此地表雲短波輻射驅動量（以下簡稱 SCSF）是負貢獻。不過，其中較特殊的是在副極區的高雲個案(H1.SAW)，因為雲層與地表間多重散射，反而保留住原本該由地表反射出去的太陽能量，使 SCSF 為正。雲的短波光程厚度是影響 CSF 和 SCSF 負值大小的主因，光程越厚當然所造成的反射作用越強。以目前我們採用的參數式判斷光程厚度，需一同考慮雲層厚(ΔP)和雲滴之成分（冰晶或水滴）兩種因素，由此我們不難理解在同類背景大氣之下，各種雲個案 CSF 和 SCSF 的特徵差異。對 H4.TRO 的熱帶深對流雲個案而言，其減少大氣層頂和地表的短波吸收量高達 200 W/m^2 以上，不過值得注意的是，長波 CLF 的正值與短波 CSF 的負值近似，因此大氣地球系統的雲輻射驅動量多數抵削，卻在大氣和地表各自出現極大的正負雲輻射驅動量，這正意謂熱帶雲系將輻射能量在垂直空間進行有效率的分配，一方面是地表短波能量的損失，另一方面是大氣長波能量的獲得。對於大氣的雲短波輻射驅動量（以下簡稱 ACSF）的正值，是反映雲層對太陽光的吸收效應，所以同樣地可以發現光程厚度增加，ACSF 增大的事實。然而在大多數高雲個案 ACSF 出現負值的原因是，雲反射作用造成雲層下大氣的損失量已大於雲本身增加的吸收量。不同背景大氣對短波輻射收支的意義，在於天頂角，日照時數的差異，而不在於剖面溫度特徵的區別。當緯度越高，入射太陽光越少，雲短波輻射效應產生的效果自然變小。

3.2 雲對大氣加熱率之剖面分布

圖 3 是其中四個典型雲個案對大氣加熱率之剖面分布示意圖，晴天時大氣長短波加熱率的分布亦描繪其中，兩者之差異即是雲效應，若將這些差異垂直積分，則得到的淨通量就是大氣的雲輻射驅動量(ACLF 或 ACSF)。圖中長波輻射加熱/冷卻率在多層雲個案中最顯著的特徵，在於雲頂強冷卻以及雲底強增溫，前者因外逸長波輻射之損失產生通量輻散，後者因攔截地表長波輻射產生通量輻合。不過在單層雲的個案，受垂直解析度之限制其雲頂冷卻雲底加熱的特徵，無法表現，實際上已被合併在同一層。它的正負趨勢(相對於晴天曲線)，顯示雲頂輻散或雲底輻合孰佔優勢，它與所對應個案的 ACLF 符號一致。對照晴天較微弱均

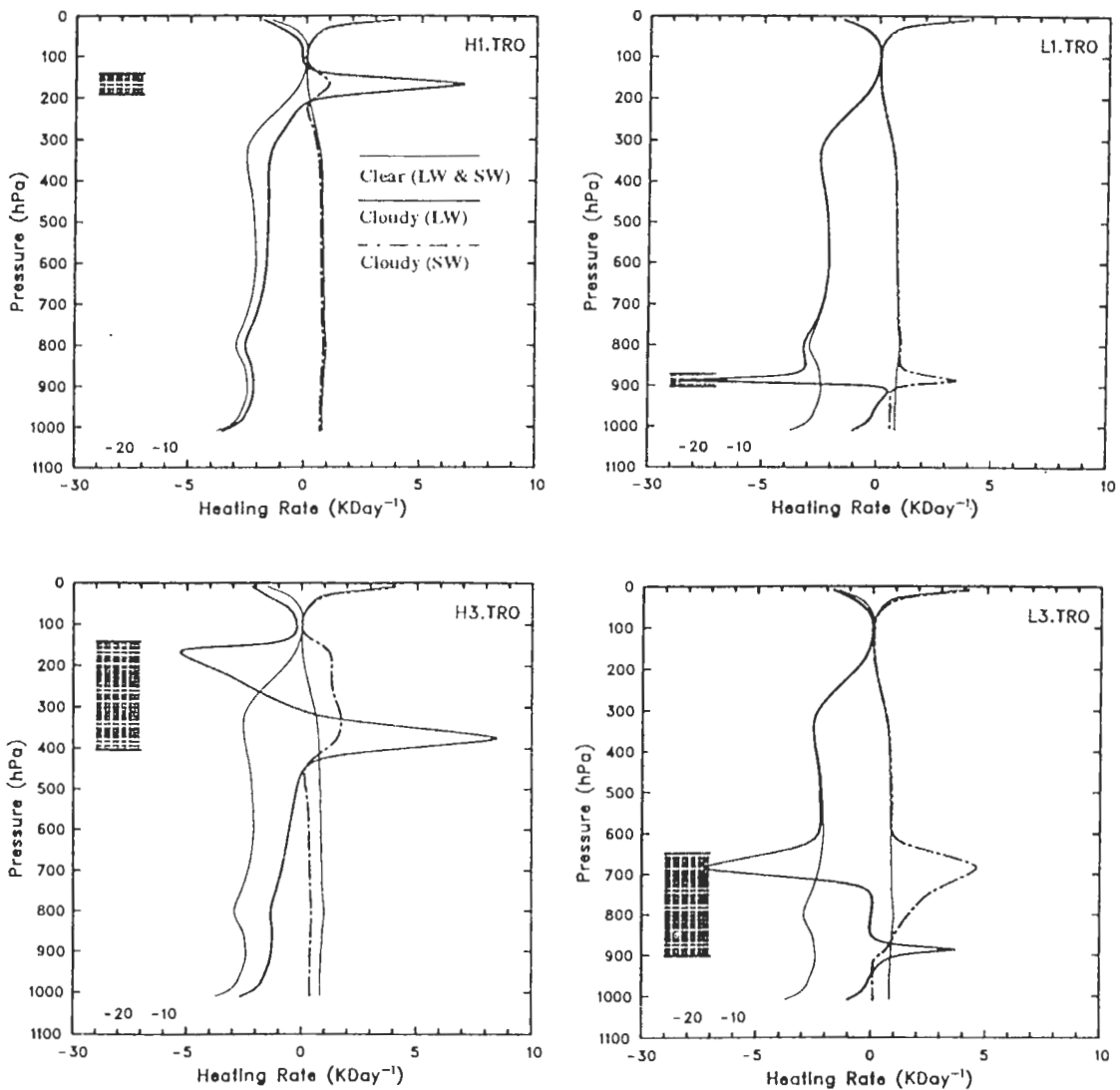


圖 3 表四中四個典型雲個案之大氣加熱/冷卻率剖面分布。圖左陰影代表雲層之位置。

勻的冷卻率分布，顯然地，大氣溫度場受雲輻射擾動，可以在垂直上或晴區雲區水平之間造成很強的溫度梯度，這不僅會影響大氣穩定度條件，亦會透過熱力風作用影響動力環流。

雲吸收作用對大氣短波輻射場之加熱率，以中低層雲個案而言，因單位距離的光程較厚，太陽光在雲層內傳輸遞減地很快，所以加熱率主要集中在雲頂附近，那麼長波輻射在雲頂的冷卻效果會被抵削，減輕原本的溫度梯度。但短波日夜因素，換句話說，雲輻射引發之溫度梯度會伴隨日夜變化增強或減弱。反之對高層雲，單位距離的光程較薄，太陽光能透射至較深層的雲內，而平均地延展加熱的範圍。因此，高層雲之短波加熱效應，或因其涵蓋範圍從雲頂至雲底，並未明顯減小長波溫度梯度（如 H3.TRO）；或因長波輻射本身就是加熱現象（如 H1.TRO），反而增加溫度梯度。

四、雲不確定因子對輻射場的影響

本節我們將繼續以前一節的雲個案為例，進行一系列的敏感性測試，探討輻射傳遞模式處理雲輻射效應過程中，所蘊含的一些不確定因子如何影響輻射場收支的估算。我們主要分為三個子題，分別是(1)雲量之垂直疊合，(2)雲光學參數之變動，(3)垂直解析度。需要強調的是，這些不確定因子對雲輻射效應估算的影響，並不是限於本文所用輻射模式的特例，而是一般模式都共同存有的現象。

4.1 雲量垂直疊合方式對輻射場之影響

在此，我們設想兩種情形來測試最大覆蓋和隨機覆蓋不同垂直疊合對雲輻射場的影響。首先是單層雲量相同的情形，亦即針對雲個案有雲出現的該層都設定相同的雲量，雲量大小則從無到全滿逐漸增加，然後進行不同垂直疊合之測試。圖 4 是我們所選雲個案的計算結果，圖中雲覆蓋量是指總雲量，它是根據疊合方式所估算出的垂直積分雲量，公式是：

$$C_r = 1 - \prod (1 - C_i) \quad (4.1.1)$$

$$C_m = \text{Max} (C_i) \quad (4.1.2)$$

其中， C_r 和 C_m 代表隨機覆蓋和最大覆蓋假設下的總雲量， C_i 是指單層雲量。顯然地，在如此雲量的給定情形下，總雲量以隨機覆蓋佔優勢，那麼輻射模式所感覺總雲量的多寡，自然地表現在長波溫室效應的強弱上，圖中的 CLF 和 SCLF 隨總雲量之區別即展現這個事實。至於長波雲輻射效應對大氣的作用，誠如前節的說明，高雲對大氣是加熱貢獻，低雲則反之，故總雲量之遞增將加強個別個案 ACLF 一正一負的趨勢。定量上，當單層雲量等於 50% 時，總雲量會出現最大差異，以目前的個案涵蓋三層雲，總雲量可以相差達 37.5%。當然，雲輻射驅動量的最大差異亦應發生在此點上，如 L2.TRO 的例子，在 L2.TRO 的 ACLF 和 SCLF 幾乎有兩倍的差距，不過兩者相抵，CLF 則是殘餘項。但對 H2.TRO，因為高層雲非黑體，計算

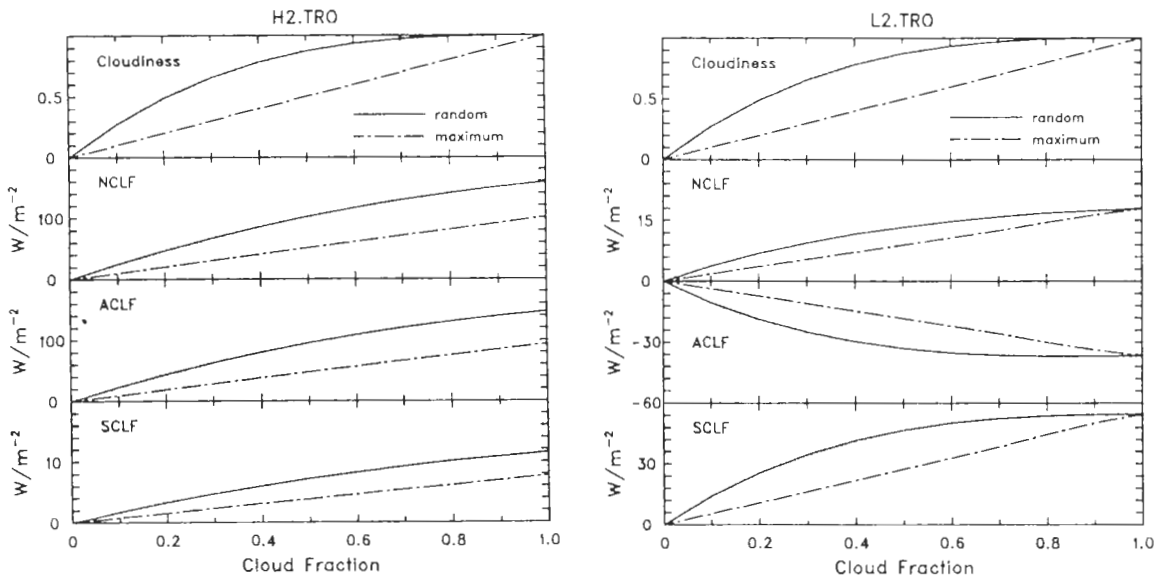


圖 4 單層雲量相同條件下，不同垂直疊合假設所呈現之雲長波輻射驅動量。

中所用的有效雲量是權重放射率後的結果，因此即使全滿雲量，有效雲量仍未是 100%，亦仍有疊合的效應，這即是為什麼總雲量表面上 100%，但雲輻射驅動量仍有不同的原因。在該點上，CLF 和 ACLF 的差異量各自都高達 60 W/m^2 左右。

既然，不同疊合方式對大氣地表的能量收支會有如此顯著的影響，那麼可以預期的是，環流模式中水文循環將會根據不同的熱力結構環境而改變，其伴隨單層雲量的消長也就很難被掌控，因此一般環流模式所在意的往往是模式總雲量分布是否符合觀測的結果。從這個角度而言，接下來的測試我們將要求個案之間的總雲量相同，個案的單層雲量則是被動地根據垂直疊合公式（4.1.1）和（4.1.2）兩式並假設各層雲量相同，反推求得。

表 5 中的雲個案總雲量被設定在 50%，雲輻射驅動量的差值是最大覆蓋疊合減去隨機疊

表 5 總雲量被固定在 50% 條件下，不同垂直疊合假設所呈現之雲長、短波輻射驅動量的差異。差值是最大覆蓋疊合減去隨機疊合之結果。單位是 W/m^2 。

雲個案	雲長波輻射驅動量之差異			雲短波輻射驅動量之差異		
	ACLF	SCLF	CLF	ACSF	SCSF	CSF
H2.TRO	2.4	0.5	2.9	-2.5	-24.2	-26.7
H3.TRO	14.1	2.7	16.8	-3.1	-58.5	-61.6
H4.TRO	31.4	10.2	41.6	20.7	-151.0	-130.3
L2.TRO	0.8	1.1	1.9	8.1	-49.2	-41.1
L3.TRO	4.4	2.6	7.0	16.1	-90.5	-74.4

合。圖 5 是表 5 中兩個對應個案兩種疊合方式，雲對大氣加熱／冷卻率的剖面分布。首先在長波輻射方面，若相較前面單層雲量固定但總雲量不同的狀況，目前這種總雲量固定但單層雲量不同的條件，顯然已大大縮小彼此長波雲輻射驅動量的差異性。以 H2.TRO 的 CLF 為例，

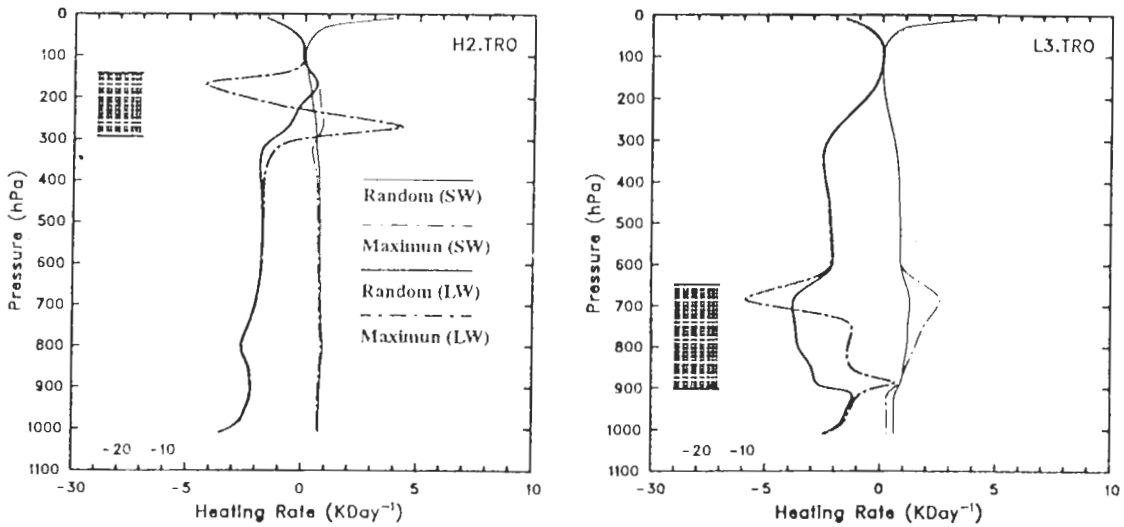


圖 5 表 5 中兩個雲個案之大氣加熱／冷卻率剖面分布。

共同對照雲量 50% 的條件，差距從原本的 $50 W/m^2$ 降至 $3 W/m^2$ 。其原因是，晴天時外逸長波輻射的主要貢獻來自地表和低對流層暖濕的大氣，一旦有雲則總雲量關係著這些長波輻射透射至外太空的機率。若總雲量相同，外逸長波輻射來自近地層的貢獻比例將類似，雲輻射驅動量主要的差異因素消失，小部份的差異只是源自不同垂直疊合下，外逸長波輻射中雲部份究竟從深或淺的雲層內外逸的差別而已。疊合方式產生的透射機率，可以推測外逸長波輻射的雲貢獻，最大覆蓋會比隨機覆蓋源自距雲頂較近且溫度較低的位置，所以表 5 的 CLF 為正。當雲層越厚，雲越高，這種區別就越能被凸顯。同樣的道理可以應用在 SCLF 結果的解釋，只要將雲頂換成雲底向下長波輻射的角度。由於最大覆蓋傾向集中在雲頂雲底附近產生雲向上向下長波輻射，對照圖 5 中雲層位置的加熱／冷卻率分布，可以清楚顯示最大覆蓋時，雲頂冷卻雲底加熱的溫度梯度趨勢比隨機覆蓋明顯許多。此外，表 5 的 ACLF 值亦反映疊合方式產生在 CLF 的利益，主要受益者是大氣，尤其是高雲個案。

其次，在短波輻射方面，比較表 5 和圖 5 中長波與短波的结果，表現出一個有趣的對比。我們發現雲在不同疊合假設下，造成大氣的短波加熱率差異，比起長波的结果，甚為微小，但是另一方面卻引起地表以至於行星系統輻射能量收支的巨幅變動，這原是長波中所未見的，由表 5 中 CLF 與 CSF 的比較，顯現兩者的變動幅度相差達 3-10 倍。這個現象的關鍵在於短波輻射模式所用的雲光程厚度含有網格雲量比例的權重。以目前總雲量固定在 50% 去反推三層雲個案中每一單層雲量，最大覆蓋下雲量是 50%，隨機覆蓋則是 20.6%，相差達一倍

以上，當然層數越多差距程度越大。因此，由雲量多寡導致短波雲光程厚度的差別，造成了表 5 短波輻射驅動量(CSF 和 SCSF)巨幅變動的特徵。由這個例子也說明，探討雲輻射效應，只侷限在大氣場加熱／冷卻率之剖面分布是不足的。

4.2 雲光學參數變動對輻射場之影響

本小節的重點在瞭解輻射模式中雲光學參數變動對輻射場之敏感性。雲光學參數的變動，是著眼至今各輻射模式所採用的雲光學參數仍相當分歧的現象。雲的長波特性和水雲和冰晶雲是兩種不同的典型。對大多數的水雲，只要模式垂直分層不至於太薄，在長波模式中假設它為黑體，是相當合理的。但對卷雲，除了特殊的砧雲外，大多仍是非黑體的特性，其放射率之參數化，是極具爭議的問題。在理論上，若忽略卷雲的散射效應，卷雲放射率是冰晶含量和冰晶之長波吸收係數的函數。式子可以表達如下：

$$\varepsilon^{\uparrow} = \exp(-k^{\circ} W / \mu) \quad (4.2.1)$$

上式已是經波譜權重與半球積分後的寬帶型式。其中， ε^{\uparrow} 即是用於長波模式的寬帶通量放射率， $1/\mu$ 為漫射因子，一般給定 1.66。 W 是雲層內總冰晶含量，單位是 g/m^2 ，它是雲內單位體積冰晶含量在垂直雲柱上的積分累加。集合許多卷雲的觀測資料，Heysfield and Platt (1984) 發現卷雲單位體積冰晶含量(Ice Water Content，以下簡稱 IWC) 伴隨溫度有同步增減的趨勢。Liou (1986) 進一步將 IWC 隨溫度的分布關係用下列函數近似：

$$\ln(IWC) = 7.6 + 4 \times \exp(-0.2443 \times 10^{-3} \times (|T| - 20)^{2.445}) \quad (4.2.2)$$

上式適用於卷雲溫度在 $-20^{\circ}C$ 至 $-60^{\circ}C$ 的範圍內。至於 k° 則為波譜權重的質量吸收係數，單位是 m^2/g ，它的大小與冰晶粒徑譜分布有關。根據許多實際量測的結果，其值域範圍大都介於 0.06 至 0.1 之間(Liou, 1986)。

圖 6 是我們利用(4.2.1)和(4.2.2)兩式並配合熱帶大氣溫度剖面與模式垂直分層所描繪的新版雲放射率垂直分布，圖中 k° 取用 0.06 以及 0.1 兩種典型值。相較於原本採用的長波放射率參數化，當溫度小於 233K，新版參數法之放射率較小，但當溫度大於 233K，放射率比原版較快到達黑體飽和。它們之間明顯的差異，正是說明不同參數化法所估計的雲光學參數值可以彼此迥異。接著，我們選擇 H2.TRO 和 H3.TRO 兩個高雲(卷雲)個案並設定雲量為 100%，進一步探討雲輻射驅動量之表現受這些卷雲放射率差異的影響，如表 6 所示。由於雲層的有效雲量小於 100%，長波輻射傳遞仍受垂直疊合方式的影響，因此表中分列兩種疊合假設下的結果以為對照。

首先我們注意到表 6 中在不同疊合方式下，CLF 差異值呈現相反的符號傾向，並且 k° 值變化對差值的影響，也是一個減弱一個加強，顯示完全不同的趨勢，這現象強烈意味著雲輻射問題在不確定因子相互交織作用下，所衍生的複雜性和不確定性。能在簡單的一維架構，適當釐清這些問題，正是本研究的動機之一。對於 CLF 差值的表現，可以從外逸長波輻

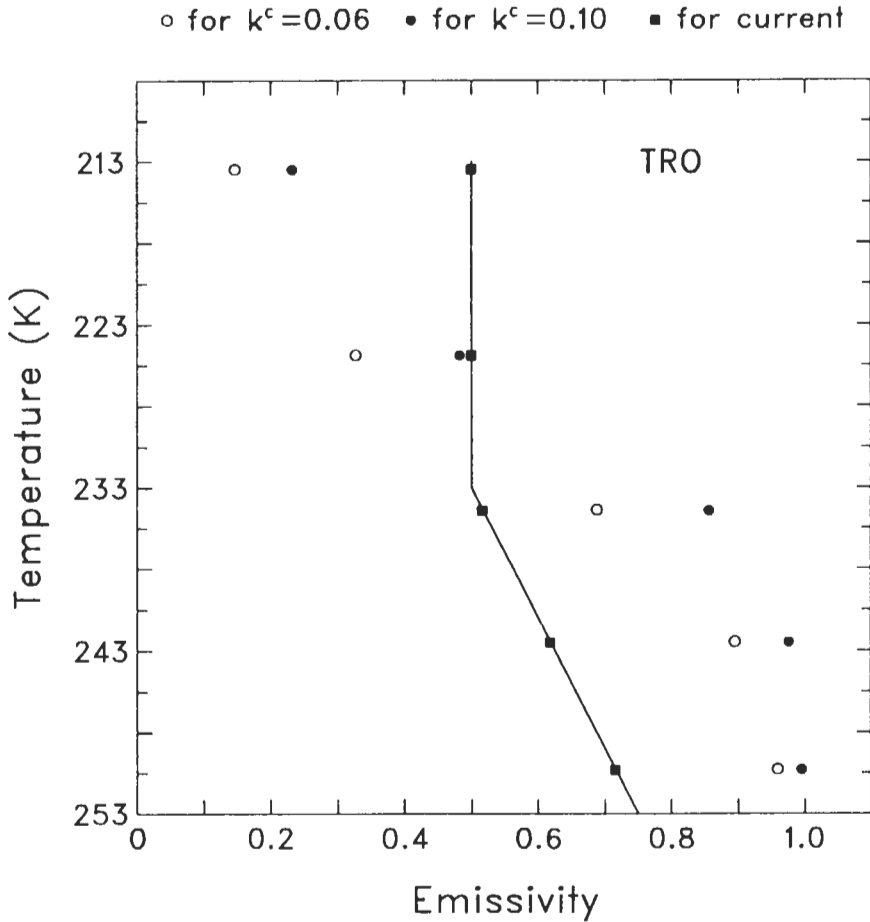


圖 6 不同參數式所估算之雲長波放射率分布。由(4.2.1)和(4.2.2)兩式為基礎所估算的以圓圈符號代表，方形符號則指原版。

表 6 雲長波輻射驅動量因不同雲長波放射率所表現之差異（相對於原版結果）。其中包括兩種垂直疊合之對照。單位是 W/m^2 。

雲個案	長波雲輻射驅動量之差異			短波雲輻射驅動量之差異			
	(Random Overlap)			(Maximum Overlap)			
	ACLF	SCLF	CLF	ACSF	SCSF	CSF	
H2.TRO	-24.3	0.2	-24.1	9.5	2.5	12.0	$k^c=0.06$
H3.TRO	-16.7	1.7	-15.0	15.2	5.4	20.6	
H2.TRO	-2.7	2.2	-0.5	36.7	5.0	41.7	$k^c=0.10$
H3.TRO	-8.2	1.9	-6.3	28.1	6.2	34.3	

射分爲兩個主要成分，近地層部份和雲部份，獲得理解。在隨機疊合假設下，新版放射率分布提高外逸長波輻射中雲成分的等效黑體溫度，因此雲的外逸長波輻射增加，CLF 爲負。 k^c 變大，則減弱提高的程度。反之，在最大疊合假設下，雖然也受到雲等效溫度提高的不利因素，但近地層之向上長波輻射，卻因新版之雲底層附近具有較大放射率，阻擋它的外逸，由於後者效果明顯，故整體而言降低外逸長波輻射，CLF 爲正。 k^c 變大，減弱地表層長波輻射的外逸更顯著。至於 ACLF 的差值與 CLF 的結果，同量級同符號，正是高層雲 CLF 被 ACLF 所主宰的特性。此外，新版放射率分布使雲等效黑體溫度提高的附帶效應，是增加雲向下的長波輻射，因此表中 SCLF 差值爲正。

關於雲的短波光學參數，我們針對其中最具關鍵性爭議的兩個變數，單次反照率和雲光程，進行敏感性測試。圖 7 所示爲雲量 100% 的 L2.TRO 雲個案在這兩個參數變動狀態下，相對於原值的輻射驅動量差異分布。變動範圍意謂參數估計上的潛在性誤差。整體而言，若模式採用的單次反照率較小，則所假設的雲滴特性具備較強的吸收能力和較弱的散射能力，它將有利於大氣吸收率的增加以及行星反照率的降低。換句話說，模式對 ACSF 會高估，對 CSF 會低估，亦即如圖 7 所顯示的，當雲光程固定，ACSF 和 CSF 差值隨單次反照率變小爲正趨勢。不過，可以發現 CSF 的正趨勢小於 ACSF 的幅度，這表示對行星系統而言，地表抵削一部份大氣的正貢獻，印證圖中 SCSF 的結果也清楚指出，其差值爲負，這是因爲單次反照率變小，引起大氣吸收效應對短波攔截作用的巨幅增加，遠超過雲滴散射作用減小對地表產生的有利條件，反而減弱大氣透射率，使到達地表的太陽能量變得更少。因此若單從單次反照率伴隨雲滴散射效應的消長，去預期地表的結果，將會錯估問題的真象。另一方面，若雲光程厚度被高估，代表雲效應被強化，它將提高雲對大氣的吸收效應，又同時加強削減到達地表的太陽能量。因此在單次反照率固定之下，ACSF 和 SCSF 差值隨雲光程變化同步增減。再以圖中的曲線斜率分析，兩者對雲光程變動之敏感性，顯然地表反應的幅度較大，表示 CSF 受雲光程厚度的影響，主要受 SCSF 的趨勢所主導。

此外，圖 7 中三張子圖零值線並不重疊的現象，亦透露一個值得注意的問題是，縱使模式中單次反照率與雲光程厚度相互之間的誤差可以相抵，使所估算的行星系統短波輻射驅動量(CSF)符合觀測的正確值，但卻不能同時抵削發生在大氣分量(ACSF)和地表分量(SCSF)上的誤差。譬如在雲程厚度正 10% 誤差，單次反照率等於 0.986 時，CSF 爲零差值，但在同一點上，ACSF 則高估 $12 W/m^2$ ，反之 SCSF 則多產生 $-12 W/m^2$ 的負貢獻。

4.3 垂直解析度對輻射場之影響

相對於原本的高解析度垂直分層，圖 8 呈現的是本小節爲了凸顯雲層解析度差異，所設計的低解析度垂直分層圖。對照兩者，不難發現有些多層的雲個案，在低解析度的版本下，已被轉爲單層或者雙層的型式。表 7 和圖 9 是輻射模式依據不同垂直解析度，對其中一些雲個案所估算之長波輻射場差異（圖 9 僅出示四個個案），計算中設定雲個案的雲量爲 100%，垂直疊合爲隨機覆蓋。

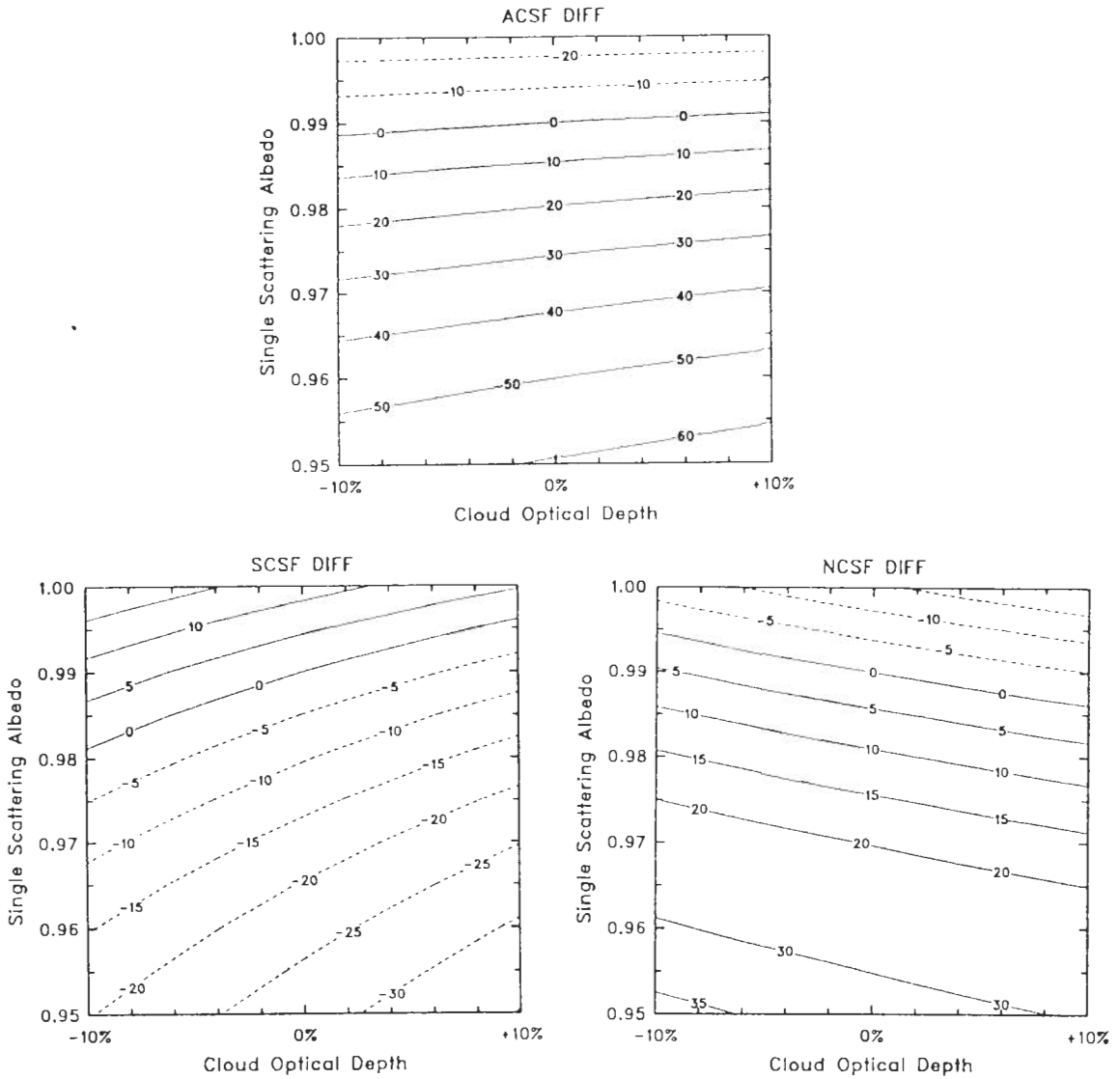


圖 7 雲短波輻射驅動量因雲短波光學參數變動所表現之差異。等值線的單位是 W/m^2 。

關於表 7 雲輻射驅動量的結果，可以從不同垂直分層效應下，造成有效總雲量以及雲等效黑體溫度的差別，獲得清楚的理解。有效總雲量是根據單層有效雲量，垂直積分的總雲量，顯然地對黑體雲它與總雲量是相同的，只有對非黑體的雲個案才有意義。誠如前兩小節所一直強調的，有效總雲量關係近地表層向上長波輻射的外逸程度，而雲等效黑體溫度則反映雲部分長波輻射外逸的強弱。一旦前者有所區別，其產生的外逸長波輻射差異，可以相當顯著。譬如表 7 的 H2.TRO 個案，因為雲垂直分層數由三層縮減為單層，導致有效總雲量亦同時被減少，經估計彼此相差近 40%，所以產生 CLF 極大的負差值。H3.TRO 個案同理可推，

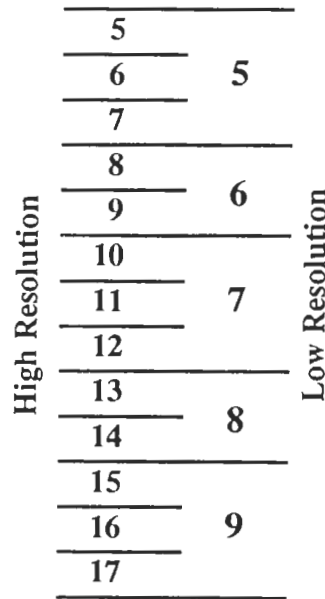


圖 8 相對於原垂直解析度之低解析度垂直分層示意圖。

表 7 雲長波輻射驅動量因不同垂直解析度所表現之差異（相對於原解析度結果）。單位是 W/m^2 。

雲個案	雲長波輻射驅動量之差異		
	ACLF	SCLF	CLF
H2.TRO	-58.1	-3.9	-62.0
H3.TRO	-30.9	-2.6	-33.5
H4.TRO	-22.1	1.1	-21.0
L2.TRO	-1.1	1.1	0.0
L3.TRO	-1.3	1.1	-0.2

不過雲柱厚度包含較多的分層數，有助於縮小有效雲量的差別。其餘的雲個案、單層雲中至少含有一層黑體雲，於是在現今雲量 100%的條件下，有效總雲量不論在何種垂直解析度之下，都被迫達到 100%的飽和。因此，影響因子只剩下雲等效黑體溫度一個變數。可以預期的是，表現此一因素的效果，正比於雲層內部所涵蓋溫度差異的程度，從此觀點，即不難理解 L2.TRO, L3.TRO 和 H4.TRO 這些個案所呈現的強烈對比。至於，表 7 中不同垂直解析度對 ACLF 和 SCLF 的影響，再次表現高雲 CLF 由 ACLF 所主宰的明顯特性。

分析圖 9 大氣加熱／冷卻率的結果，清楚指出雲頂強冷卻率和雲底強加熱率的特徵，在低解析度的垂直分層下，已被減緩或者根本在單層情形下失去了該現象。根據圖中的加熱

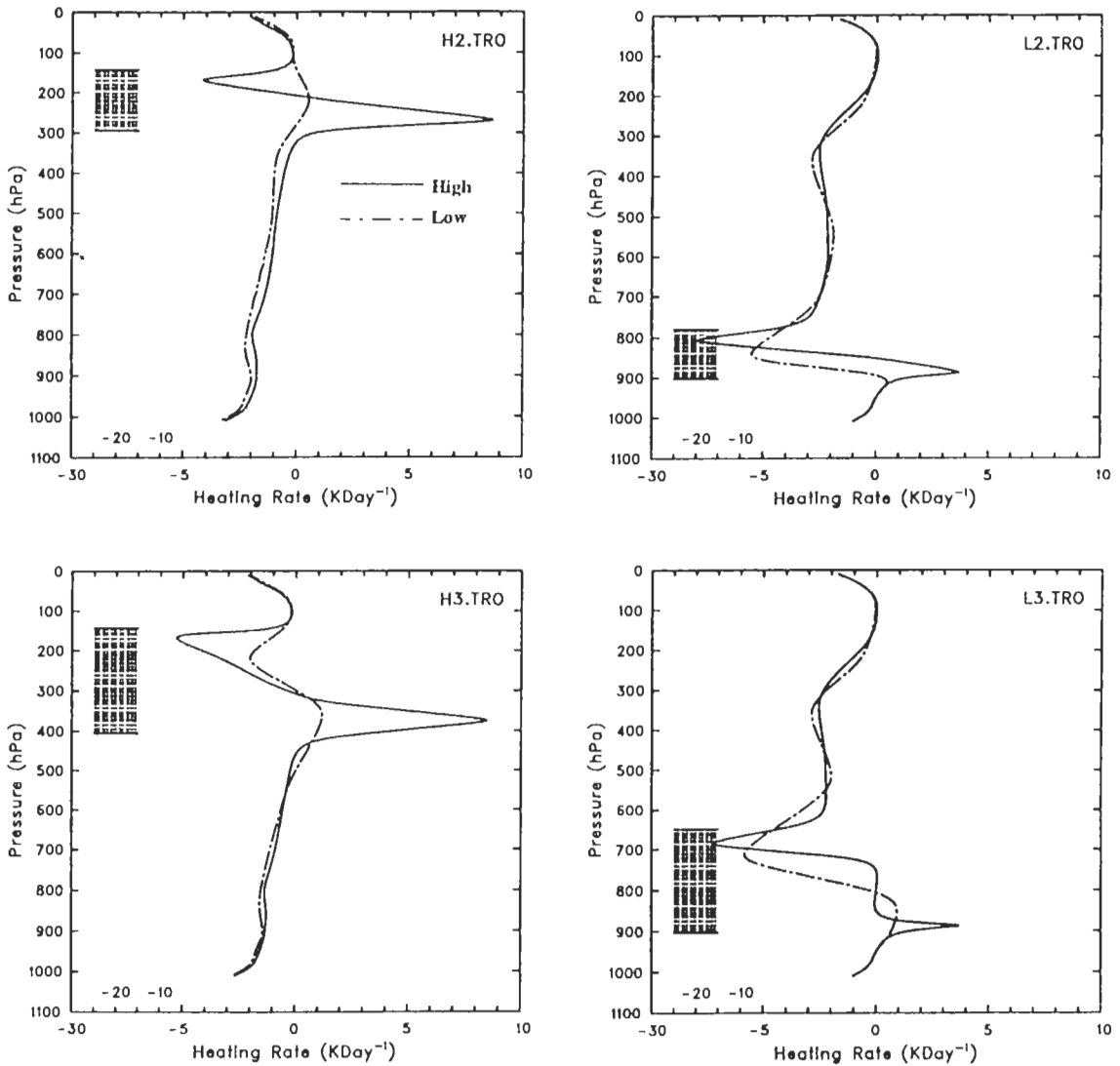


圖 9 表 7 中四個雲個案之大氣長波冷卻率剖面分布。

／冷卻分布，亦可察覺對越薄的雲柱厚度，其因垂直分層結構不同，所引起雲柱垂直加熱／冷卻率梯度的差距越明顯。例如，H2.TRO 個案在兩版解析度之間相差有 12K/day，H4.TRO 個案的差距則是 7K/day；同樣地，在 L2.TRO 和 L3.TRO 個案，亦可獲得類似的比較。從大氣加熱／冷卻率梯度，可以因垂直解析度不同，輕易地反應出 10K/day 以上的差距而言，其對大氣穩定度的作用，似乎是一個不能忽視的問題。

五、雲不確定因子對氣候能量平衡之影響

在這一節裏，我們將進一步以一維輻射對流氣候模式，從行星系統整體的角度，探討雲因子衍生的不確定性問題，以及它如何影響氣候輻射能量的平衡狀態。本節採用的一維輻射對流模式，是參照 Manabe and Wetherald (1967) 的對流適應觀念和步驟，結合現有輻射模式，所建立而成的。一維輻射對流模式的基本精神，在將原本行星系統的三維空間，統合在一維的架構之下，藉以簡略空間的水平平流效應，而使垂直上的氣溫分布，純粹取決於輻射平衡機制以及垂直熱力不穩定伴隨的對流擾動。其中對流擾動可以將輻射過程集中在地表的輻射能量，有效地向上輸送給大氣。按照對流適應的作法，我們假設氣溫直減率大於 -6.5K/km 臨界值，會發生對流，並將氣溫直減率降回臨界值，調整過程中要求總位能保持不變。

圖 10 是此輻射對流模式分別於晴空和雲天條件下，達到收斂時的平衡氣溫垂直分布。我們使用的背景大氣為北美標準大氣剖面，並設定二氧化碳的體積混合比為 330ppm 。時間

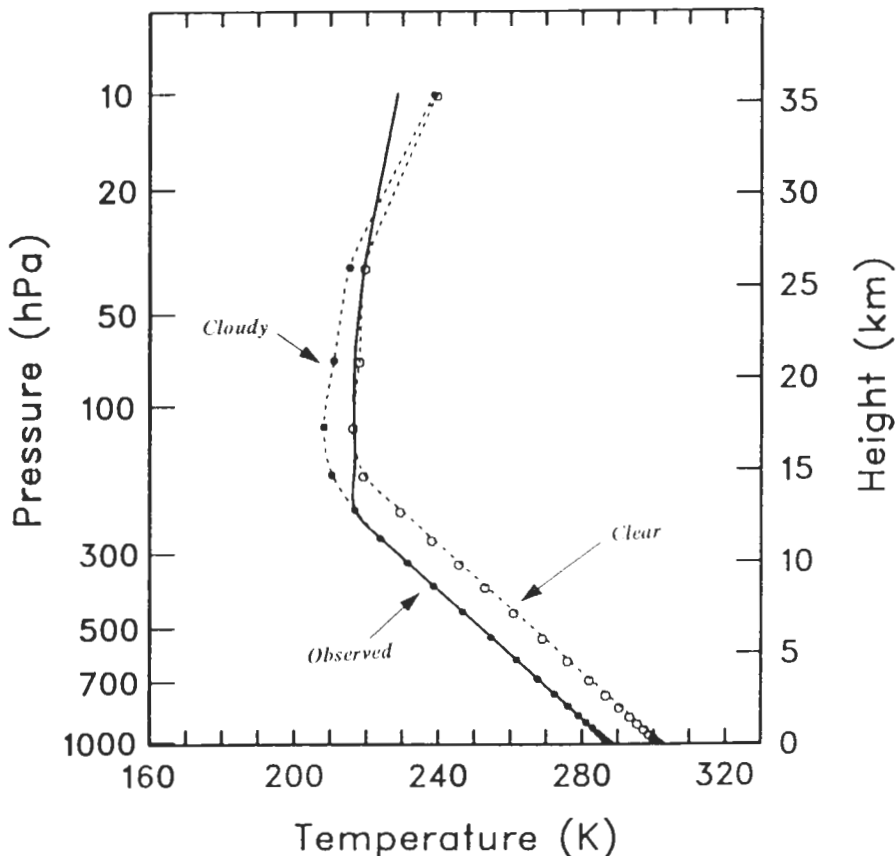


圖 10 一維輻射對流氣候模式之平衡氣溫分布。其中，雲天所設定之雲量垂直分布見表 8 說明；觀測大氣是指北美標準大氣。

積分過程，相對濕度被固定不變，日照時數與天頂角取全球平均值 12 小時和 60° ，地表反照率等於 0.1。相對於標準大氣的氣溫剖面，晴空時收斂的平衡氣溫分布顯然高於觀測值，這個現象與第一節所言，雲輻射效應對現今氣候的能量收支是負貢獻的事實一致。當模式中加入合理的雲量垂直分布，在對流層範圍，其收斂的平衡氣溫即可以與背景大氣溫度剖面完全符合。考量觀測上仍缺乏垂直雲量確切統計資料的事實，所謂合理的雲量分布，無寧是相當隨意的，我們僅能從定性上規範雲量的合理性（雲量分布見表 8）。雲天時，模式內採用的雲輻射特性參數化和垂直疊合方式完全依據第二節的描述。由於它代表本研究輻射模式的原型，所以我們將以此視為控制組，作為其餘實驗組的對照。

表 8 陳列此節針對雲不確定因子所設計的實驗組別。每個實驗組僅含一項獨立雲因子的變動，其餘條件則與控制組相同。實驗一更動垂直疊合為最大覆蓋。實驗二以（4.2.1）和（4.2.2）兩式以及 k^c 等於 0.06，估計雲長波放射率，取代原型的簡化版。實驗三將短波雲單次反照率在水汽波段的 0.99 改為 0.97。實驗四將短波雲光程厚度之雲量權重關係，以 Briegleb (1992) 採用的近似式，取代原版之線性公式。依據表 8 各實驗組雲因子被設定的條件，我們進行一維輻射對流模式的氣候模擬。表 9 所列是各實驗組達到收斂平衡時，所表現之地表溫度以及輻射通量在地表與大氣層頂之分布。注意表中並無詳列行星系統所吸收之淨太陽能量，是因為在平衡時該項等於大氣層頂之外逸長波輻射。

表 8 以一維輻射對流模式測試雲不確定因子對氣候能量平衡影響之實驗組合。其中，圖 10 之雲天曲線即是控制組之結果。

說 明	
氣候平均值	根據 Peixoto and Oort (1992) 的氣候估計值
控制組	雲量剖面設定在第 6 至 17 層，分別是 ($3*0.16, 6*0.05, 3*0.12$)
實驗 1	使用最大覆蓋疊合法
實驗 2	使用（4.2.1）式和 $k^c=0.06$ 估計長波放射率
實驗 3	短波單次散射率等於 0.97
實驗 4	雲光程正比於雲量的 $3/2$ 次方 ($\tau_c \propto C_i^{3/2}$)

表 9 第一列是氣候統計的年平均地球大氣系統之輻射能量收支，它是根據 Peixoto and Oort (1992) 所繪的單位比例推算而來的。依其比例，大氣層頂的入射太陽能量若假設為 100 單位，則地表淨吸收的太陽能量應有 50 單位，地表淨向上長波輻射的強度是 20 單位，這兩

表 9 與表 8 對應之結果，它包括氣候模式平衡時在地表和大氣層頂之輻射能量分布（單位是 W/m^2 ）以及地表溫度之表現。

	地表的短波 輻射通量	地表的長波 輻射通量	地表的淨輻 射通量	大氣層頂外 逸長波輻射	地表溫度 (K)
氣候平均值	170.6	68.3	102.3	238.9	288.2
控制組	167.0	61.1	105.9	226.9	288.2
實驗 1	181.9	98.8	83.1	233.3	276.8
實驗 2	170.5	63.9	106.6	228.1	285.0
實驗 3	156.3	58.7	97.6	232.1	290.6
實驗 4	188.8	13.5	175.3	265.4	309.7

者相抵所剩的淨值 30 單位代表地面藉由可感熱和潛熱型式可向大氣輸送的總熱量，至於大氣層頂的外逸長波輻射則有 70 單位，它與行星系統對太陽能量的總吸收量平衡。由於理論上，年平均入射太陽能量的實際值是四分之一太陽常數，約是 $341 W/m^2$ ，因此按比例類推，即可求得各項應有之實際值。將此觀測平均值客觀地檢視控制組相對應的模擬結果，可以發現各個分量都能座落在相當合理的範圍內。至於其間存在的一些系統性差異，譬如控制組低估外逸長波輻射，應是與模式中雲量設定的誤差有關。由於實質上，後續的討論都將以控制組的結果，作為相對性的對照和比較，因此這些誤差並不構成關鍵性的問題。

從前一節對個案實例探討所獲得的認知，我們可以理解無論實驗一改採最大覆蓋處理垂直疊合，或者實驗二使用新版的雲長波放射率參數法，相較於控制組的作法，其結果都是傾向於減弱雲長波溫室效應。因此，實驗一和實驗二的輻射平衡過程中，將因表現出較強的外逸長波輻射，而驅使大氣和地表平衡溫度走向較冷的趨勢。同時，輻射對流模式對大氣地表平衡溫度之調節，除了輻射之間的抗衡之外，尚包含對流擾動將地表過剩輻射能量向上輸送之過程。因此，一旦地表大氣之間熱量交換有所改變，亦會影響平衡溫度之分布。對照實驗一和實驗二的結果，顯然實驗一改變垂直疊合之假設，因而導致總雲量的差異，對氣候能量平衡的影響是相當大的，遠甚於雲光學特性造成之波動。以地表平衡溫度而言，實驗一比控制組低了將近 12 度，產生如此低的平衡溫度，固然受到較強外逸長波輻射的負面影響，但更重要的是地表傳輸給大氣的熱量驟減近 $23 W/m^2$ ，遠大於前者所增強外逸的 $7 W/m^2$ ，才是主因。然而，地表所驟減的輻射能量，純粹是地表淨向上長波輻射大量遞增的結果。

地表淨向上長波輻射的平衡趨勢，取決於地表平衡溫度和大氣向下長波輻射對地表的貢獻。以實驗一和實驗二而言，地表平衡溫度較低原本應有益於減少地表長波輻射之損失，但雲因子所牽動地表長波輻射驅動量之改變以及大氣平衡溫度較冷，卻減少對地表長波輻射之回饋。反而使兩實驗組的地表淨向上輻射通量比控制組大，尤以實驗一最凸顯，差距達

$38\text{W}/\text{m}^2$ 。此外，這兩個實驗組的雲短波特性與控制組相同，為何在平衡時地表短波輻射吸收量會呈現大於控制組的現象，是因為氣候模式的相對濕度一直被固定，導致大氣中的水汽含量伴隨大氣平衡溫度降低而減少，故大氣透射率增加，到達地面的太陽短波也隨著加強。由於實驗一之平衡溫度較冷，當然該量會表現地較明顯。

同理，我們可以運用類似的思考程序，對實驗三和實驗四所呈現的結果，作合理的解釋。與前述不同的是，這兩個實驗所涉及的雲因子，純屬於短波輻射效應的變動，因此表9中大氣層頂外逸長波輻射，我們不妨轉換它的意義為行星系統所吸收的太陽能量。回溯4.3節的討論，可知實驗三降低雲滴單次反照率，將使行星反照率變小，換句話說，相較於控制組，氣候系統因其所吸收之太陽能量增加，促使地球暖化，進而提升地表平衡溫度。在這同時，外逸長波輻射亦隨平衡氣溫升高而增強。注意實驗一和實驗二同是增加外逸長波輻射，但激發的成因，卻與此全然不同。由4.3節的例子，清楚顯示單次反照率值變小，最大的受益者是大氣，對地表反而是不利的，這即說明實驗三到達地表的短波通量會減少的原因。另一方面，將表9第四欄減去第一欄則代表氣候平衡時大氣的短波吸收量，對照控制組和實驗三在此量上的顯著差異，約是 $16\text{W}/\text{m}^2$ ，即反映雲滴吸收能力大增的事實，這個效應是驅使實驗三平衡氣溫暖化的主力。至於地表向上輸送的熱量，比控制組短少 $8\text{W}/\text{m}^2$ ，反而是負面因素。

實驗四的指數權重函數，毫無疑問地將縮小原版對雲光程厚度之估計值。由於行星反照率被有效減低，地表平衡溫度將如實驗三有暖化的趨勢。不過對照兩者輻射能量的分配，顯然驅使暖化的來源上，有所差別。實驗四因短波輻射在大氣中之傳遞受雲介質的吸收減少，自然不像實驗三暖化驅力來自大氣短波吸收量之增加，因此暖化驅力必定源自地表向上輸送熱量之巨增，表9顯示它比控制組增多近 $70\text{W}/\text{m}^2$ 。再分析地表長短波輻射通量之消長，地表短波吸收量固然增加量不少，約有 $22\text{W}/\text{m}^2$ ，但地表向上長波輻射驟減 $48\text{W}/\text{m}^2$ 卻是主宰該量的關鍵，這似乎有點不符直覺上的預期。探究其原因，應是水汽含量隨大氣暖化遞增的現象所致。以實驗四地表平衡溫度大於控制組21.5度，即可知對流層之平衡氣溫亦有如此差距（因為溫度直減率固定），那麼近地層所形成的水汽光程厚度將相當深厚，一方面它增加大氣的短波吸收量（此即為何平衡時大氣吸收量會增加的原因），而遞減到達地表的短波能量；另一方面它則強化大氣溫室效應，有效地阻止地表的長波冷卻作用，減少地表淨向上長波輻射通量。

在一維輻射對流模式的氣候體系之下，雲因子的差異所引發氣候能量平衡的重新分配和大氣地表平衡溫度的變動，是相當直接而且清楚的。然而，在三維氣候模式的環境中，原本一維架構所控制的變因和條件已不復存在，因此由雲因子不確定性所造成的輻射能量偏差，將接連牽引其它物理、動力機制的交互作用，這其中水文循環將扮演重要的角色。舉例而言，實驗四（或實驗一）在地表能量上引發的巨幅變動，可以推想在三維氣候模式中，地表向大氣輸送的潛熱勢必受到直接的衝擊。由於大氣雲量的多寡是被水汽含量所制約，故一

且大氣中水汽因地表作用而有所變化，則毫無疑問雲量分布亦將同步反應，在此同時，雲量的消長又將反饋在輻射能量的擾動上。由此意謂的一個問題是，對於全球變遷的氣候模擬，源自雲因子的輻射偏差，將摻雜於溫室氣體遞增所激發的氣候擾動中，導致氣候模式所獲致的預測結果未必可信，並且模擬其間展現的反饋效應，譬如雲反饋，亦會因處理雲輻射效應的不同而產生極大的差異。此外，根據我們以一維輻射對流模式對二氧化碳倍增所作的氣候模擬，發現地表平衡溫度比控制組暖化約有 1.9 度。將上述各實驗組地表溫度的變動狀態與此結果對照，顯示其幅度只有過之而無不及，這個事實正可以說明縮小雲因子的不確定性的確是氣候模擬的根本問題之一。

六、總 結

近來，關於大氣環流的模擬研究中，雲輻射效應在其間扮演的角色越來越受重視，尤其涉及雲輻射效應所衍生的反饋作用。Slingo and Slingo (1988)對熱帶積雲輻射效應的敏感性模擬實驗發現，深積雲的正輻射驅動量對大氣暖化的貢獻，有助於積雲輻合，再加強原本的上升運動，伴隨更多高層砧雲的生成，具有使正輻射驅動量繼續擴大的正效應，對於這種藕合現象後來被稱為輻射-動力-對流的正反饋作用。另一方面，Fowler and Randall (1994)提出全球的輻射-對流負反饋作用，他們認為在大氣能量平衡主要取決於淨輻射冷卻與對流潛熱增溫的收支相抵條件下，若大氣被引發更強更廣的對流系統，因而產生更多的高層卷雲，將減少外逸長波輻射，在減緩大氣冷卻強度的同時亦將抑制對流運動，產生自抑的效果。顯然地，前者使熱帶哈德里環流及降水加強，而後者卻是減弱。從這些反饋過程所交雜的互動關係，對於輻射模式中蘊含的雲不確定因子，在三維模式中如何透過輻射收支的重新調整，進一步影響大氣環流結構和水文循環，應該值得被進一步瞭解。

本研究已奠基在一維架構之下，針對雲輻射效應的基本性質和相關的雲不確定性問題，進行較全面深入的探討，這些分析將可助於未來三維結果的闡釋。關於雲不確定因子的敏感性測試，我們涵蓋三個子題，分別是(1)雲量垂直疊合之假設，(2)雲光學參數之變動，(3)雲層垂直解析度之限制，這些問題是一般輻射模式所遭遇的普遍性現象。研究發現，對於雲輻射模式中採用不同的假設或參數化方法，所引起輻射收支的影響，值得注意的是，它不僅使大氣加熱/冷卻率剖面呈現明顯的差異，其中對地表大氣之輻射能量重新分配的藕合作用更顯得重要；其次，亦發現雲輻射問題在不確定因子相互交織作用下，顯現的收支現象更具複雜性。目前，我們仍僅能從衛星觀測的大氣層頂資料，校驗氣候模式的輻射收支，但即使調整模式努力契合大氣層頂的輻射能量分布，卻不意謂模式同時在地表大氣之間具有合理的輻射分配。因此，研究中藉由雲輻射驅動量定量分析雲的不確定性對大氣地表輻射能量收支的影響，將有利我們瞭解這潛在的問題。

研究的最後部份，則利用一維輻射對流模式，說明雲因子衍生的不確定性如何對氣候系統的大氣地表輻射能量分布和地表平衡溫度，產生的影響和擾動。根據四個實驗模擬的結果顯示，氣候輻射能量分布和地表平衡溫度對模式中雲量因子參數化方式的變動，相當敏感。無論是在實驗一改變長波模式的雲量疊合假設或實驗四改變短波雲光程正比於雲量的權重函數，所引起的地表平衡溫度擾動都有十幾度之多，其中驅使地表平衡溫度的暖化/冷卻趨勢，大氣地表之間熱量傳輸的作用扮演重要的角色。此外，另兩個實驗我們探討採用不同雲光學特徵的影響，發現其對地表平衡溫度的擾動較為緩和，約 2-3 度左右。整體而言，相對二氧化碳倍增所引起一維氣候模式的暖化趨勢（約 1.9 度），這些實驗指出因雲不確定因子導致的擾動驅動力似乎遠甚於二氧化碳倍增的作用。由此意謂的問題是，以氣候模式模擬全球變遷所呈現的結果，其投射出各模式中這些潛在雲輻射因子假設或作法的差異性，亦可能遠甚於各模式共同倍增二氧化碳輻射驅動力的一致性。當然，三維氣候模擬包含各種物理機制的調整過程，非一維氣候模式控制了變因交互作用的理想環境，因此，從一維輻射對流模式去推測三維氣候模式的問題，我們須認知它的限制。不過，以目前各氣候模式呈現雲反饋強度巨量差異的現象(Cess et al., 1990)，似乎顯示有必要進一步釐清各輻射模式採用不同雲參數化或假設與這現象的互動與關聯。

誌 謝

本研究承國科會研究計劃 NSC84-2111-M-052-006 AP4 及中央氣象局資訊中心電腦支援下完成，特此申謝。此外，一併感謝兩位審查者提供的寶貴意見。

參考文獻

- 柳中明與歐思真，1988：大氣輻射場影響之數值模擬。**大氣科學**，**16**，409-433。
- 馮欽賜，1992：輻射參數化模式之測試比較。**大氣科學**，**20**，387-404。
- 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.
- Briegleb, B. P., 1992: Delta-Eddington approximation for solar radiation in the NCAR community climate model. *J. Geophys. Res.*, **97**, 7603-7612.
- Cess, R. D., G. L. Potter, J. P. Blanchet, G. J. Boer, A. D. Del Genio, M. Deque, V. Dymnikov, V. Galin, W. L. Gates, S. J. Ghan, J. T. Kiehl, A. A. Lacis, H. Le Treut, Z. X. Li, X. Z. Liang, B. J. McAvaney, V. P. Meleshko, J. F. B. Mitchell, J. J. Morcrette, D. A. Randall, L. Rikus, E. Roeckner, J. F. Royer, U. Schlese, D. A. Sheinin, A. Slingo, A. P. Sokolov,

- K. E. Taylor, W. M. Washington, R. T. Wetherald, I. Yagai, and M. H. Zhang, 1990: Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in 19 atmospheric general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **95**, 16601-16615.
- Chou, M. D., 1986: Atmospheric solar heating rate in the water vapor band. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 1532-1542.
- Chou, M. D., and A. Arking, 1981: An efficient method for computing the absorption of solar radiation by water vapor. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 798-807.
- Harrisbn, 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. A. Randall, and T. G. Corsetti, 1987: A fast radiation parameterization for atmospheric circulation models. *J. Geophys. Res.*, **92**, 1009-1016.
- Harshvardhan, D. A. Randall, T. G. Corsetti, and D. A. Dazlich, 1989: Earth radiation budget and cloudiness simulations with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1922-1942.
- 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., and D. L. Williamson, 1991: Dependence of cloud amount on horizontal resolution in the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model. *J. Geophys. Res.*, **96**, 10955-10980.
- Kiehl, J. T., J. J. Hack, and B. P. Briegleb, 1994: The simulated Earth radiation budget of the National Center for Atmospheric Research community climate model CCM2 and comparisons with the Earth Radiation Budget Experiment. *J. Geophys. Res.*, **99**, 20815-20827.
- Lacis, A. A., and J. E. Hansen, 1974: A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 118-133.
- Liou, K. N., 1986: Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1167-1199.
- Liou, K. N., 1992: Radiation and cloud processes in the atmosphere. *Oxford University Press*, 487pp.
- Manabe, S., and R. T. Wetherald, 1967: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of the relative humidity. *J. Atmos. Sci.*, **24**, 241-259.
- McClatchey, R. A., R. W. Fenn, J. E. A. Selby, F. E. Volz, and J. S. Garing, 1972: Optical properties of the atmosphere, 3rd Ed., AFCRT Environ. Res. Papers No. 411, 108pp.
- Peixoto, J. P., and A. H. Oort, 1992: Physics of climate. *American Institute of Physics*, 520pp.
- Ramanathan, V., 1987: The role of Earth radiation budget studies in climate and general circulation research. *J. Geophys. Res.*, **92**, 4075-4095.

- 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.
- Randall, D. A., and S. Tjemkes, 1991: Clouds, the Earth's radiation budget, and the hydrologic cycle. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **90**, 3-9.
- Slingo, A., and J. M. Slingo, 1988: The response of a general circulation model to cloud longwave radiative forcing. Part I: Introduction and initial experiments. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 1027-1062.

A Study on Cloud Radiative Effects and Associated Uncertainties

Chin-Tzu Fong¹ Chi-Sann Liou² Ming-Dean Cheng³

¹ **Computer Center, Central Weather Bureau**

² **Naval Research Laboratory, Monterey, California**

³ **Research and Development Center, Central Wether Bureau**

ABSTRACT

In this paper, cloud radiative effects and associated uncertainties are explored extensively in a one-dimensional setup. A typical broadband radiation model has been employed to calculate radiative fluxes for all cloud cases. To quantify the cloud radiative effects, the impacts on heating/cooling atmosphere profiles as well as the concept of cloud radiative forcing (CRF) was applied to explain the modulation of the Earth radiation budget between atmosphere and surface by clouds.

The whole study involves three parts. In the first part, the basic characteristics of the cloud radiative effects are analysed and compared for 12 cases, which include different cloud height, cloud thickness and three from warm-wet to cold-dry different background atmospheres. In the second part, we perform sensitivity studies to assess the response of the radiative fluxes and heating/cooling rates to the uncertainty in modelling clouds that is associated with a radiation scheme. Three issues are addressed in this respect: (1) the assumption of the vertical cloud overlapping, (2) the variation of the cloud optical properties and (3) the limitation of the vertical resolution. Results reveal the uncertainty in modelling cloud radiative effects causes significant differences on atmospheric heating/cooling. Notably, it also affects the earth atmosphere energy redistribution. Furthermore, these results seem more complex under the interaction between uncertainties of different kinds.

In the third part, a radiative convective model is constructed to demonstrate the significant influences on distributing radiative energy between atmosphere and surface and changing the equilibrium ground temperature by these cloud uncertainty factors. Four experiments were done and indicate a significant sensitivity to the variation of cloud uncertainty factors. Compared to the control run, the equilibrium ground temperature perturbs up to more 10K both in experiment 1, where the assumption of the cloud overlap in longwave radiation is different, and in experiment 4, where the weighting function of the shortwave cloud optical depth based on cloud fraction is modified. The energy exchange between surface and atmosphere plays an important role in adjusting the equilibrium ground temperature. The other two experiments, where explore the impact of the cloud optical property, show the perturbation appears smaller and the change of the ground temperature is about 2-3K. However, according to the 1D climate model, the forcings induced by cloud uncertainty factors shown in these above experiments show much larger than those caused by CO_2 doubling.

Key words : Cloud radiative effect, Cloud radiative forcing.