

梅雨期間中尺度對流系統 Arakawa - Schubert 積雲參數化研究(一)

柯文雄 周仲島 林國重

國立台灣大學大氣科學研究所

摘要

本文分為兩大部分，第一部分在計算台灣梅雨期間發生於地面鋒附近之中尺度對流系統的熱量與水汽收支。採用 So(1984) 之分析方法選取 1985 年 5 月 27 日 12Z 之華南對流個案，利用中央氣象局所提供標準層 12 小時一次的探空資料，計算華南地區 MCS 熱量與水汽收支之特性；第二部分的計算則利用第一部份的結果以 Arakawa-Schubert 積雲參數化的模式進行測試，結果顯示 A-S 法對華南地區 MCS 所產生的降雨量多寡的估計頗能正確的描述。至於其加熱率的垂直分布在 650 毫巴以上與分析結果非常吻合，650 毫巴以下有較大之差異。

一、前言

由於許多的熱帶天氣系統(如颱風、東風波等)皆與積雲對流效應密不可分，故長久來熱帶區域對流系統之熱量與水汽之收支分析很受重視。其中 GATE 區域及 Marshall 島，所收集之資料尤其被大家所注重及採用。然而相對的副熱帶及中緯度區域對流系統之熱量與水汽之收支分析的研究就不如熱帶區域那麼多，且其所分析的時間及空間的尺度皆較熱帶區域小。Kuo & Anthes(1984)比較熱帶區域與副熱帶及中緯度區域之 Q_1 (視熱區) 的垂直分布，指出副熱帶及中緯度之 Q_1 值要比熱帶區域大五至十倍，且在熱帶區域對不同時間的個案，使用不同的分析方法及採用不同數目的觀測站數，所計算出的 Q_1 ，其絕對值雖有差異，但型態上大致相同(見圖(1))，但在副熱帶及中緯度區域所計算出來的 Q_1 值卻與研究者所取個案的性質不同，有顯著之差異(見圖(2))且與熱帶區域 Q_1 之分布很不相同。因而我們可知因對流之運動產生的大氣加熱過程，隨天氣系統所處緯度時間及空間尺度等的不同而有很大的差異。Kuo 及 Anthes 也指出中緯度計算出來的結果，由於時間尺度較短，其結果誤差可能甚大。

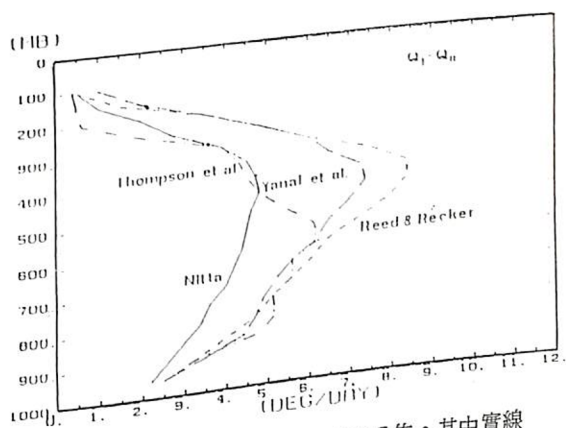


圖1 赤道地區 $Q_1 - Q_R$ 的垂直分布。其中實線為 Nitta(1972)，點虛線為 Thompson et.al.(1979)，虛線為 Yanai et.al.(1973)，點線為 Reed and Recker(1971) 的計算結果。

在梅雨期間(每年5、6月)台灣地區各地皆有相當明顯的降水分布。由過去研究顯示(陳與吳; 1978, Chen 1979, 陳與蔡 1978; 劉, 1982; 丘等 1982; 丘與廖, 1984; 丘與林, 1985; 丘與劉, 1985), 此時的降水與梅雨鋒前組織性中尺度對流系統的發展關係密切。伴隨梅雨鋒的中尺度對流系統, 其水平尺度約 200 公里

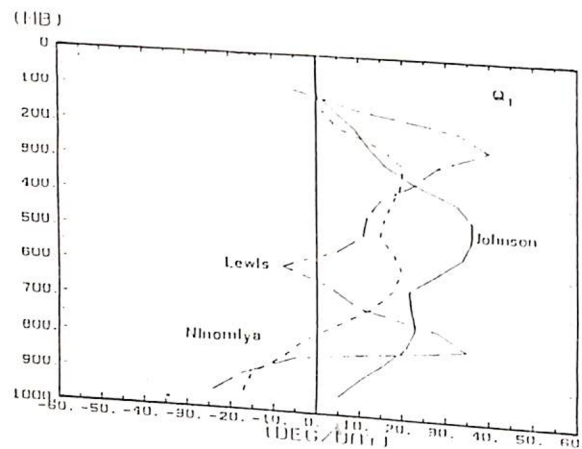


圖2 副熱帶地區及中緯度地區 Q_1 之垂直分佈。其中實線為 John(1976) 研究北佛羅里達州暴雨個案的結果，虛線與點線分別為 Lewis(1976) 和 Ninomiya(1971) 研究中緯度劇烈風暴個案的結果。此圖係重繪自 Kuo and Anthes(1981) 論文中之資料。

至300公里，垂直高度常可達低平流層。這些天氣系統的形成與發展皆和梅雨鋒前大尺度上升運動及水平水汽輻合有著密切的關係。

So(1984) 採用1970, 7月5日~12日日本梅雨個案資料，探討日本西部在梅雨季節時大氣熱量、水汽及動量收支情形。資料顯示，東西方向及南北方向的風場分量皆隨高度上升而增強，最大值出現在250mb，且最大相對濕度出現在900mb。其中計算結果顯示，上升速度涵蓋大部份研究區域而最大值出現在中對流層，在整層大氣有淨加熱 (Q_1) 與淨水汽減少 (Q_2) 情形存在。此種結果與其它中緯度地區計算結果一致。

陳等(1982) 分析中央氣象局 GMS-1，每3小時衛星照片，討論初春華南有組織性之 MCC 中尺度對流系統。由個案研究發現，成熟期前的 MCC 通常在低對流層微弱低壓所伴隨之冷鋒前暖區內發展。低層環境大氣含有豐富水汽，暖平流及潛在不穩定。MCC 發展後東移進入較穩定大氣地區，此時中高對流層的速度輻散，在組織及維持 MCC 的繼續發展扮演一重要角色。

紀與陳(1984) 分析1981年5月27日、28日

發生於華南地區的三個中尺度對流複合體 (MCC) 個案，探討其激發、組織及維持的可能大尺度強迫機制。結果顯示低對流層之鋒面輻合及暖平流、中對流層短波槽以及高對流層之水平輻散及分流等為當時重要的天氣特徵。並指出當高對流層輻散場減弱或消失時，MCC 也同時消散。顯然地，低層暖濕空氣的輸入，經由大尺度鋒面環流的舉升，有利於中尺度對流複合體的發展。待 MCC 發展後，配合高層氣流的輻散，有利 MCC 的維持。

前面所提及的研究，主要在探討梅雨期有利於激發及維持有組織中尺度對流系統的大尺度環境大氣條件及其所伴隨之環流的情形。然而這些有組織的中尺度對流系統如何經由積雲對流運動、微物理過程及潛熱的釋放，將大氣內的水汽及熱量做垂直方向的大量傳送；且此種系統如何有效地與其所處的環境相互作用，改變環境大氣條件，來抑制(或持續)其本身的發展，由於資料來源的限制，仍有待進一步的研究。

本文將採用 So(1984) 之研究方法，探討華南地區梅雨期，當梅雨鋒伴隨有旺盛中尺度對流系統時，當時大氣的熱量與水汽收支分佈情形，同時我們將探討 Arakawa-Schubert 的積雲參數化方法應用於此區域之情形。本文所選取之個案將於第二章內敘述之。計算方法則在第三章敘述之。第三章並討論如何由 Q_1 、 Q_2 之垂直分佈來計算個案區域平均降水強度，同時與觀測之降水強度做比較。第四章介紹 Arakawa-Schubert 積雲參數化法及其 Semi-prognostic 之測試。

二、個案選取與資料來源

2-1 個案選取：1981年5月27日12Z

圖(3)為1981年5月27日12Z之紅外線衛星雲圖。此個案所討論之中尺度系統，在圖中以 MCC II A+B 表示之。紀(1986)曾對此個案的中尺度對流系統做一有系統的描述，且有詳盡的熱量、水汽及過度的計算結果。然而紀(1986)的計算，基本上仍採用綜觀尺度分析方法下的結果，與本文中所採用的計算方法不太相同，結果的比較將有助於瞭解

此個案中 MCCII A+B 中尺度對流系統與環境大氣交互作用後環境大氣的細微結構。

MCCII A+B 在27日06Z 由兩個相近的對流系統相互作用下，而至12Z合併成為 MCCII A+B。此個案可視為前成熟期的 MCC 個案。由紀(1986)的分析圖中可以得知低層冷鋒位於 MCCII A+B 的北端。在冷鋒前有一與之成平行之強風軸存在。MCCII A+B 的位置正好處於最大水汽混合比的區域。雲區所在位置有甚大的溫度梯度存在。

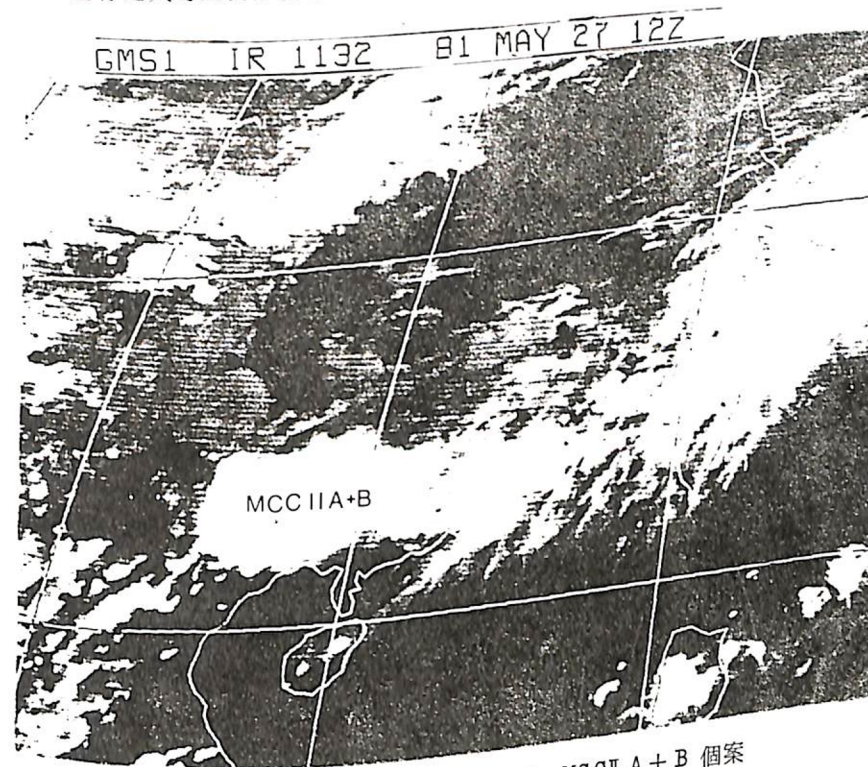


圖3 1981年5月27日12Z MCCII A+B 個案 GMS-1 紅外線雲圖

2-2 資料來源

在本文中所選取的探空測站，其測站位置為：

59211(106.6°E, 23.9°N)

59265(111.3°E, 23.5°N)

59431(108.4°E, 22.8°N)

此個案之資料係採自中央氣象局所提供1981年未解碼的各標準層之探空資料。紅外線衛星雲圖亦採自中央氣象局。

三、 Q_1 與 Q_2 的計算及結果討論

3-1 Q_1 、 Q_2 之計算

由熱力第一定律及水汽連續方程， Q_1 及 Q_2 的定義可以寫成 (SO, 1984)：

$$Q_1 \equiv \frac{C_p}{(P_0/P)^k} \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla \bar{\theta} + \bar{W} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right) \quad (1)$$

$$Q_2 \equiv -L \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{W} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \right) \quad (2)$$

其中 Q_1 是視熱源 (apparent heat source)， Q_2 是視水汽匯 (apparent moisture sink)，而 $P_0 = 1000\text{mb}$ ， $K = R/C_p$ ， R 是乾空氣體常數。 θ 是位溫， a 是地球半徑， $dx = a \cos \phi d\lambda$ ， $dy = a d\phi$ ， ϕ 、 λ 是經度和緯度。

$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t}$ 是面積平均的位溫局部時間變化率。 $\bar{V} \cdot \nabla \bar{\theta}$ 是位溫水平平流項， $\bar{W} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}$ 是位溫垂直平流項。

$\bar{W} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}$ 是水汽垂直平流項。上面的“-”代表中

尺度對流系統雲頂面積(由IR 衛星雲圖)所涵蓋之面積的平均定義之。

Q_1 與 Q_2 的計算是依據(1)及(2)式,其中 $(\bar{\quad})$ 的計算方法是選取靠近中尺度對流系統之三個探空測站求其平均重心位置,以此重心所求得各參數代表整個面積內各參數的面積平均值。

將等壓面上任一氣象參數,在空間上,針對此平均重心位置 (x_0, y_0) 以泰勒級數展開。為了簡化處理,只取線性項。

$$P = a_0 + a_1 x + a_2 y \quad (3)$$

P 是任一觀測氣象參數。垂直方向涵蓋 1000 mb 至 100 mb。每層間隔為 50 mb。式(3)中, x, y 分別代表探空測站相對於重心的經向距離及緯向距離。

如此式(3)中, $\frac{\partial P}{\partial x}, \frac{\partial P}{\partial y}$ 分別代表 P 在三角

形面積內的面積平均值,及其在 x 及 y 方向的平均梯度值。在等壓面上,面積平均之質量連續方程式可寫成:

$$\nabla \cdot \bar{V} + \frac{\partial \bar{W}}{\partial p} = 0 \quad (4)$$

將上式對垂直積分,可計算面積平均之垂直速度 \bar{W} 。

$$\bar{W}(p) = \bar{W}_s + \int_p^{p_s} \nabla \cdot \bar{V} dp \quad (5)$$

$$\text{其中 } \bar{W}_s = \frac{\partial p_s}{\partial t} + \bar{V}_s \cdot \nabla p_s \quad (6)$$

\bar{p}_s 與 \bar{V}_s 分別代表地面氣壓及地面速度場。由(5)式計算垂直速度的方法。常造成很大的誤差。在此採用 O'Brien(1970) 提出修正方法來校正輻散及垂直速度場。在頂層接近對流層頂($P_T = 100$ mb)垂直速度可以假設為零。利用此一限制條件則可以對各層的垂直速度及輻散場作下列的校正:

$$W^*(P) = \bar{W}(P) - \bar{W}(P_T) \frac{(\bar{P}_s - \bar{P})^2}{(\bar{P}_s - \bar{P}_T)^2} \quad (7)$$

$$\bar{D}^*(P) = \bar{D}(P) - \frac{2\bar{V}(P_T)}{(\bar{P}_s - \bar{P}_T)^2} (\bar{P}_s - \bar{P}) \quad (8)$$

本文同時修正客觀分析時所用權重函數 $W'(r) = e^{-b^2/r^2}$ 的數值,上式中, b 為常數, $r^2 = x^2 + y^2$, x, y 為相對於重心之經度與緯度之距離。其中 b 值決定探空測站與另一測站距離之權重。在修正權重函數時,必須使其計算出來的面積平均降水量與附近觀測數值相配合。將求得的水平風場代入(5)式中,求取垂直速度場。由於缺乏完整的邊界資料,無法精確地估計地面垂直速度。為了簡化起見,及避免人為製造誤差,假設 $\bar{W}_s = 0$, 利用(7)及(8)式,求取調整過後輻散場及垂直速度場。加此(1)及(2)式中的水平平流項及垂直平流項皆可求出。

在本文中,時間變化採用 12 小時之差值來代表局部時間變化率。由於伴隨 MCC 的環流大氣,其熱力結構隨時間變化非常快,而探空資料的時間解析度卻有限,如此計算此項誤差甚大。但是由於資料的限制,只好暫時如此選取。TAMEX 期間有每三小時一次探空資料,將可提供甚佳的資料來源。

Q_1 與 Q_2 的數值與客觀分析時選取之權重函數數值有非常大的關係。本文計算過程中,利用觀測降水資料來調整權重函數,使得計算之降水強度與觀測的降水強度較趨一致。觀測降水值的估計由三個探空測站所圍成面積計算其平均值。在此個案之觀測降水量則使用紀(1986) 每三小時降水量圖估計之。由此所估算之觀測降水量為 33mm/12 小時。而且 Q_1 及 Q_2 所算值倒推回去,計算降水來修正所取用的權重函數參數,計算結果顯示,選 $b = 0.7$ 計算降水量為 33.9mm/12 hr, 與觀測值較符合。

3-2 結果與討論

圖(4)為此個案調整前後平均輻散場及垂直速度場。圖(5)則為水平風場分佈圖。平均輻散場在低層

北風速梯度影響,而東西風速梯度影響甚微。

Yanai et al (1973) 分析赤道附近對流雲簇的環境特徵,指出低層有強烈輻合延伸至 400 mb 而開始減弱。在 200 mb 有強烈淺層輻散。垂直速度皆為上升運動而 300 mb 附近有最大值。

在此個案的 MCC 與雲簇一樣在 200 mb 皆有淺強輻散。在中高層則皆為上升運動。但梅雨期 MCC 之垂直速度比赤道雲簇的垂直速度要大上很多。此點與其它中緯度深對流的研究結果頗為接近(Ogura and Jiang(1985))。

Maddox(1983)使用合成個案探討成熟期 MCC 的結構,其計算結果與本文的結果,在 200 mb 附近均有淺層強烈輻散,其垂直速度均為上升運動。唯本個案之最大上升運動在 300 mb 附近,而 Maddox(1983) 其最大垂直上升速度在 500 mb。

此個案之輻散度與垂直速度在中高層型式相似,均在中高層有上升運動,平均在 300 mb 垂直運動達最大,且中層(650 mb 至 400 mb) 均為強輻合,而在 200 mb 附近均有淺層強烈輻散。

圖(6)為平均溫度場及平均位溫場的分佈圖。其位溫在 200 mb 以下呈線性增加。圖(7)為水汽混合比分佈圖。其值由底層往頂層漸減至零。

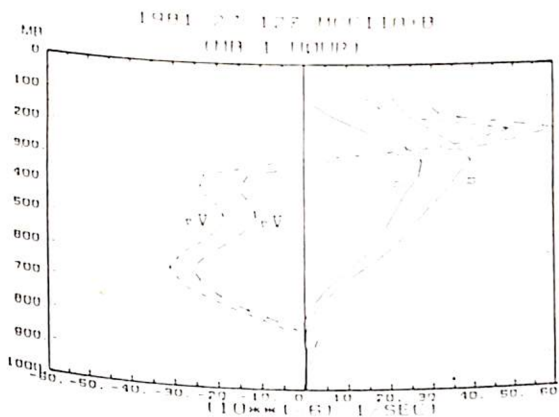


圖4 1981年5月27日12Z MCC II A+B 個案,水平平均風場及平均速度輻合/散場垂直剖面圖。平均輻散場,單位為 $1.0 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$, 以點線表示;中點線為調整後平均輻散場,單位為 mb hour^{-1} , 而實線為調整後平均垂直速度場,單位為 mb hour^{-1} 。

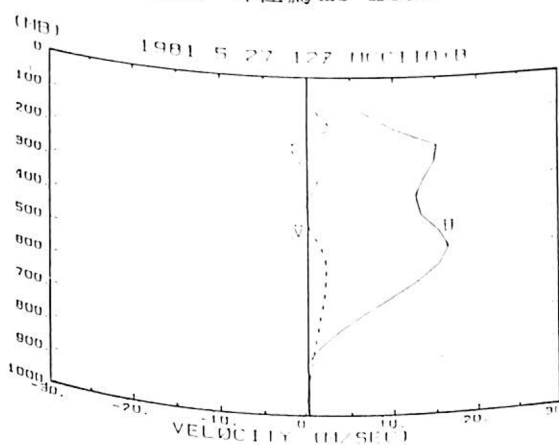


圖5 水平風場垂直剖面分佈圖,其中實線為東西向平均速度場 \bar{U} (m/sec), 虛線為南北向平均速度場 \bar{V} (m/sec)。

呈弱輻散。由 800 mb 至 350 mb 為強輻合區。650 mb 與 400 mb 分別為最大輻合高度及次大輻合高度。高層 200 mb 為淺層輻散場。垂直速度在低層有微弱下沉運動。從 750 mb 至頂層為上升運動,最大值出現在 300 mb 附近。在 200 mb 附近的淺層強輻散場,主要由強烈南、北風速梯度 ($\frac{\partial \bar{v}}{\partial y}$) 主宰,其東西風速梯度為微弱之負值。最大輻合高度(650 mb 與 400 mb) 由強烈南、

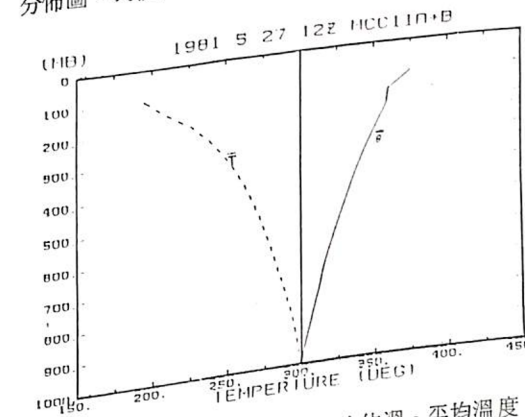


圖6 1981年5月27日12Z 平均位溫、平均溫度及平均水汽混合比垂直分佈。其中實線為平均位溫 $\bar{\theta}$, 虛線為平均溫度 \bar{T} 。

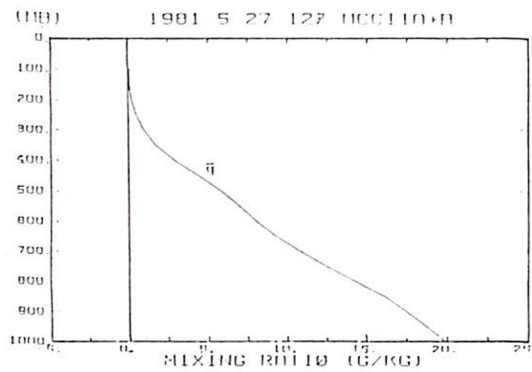


圖7 1981年5月27日12Z之平均水汽混合比垂直分佈圖。

Q_1 主要與淨輻射加熱率，淨凝結潛熱釋放，及渦流可感熱垂直傳送有關。 Q_2 則與淨凝結水汽量，及渦流水汽垂直傳送有關。下面將討論水汽與熱量的收支特徵。

圖(8)為 Q_1 及其收支項的垂直分佈圖，在300 mb 有最大值； Q_1 之垂直分佈主要受位溫垂直水

平平流項主宰。 $\bar{W} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial P}$ 與 Q_1 垂直分佈相似均在

300mb 附近達最大。位溫水平平流項在300mb 及500mb 有最大負值。而在700mb 正值達最大。位溫局部時間變化率整層非常微弱。

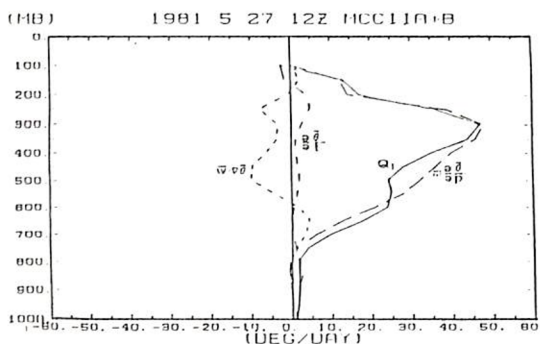


圖8 1981年5月27日12Z之MCC II A+B，其中點線為位溫水平平流項(度/天)，中點線為位溫局部時間變化項(度/天)，長實線為位溫垂直傳送項(度/天)，而實線為熱量(度/天)。

圖(9)為水汽(Q_2)垂直分佈及其收支。 (Q_2) 在低層有微弱負值，其中高層正值在450mb 達最

大。低層 Q_2 有微弱負值主要受 $-\frac{\partial \bar{q}}{\partial t}$ 主宰。其

$-\bar{V} \cdot \nabla \bar{q}$ 與 $-\bar{W} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial P}$ 在低層其值接近零。

而在中高層 Q_2 受 $-\bar{W} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial P}$ 主宰， $-\bar{V} \cdot \nabla \bar{q}$

次主宰。

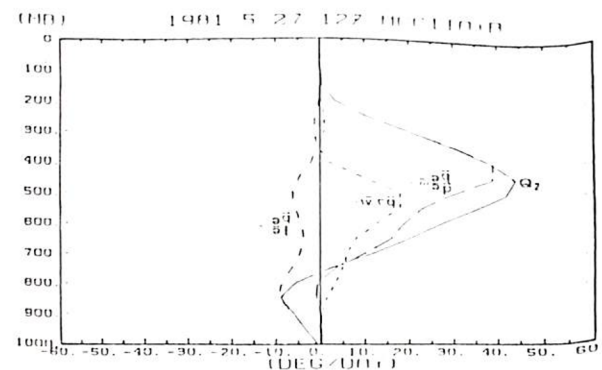


圖9 1981年5月27日12Z之MCC II A+B，其中點線為水汽水平平流項的負值(度/天)，長實線為水汽垂直平流項(度/天)，而實線為水汽(度/天)。

四、A-S積雲參數化及其 Semi-prognostic 測試

一般而言，積雲的水平尺度與生命期的時間與綜觀天氣系統相比較，要小上一個或更多個數量級，可是它的垂直尺度卻與綜觀天氣系統相當。在一般的數值預報模式內因電腦的能力，我們不能把網格點之間的距離無限縮短，因此在數值模式內水平網格點的距離，往往要比積雲的水平尺度大很多，所以積雲的效應對此模式而言，是屬於次網格(sub-grid)的效應。如何把積雲的影響考慮在此數值模式內，而利用在網格點上已知或預測出的變數來表示積雲的效應，即所謂的積雲參數化。

積雲參數化的方法目前有許許多多，但最有名

的為下列三種，此即：一濕對流調整(moist convective adjustment)；二郭氏法(kuoscheme)與三A-S法。濕對流調整主要是假定若大氣的垂直溫度遞減率超過濕絕熱遞減率時，則水汽馬上達到飽和而有凝結物產生，因此溫度會有變化。此方法設定溫度變化後會趨向濕絕熱遞減率的分佈。此法的優點在於它很容易的應用與省時；其缺點為不夠精確且所預測的降雨率與實際觀測相差很多。

郭氏法是郭曉嵐於1965年提出的，他體認到積雲大致發生在條件不穩定的大氣層內，且此層底部有水汽的輻合，並且在此積雲內的溫度與水汽的垂直分佈大致與濕絕熱的大氣一致。因此他提出在數值模式內積雲發展于條件不穩定的氣層內，且底部必須有水汽的輻合，而此積雲所產生的對流加熱的垂直分佈，可以由雲內與周圍大氣內的空氣相混合而定，所以對流加熱的大小和雲與周圍大氣的溫度差成正比，而其降雨率與整層的對流加熱成正比。Rosenthal(1970)應用此方法成功地吧颶風的結構模擬出來。此法的優點在其很容易使用且省時，同時所預報出來的降雨率也不錯(krishnamurti et al. 1980)，缺點在其對對流加熱的垂直分佈的預測有所誤差，一般而言，劇烈天氣時所預測的對流加熱與觀測值非常的吻合，但非劇烈天氣時兩者不太一致。(柯，1987)

從理論上着眼，濕對流調整與郭氏法皆依據經驗法來決定，而忽略許多物理過程，如雲與雲之間及與周圍環境的交互作用，因此上述二種積雲參數法不能提供積雲體的雲質量通量(cloud mass flux)液態水的逸入(detrainment)，蒸發與凝結率以及垂直渦流的傳送熱量與水汽等。

Ooyama(1971)首先提出一套理論假設有許多雲譜同時存在，而這些不同高度的雲是由混合層內各個不同的浮力元(buoyant elements)所竄升而成，但如何決定此竄升函數卻未提出。Arakawa and Schuberts(1974)(以下簡稱A-S)，依據Ooyama的概念同時配合Arakawa(1969, 1972)的研究，他們提出了一

套積雲參數化法，同時考慮積雲體(cumulus ensemble)與大尺度周圍環境的交互作用。此法可分為兩個部份：(一)造成大尺度擾動的收支量，此擾動量主要是由積雲對流透過積雲所引發的下降，逸入的飽和氣流及液態水的蒸發等所影響的溫度與濕度場。(二)準平衡(quasi-equilibrium)的假設，此假設主要在描述積雲如何穩化大氣及大尺度運動如何產生濕對流不穩定。

由於準平衡的假設，他們可以計算每朵雲在其雲底的雲質量通量，如此大尺度的熱量與水汽的收支方程式內有關積雲效應的項就可以被預測，同時也可以提供積雲體的液態水的逸入、蒸發與凝結率以及垂直渦流的傳送熱量與水汽等，此外也考慮了雲與雲之間的相互作用。因此A-S法被認為是最完全且最物理的積雲參數法。

有關A-S法之詳細推導及說明可見A-S(1974)及Lord(1978)。

Semi-prognostic 測試

在這裏所謂 Semi-prognostic 測試即利用大尺度觀測之變數，配合所採用之積雲參數法，作一次一個時間間距的預測，此法之好處在於避免利用複雜的數值預報模式，且由於只作一次時間積分，因此可避免一些複雜的反覆作用過程。

Lord(1982)利用 Semi-prognostic 的方法配合GATE之資料(從9月1日至18日(1974年)測試A-S法，圖(10)表其預測積雲垂直加熱的分佈與實際觀測在這段時間的平均值比較，而圖(11)表其所預測的降雨率與實際值的比較。在Lord(1982)所用的程式內可簡化為下面幾個步驟：

- (1)從大尺度的變數 T, q, W, u, v 及 Q_R 可算出雲的參數，包括 $\lambda, \eta (Z, \lambda), hc, Sc$ 及 qc ，其中每朵雲的高度是依據其模式內所預設定的垂直網格點而定(此即若模式內有11層，除了最下層可能代表邊界層外，其餘10層每一層皆有一朵雲的雲預定在此層)。
- (2)對每一朵雲的雲功函數 $A(\lambda)$ 分別計算。
- (3)對大尺度的作用力 $F(i)$ 可由下式表示：

$$F(i) = \frac{A'(i) - A(i)}{\Delta t} \quad (9)$$

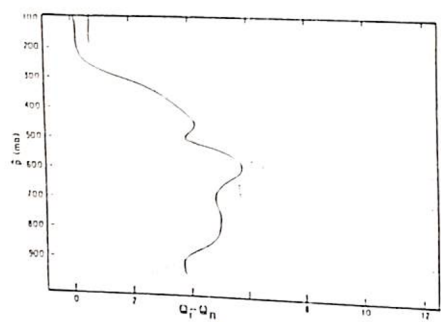


圖10 GATE phase II 中(Q₁-Q_R) 之時間平均值的垂直分佈，實線表預測值，虛線表觀測值。(摘自 Lord, 1978)

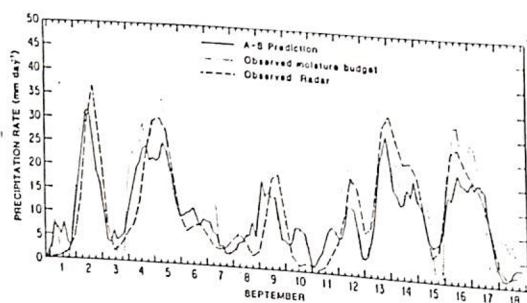


圖11 GATE phase II 期間降雨率隨時間之改變，實線為預測值，點線為由觀測值利用水汽收支情形所估算的，虛線為由雷達所觀測之值。(摘自 Lord, 1978)

其中 A(i) 可由大尺度資料算出，而 A'(i) 是假設大尺度的溫度及濕度場，若經大尺度在 Δt' 時間經由平流作用改變時所算出之雲功函數。

(4) K(i, j) 是由下式計算

$$K(i, j) = \frac{A''(i) - A(i)}{m_B(j) \Delta t''} \quad (10)$$

其中 A''(i) 是大尺度的變數，經由雲朵 J 在 Δt'' 內所影響後計算出之雲功函數，m_B(j) 為 J 雲朵之雲底質量通量，在這裏 K(I, J) 代表了每單位垂直質量通量之 J 雲朵透過其對環境的影響而改變另一雲朵 I 的做功函數改變率。

(5) 利用 Simplex over-adjustment 方法求解 m_B(λ)。

(6) 利用 m_B(λ) 及其他已知變數分別算出 $\frac{\partial s}{\partial t}$, $\frac{\partial q}{\partial t}$

及降雨率。

在此我們很明顯看出 Lord 在第 3 及第 4 步驟上採用差分法去計算 F(i) 及 K(i, j)，而非採用 A-S(1974) 之原始表示法，So(1984) 採用 Lord 的程式，用於中尺度梅雨時期，他發覺(10)式中之 A''-A 與 m_B(j) Δt'' 之選取有很大的關係，因此必須調整 m_B(j) Δt'' 之值才能得到更好的結果。Kao(1985) 直接採用 A-S(1974) 所推導之方程式去計算 F 及 K 值，其中他把 λ 值轉變為 Z 值。然後他利用 IMSL Package 內之 EX4LP 去求解 m_B(Z)，經他測試以赤道東風波的個案及用於中尺度對流雲的模擬皆得到很好的結果，因此我們決定採用其方法。

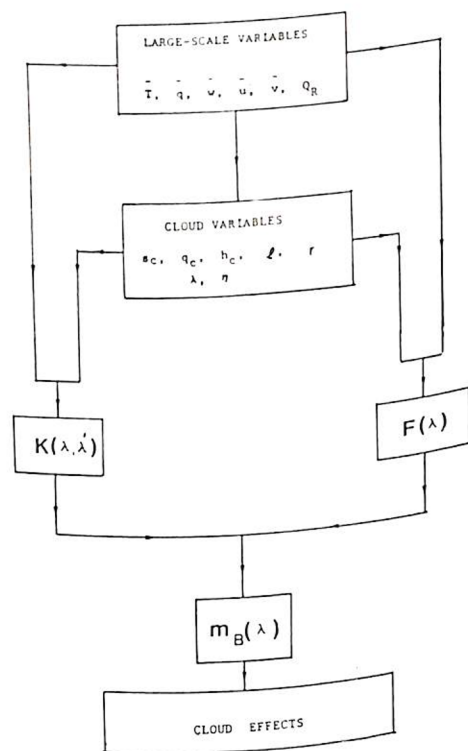


圖12 A-S 積雲參數法用於 Semi-Prognostic 測試之流程圖

其流程圖亦於圖(12)。利用第三節所計算出之有關變數的平均值代入此模式所預測之降雨率為 57 mm/日，此與從觀測資料所估算出之 66mm/日非常接近，利用此模式所估算出之 Q₁ 的垂直分佈(實線)與第三節所分析出之 Q₁ 值(虛線)的比較表示於圖 13。從此圖很明顯地看出 A-S 法所估算

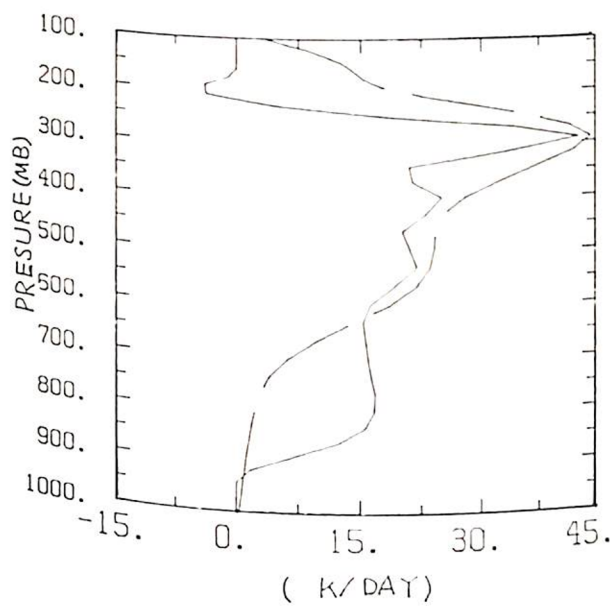


圖13 Q₁ 值之垂直分佈，實線為 A-S 預測值，虛線為第三節所得之分析值

出之 Q₁ 值，在 650 毫巴以上與分析出之 Q₁ 值幾乎一致，在 300 毫巴皆有一極大值且數值相近。在 650 毫巴以下預測值與分析值有較大的差異，分析之 Q₁ 值在 650 毫巴以上急劇遞減至趨於 0 而預測值則在 800 毫巴左右有一相對較小的較大值。基本上預測之 Q₁ 值的垂直分佈有二高峯的形態，一在 300 毫巴，另一為 800 毫巴左右，此與圖(2)之副熱帶及中緯度地區之 Q₁ 的垂直分佈是相當的。至於 Q₁ 在低層與分析值之誤差可能要歸究於個案選擇之測站及資料解析度不夠細所致。TAMEX(1987) 實驗已圓滿完成，在實驗期間有一些相當好的個案，且實驗期間觀測資料解析度相當之細密，利用這些資料，對於測試模式之應用性將會有很大之助益。

五、結 論

本文選取一發展階段的中尺度對流系統利用 12 小時一次的探空資料計算其熱量與水汽收支的特性，有關結論可以分列如下：

1. Q₁ 最大值在 300mb，且 Q₁ 在中高層主要受 $\bar{w} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}$ 所影響。

2. $\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t}$ 與 $\bar{v} \cdot \bar{v} \bar{\theta}$ 項在此個案皆非常小。

3. Q₂ 之垂直分佈在高層主要受 $\bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}$ 所影響而在低層主要受 $\frac{\partial \bar{q}}{\partial t}$ 及 $\bar{v} \cdot \bar{v} \bar{q}$ 所控制。

我們也同時引進了 A-S 積雲參數化，採用 Kao(1985) 的方法直接利用 A-S(1974) 之方程式來計算 F 及 K 項，以避免加 So(1984), Lord(1982) 及 Lord et al (1982) 等在計算 K 項時對 m_B Δt'' 選取之敏感度的問題，並利用第三節所分析計算出之有關變數之平均值代入此模式作 Semi-Prognostic 測試，結果顯示降雨率之預測量與觀測值非常之相近，而 Q₁ 值的垂直分佈在 650mb 以上與分析出之估算值幾乎一致而在 650mb 以下則有較大之差異，其原因可能因分析所採用之測站及資料解析度太粗所致，有待更進一步探討。TAMEX(1987) 實驗期間有一相當好的中尺度對流系統發展的個案，由於其觀測資料時間及空間之解析度相當之細密，因而利用這些資料對本模式之 Semi-Prognostic 測試將為下一步目標。

參 考 文 獻

丘台光與林雨我，1985：利用衛星、雷達資料作台灣地區豪雨預報之初步研究。天氣分析與預報研討會論文集編，中央氣象局，107~129。
 丘台光與廖學銓，1984：華南及鄰近地區中尺度對流系統之研究。大氣科學，11, 85~100。
 丘台光、廖學銓與洪理強，1982：民國 70 年 5 月 28 日之豪雨個案研究。中範圍天氣系統研討會論文集編，中央氣象局，233~247。
 丘台光與劉復誠，1985：民國 73 年 6 月 3 日台灣北部地區豪雨之個案研究。大氣科學，12, 93~102。

- 紀水上, 1986 台灣梅雨期華南中尺度對流系統及台灣地區局部性豪雨之個案研究、博士論文、私立中國文化大學地學研究所。
- 紀水上與陳泰然, 1984: 1981年5月27~28日華南及台灣地區中尺度對流複合系統之初步分析。天氣分析預報研討會論文集編, 中央氣象局, 95~114。
- 柯文雄, 1987: 着重於郭氏法之積雲參數化的研討, 台大大氣科學系研究報告 NTU-ATM。
- 陳泰然與吳清吉, 1978: 台灣五大城市之氣候特性分析。大氣科學, 5, 2, 1~16。
- 陳泰然與蔡清彥, 1978: 台灣地區梅雨個案之中幅度系統、觀測誤差與平衡 W 值之分析。台大大氣科學系研究報告 Mei-Yu-002, 44 頁。
- 劉廣英, 1982: 民國70年5月28日豪雨與中範圍天氣系統之關係。氣象預報與分析, 91, 1~10。
- Arakawa, A., 1969: Parameterization of cumulus convection. Ptoc. WMO/IUGG Symp. Numerical Weather Prediction, Tokyo.
- Arakawa, A., 1972: Design of the UCLA general circulation model, Numerical Simulation of Weather and Climate, Dept. of Meteor., Univ. of California, Los Angeles, Tech. Rept., 7, 116pp.
- Arakawa, A., and W.II. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, part I. J. Atmos. Sci., 31, 674-701.
- Kao, C.Y., 1985: A cumulus parameterization study with special attention to the Arakawa-Schubert scheme, Ph.D. dissertation, Univ. of ILL., 213pp.
- Krishnamurti, T.N., Y. Ramanathan, II, -L. Pan, R.J. Pasch, and J. Molinari, 1980: Cumulus parameterization and rainfall rates I: Mon. Wea. Rev., 108, 465-472.
- Kuo, Y.-II., and R.A. Anthes, 1984a: Mesoscale budgets of heat and moisture in a convective system over the central United States. Mon. Wea. Rev., 112, 1482-1497.
- Lord, S.J., 1978: Development and observational verification of a cumulus cloud parameterization. Ph.D. dissertation, UCLA, 359pp.
- Lord, S.J., 1982: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part III: Semiprognostic test of the Arakawa-schubert cumulus parameterization, J. Atmos. Sci., 39, 88-103.
- Maddox, R.A., 1983: Large scale meteorological conditions associated with convection complexes midlatitude mesoscale. Mon. Wea. Rev., III, 1475-1493.
- Ogura, Y., and Jiang, J.Y., 1985: A Modeling Study of Heating and Drying Effects of Convective Clouds in an Extratropical Mesoscale Convective System. J. Atmos. Sci., 42, 2478-2492.
- Ooyama, K., 1971: A theory on parameterization of cumulus convection. J. Meteor. Soc. Japan, 39, 744-756.

- O'Brien, J.J. 1970: Alternative solution to the classical vertical velocity problem, J. Appl. Meteor., 9, 197-203.
- Rosenthal, S.L., 1970 A circularly symmetric primitive equation model of tropical cyclone development containing an explicit water vapor cycle. Mon. Wea. Rev., 98, 643-663.
- So, S.S., 1984: An observational study of the Role of convection in the Bain situation with special attention to the Arakwa-Schubert cumulus parameterization. J. Meteor. Soc. Japan, 63, 648-656.
- Yanai, M., S. Esbensen and J. Chu, 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from largescale heat and moisture budgets. J. Atmos. Sci., 30, 611-627.

The Study of Arakawa-Schubert Cumulus Parameterization Scheme on the Role of Convection in the Mei-Yu Situation (I)

Wen-Shung Kau Ben Jong-Dao Jou Gon-Chun Lin

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

ABSTRACT

During the Taiwan's Mei-Yu period, mesoscale convective systems (MCS) embedded within the broad Mei-Yu front produced heavy rainfalls. This paper included two parts of calculation: Part I emphasized on the calculation of a MCS'S heat and moisture budgets which was developed around southern China on 5/27/1981. Part II is concentrated on the study of A-S cumulus parameterization scheme by using the data obtained from Part I. After semi-prognostic tests, we found that the A-S scheme could predict good rainfall rates. The vertical profile of cumulus heating above 650mb is in good agreement with observed values, but has significant discrimination below 650mb.