

台灣附近梅雨期間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系

摘 要

台灣梅雨期間經常有中尺度對流系統發展生於地面鋒附近產生劇烈降雨。本文分為二大部份，第一部份着重於熱量與水汽收支之計算，我們選取三個不同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之特性。第二部份着重於積雲參數化之研究，探討 Arakawa - Schubert 參數法之特性及原理，並利用 GATE phase III 之資料作初步之測試，結果顯示 A - S 法能正確的預估積雲所產生加熱率的垂直分佈，同時降雨率的預測也相當正確。

一、前言

Kuo 及 Anthes (1984) 對有關熱帶地區雲簇及中緯度地區劇烈風暴的熱量與水汽垂直分佈特徵之研究做了一個甚為完整的回顧。圖 1-1 係採自他們的論文。Reed and Recker (1971), Nitta (1972) 及 Yanai et.al (1973), 採用 Marshall 島之觀測資料，研究赤道地區積雲的流熱量的垂直分佈。 $(Q_1 - Q_R)$ (其中 Q_1 代表視熱源， Q_R 代表輻射部份加熱量)。結果發現選取不同時間的個案，使用不同的分析方法及採用不同數目的觀測站數，所得到的結果其絕對數值雖有差別，但型態上大致相同 (見圖 1-1 a)。其中最大加熱值都出現在中對流層 (400 mb - 500 mb)，此種情形使低對流層及中對流層趨於穩定。Tompson et.al. (1979) 採用 GATE Phase III 的資料做同樣的計算。結果顯示最大加熱區在 600 mb，比其他人計算的結果來的低。

再者，Kuo 及 Anthes (1984) 又提及研究

副熱帶及中緯度積雲對流系統的一些學者如 So (1982)、Johnson (1976)、Lewis (1975)、Ninomiya (1971) 卻發現，中緯度地區對流加熱量的計算數值要較熱帶地區結果來的高出 5 到 10 倍。在這種情形下長波輻射效應，顯得不重要。同時由於個人所取個案的性質不同，所得到的加熱量垂直剖面呈顯著的差異 (見圖 1-1 b)。

在熱帶積雲加熱研究方面，Reed 及 Recker (1971) 其研究對象的空間尺度大約為 500 至 1000 公里，時間尺度約為 30 至 100 天的熱帶對流系統。所計算得到的 $Q_1 - Q_R$ 值大約在 5 - 10 度/天。而研究中緯度地區劇烈風暴與豪雨系統，如 Johnson (1976)、Lewis (1975) 或 Ninomiya (1971) 等人，他們所使用的資料時間尺度大約小於兩天，空間尺度小於 200 公里 (有些甚至使用祇有 85 公里網格解析度資料，i.e. Lewis (1975))。他們計算 Q_1 的結果

呈雙峯最大值。其中一個最大值出現在 800mb 左右，另一個則出現在 200 至 300mb 左右，與熱帶對流加量的計算結果差異甚大。同時低層有強烈冷卻的情形存在。

由上述的討論顯示因對流運動產生的大氣加熱過程隨天氣系統所處緯度時間尺度及空間尺度等的不同，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。

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佈。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 (1982) 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 (1982) 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，並利用 GATE phase III 之資料作初步之測試，以便應用於此區域。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

選取三個不同發展階段的中尺度對流系統案例，來探討其環境大氣的熱量與水汽收支分佈特徵。此三個個案 IR 衛星雲圖的特徵如表 2-1 所列。各個個案環境情形則分述如下。

(a)個案一：1985年5月27日00Z

圖2—1為1985年5月27日00Z之衛星雲圖。個案一所討論之中尺度對流系統，圖中以MCC I表示。陳等(1986)利用雲頂溫度小於等於 -32°C 及小於等於 -52°C 的雲頂面積比，分析雲系的強度，指出此一系統為正在發展的雲系。此個案在以後討論中以MCC I代表之。在陳文中指出MCC I在5月26日12Z生成，在27日00Z以後減弱，至12Z時又再度加強，28日00Z移至本省上空消散。

(b)個案二：1981年5月27日12Z

圖2—2為1981年5月27日12Z之紅外線衛星雲圖。個案二所討論之中尺度系統，在圖中以MCC II A+B表示之。紀(1986)曾對此個案及個案三的中尺度對流系統做一有系統的描述，且有詳盡的熱量、水汽及渦度的計算結果。然而紀(1986)的計算，基本上仍是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MCC I 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。

MCC II 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MCC II 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MCC II A+B的北端。在冷鋒前有一與之成平行之強風軸存在。MCC II 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。

(c)個案三：1981年5月28日00Z

圖2—3為1981年5月28日00Z之紅外線衛星雲圖，其中MCC II B為個案三所討論之中尺度對流系統。紀(1986)指出，此個案為正在減弱中的系統。

MCC II B在27日18Z由兩個對流雲系合

併成一三角胞式之對流雲，21Z時移至廣東境內，範圍雖小，但強度達最強。在2800Z此系統已在減弱當中。2806Z雲系中心移出大陸，進入台灣海峽強度再度增強。至12Z消失於台灣南部，故28日00Z之MCC II B可以視為後成熟期的個案。由紀(1986)的論文可知，MCC II B的雲區位於850mb鋒面的南端與溫度槽接近。雲區西方溫度梯度大，南方有強勁西南氣流將暖濕空氣帶入雲區。

2—2 資料來源

在本文中各個個案所選取的探空測站，其測站位置為：

個案一

57957 (110.3°E , 25.3°N)

57972 (113.0°E , 25.8°N)

59265 (113.1°E , 23.5°N)

個案二

59211 (106.6°E , 23.9°N)

59265 (111.3°E , 23.5°N)

59431 (108.4°E , 22.8°N)

個案三

59316 (116.7°E , 23.4°N)

59134 (118.1°E , 24.5°N)

59096 (114.5°E , 24.4°N)

探空資料的來源及解析度分別為：

(1)1985年5月27日00Z個案資料來自，美國氣象中心(National Meteorological Center, NMC)，已解碼探空資料。包括各標準層的資料，但缺乏地面資料。而由中央氣象局地面資料補足。其資料包括各標準層的高度、溫度露點差、風向及風速。

(2)個案二及個案三則採自中央氣象局所提空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, 1982)：

$$Q_1 \equiv \frac{C_p}{(P_0/P)^K} \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{\nabla} \cdot \nabla \bar{\theta} + \bar{W} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right) \quad (3-1)$$

$$Q_2 \equiv -L \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{\nabla} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{W} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \right) \quad (3-2)$$

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 是乾空氣氣體常數。 θ 是位溫， a 是地球半徑， $dx = a \omega \phi d\lambda$ ， $dy = a d\phi$ ， 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。 $\bar{\nabla} \cdot \nabla \bar{\theta}$

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) 所涵蓋之面積的面積平均定義之。

本研究採用 So (1982) 的計算方法來計算 Q_1 及 Q_2 。計算方法是利用中尺度對流系統內三個探空測站位置求其平均重心位置，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。

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

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 (3-3) 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 (3-3) 中， $\bar{P}$ ， $\frac{\partial P}{\partial x}$ ， $\frac{\partial P}{\partial y}$ 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

之質量連續方程可寫成：

$$\bar{\nabla} \cdot \bar{\nabla} + \frac{\partial \bar{W}}{\partial p} = 0 \quad (3-4)$$

將上式對垂直積分，可計算面積平均之垂直速度 $\bar{W}$ 。

$$\bar{W}(P) = \bar{W}_s + \int_P^{P_s} \bar{\nabla} \cdot \bar{\nabla} dp \quad (3-5)$$

$$\text{其中 } \bar{W}_s = \frac{\partial \bar{P}_s}{\partial t} + \bar{\nabla}_s \cdot \nabla \bar{P}_s \quad (3-6)$$

$\bar{P}_s$ 與 $\bar{\nabla}_s$ 分別代表地面氣壓值及地面速度場。由 (3-5) 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 ($P_T = 100 \text{ mb}$) 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：

$$W^*(P) = \bar{W}(P) - \bar{W}(P_T) \frac{(\bar{P}_s - \bar{P})^2}{(\bar{P}_s - \bar{P}_T)^2} \quad (3-7)$$

$$\bar{D}^*(P) = \bar{D}(P) - \frac{2\bar{W}(P_T)}{(\bar{P}_s - \bar{P}_T)^2} (P_s - \bar{P}) \quad (3-8)$$

在利用 (3-3) 式求對流系統涵蓋面積下之面積平均氣象變數對 x 及 y 方向的平均梯度時，有些個案所求出之氣象變數平均梯度值太大，非常不合理。本文則修正客觀分析時所用權重函數 $W'(r) = \exp(-br^2)$ 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。將求得之水平風場代入 (3-5) 式中，求取垂直速度場。由於缺乏完整的邊界層資料，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 (3-7) 及 (3-8) 式，求取調整過後輻散場及垂直速度場。如此 (3-1) 及 (3-2) 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 小時或 24 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。個案一的觀測降水量由陳等（1986）日降水量圖估計之。個案二及個案三之觀測降水量則使用紀（1986）每三小時降水量圖估計之。陳等（1986）所用之日雨量在這時段有二個 MCC 經過個案一之位置。故其降水量總和乃是兩個 MCC 影響的結果。在本文中，此個案的觀測降水量即取總降水量一半值的大小，來代表 MCC I 所造成的降水量大小。其數值為 38.5 mm / 天。個案二與個案三觀測降水量分別為 33 mm / 12 小時及 25.7 mm / 12 小時。在本論文中，使內 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，在個案一時，選 $b = 0.2$ ，計算降水量為 39.9 mm / 天，在個案二時，選 $b = 0.7$ ，計算降水量為 33.9 mm / 12 hr，在個案三時，選 $b = 0.5$ ，計算降水量為 26.6 mm / 12 hr，與觀測值尚稱符合。

3-2 結果與討論

圖（3-1a）為 MCC I 個案調整前後，平均輻散場及垂直運動場面積平均值的垂直剖面圖，圖（3-1b）則為水平方向風場的分量大小。平均輻散場在低層有輻合，從 600 mb 至 300 mb 亦為輻合，在 450 mb 有最大值。在 200 mb 有淺層強烈輻散場。此乃因 $\partial u / \partial x$ 為強大正值，而 $\partial v / \partial y$ 為弱負值之故。450 mb 強輻合，由 $\partial u / \partial x$

強負值與 $\partial v / \partial y$ 弱負值所造成。MCC I 除 1000 mb 外其餘各層均為上升運動，在 300 mb 出現最大值次高峯在 750 mb。

圖（3-2a）為個案二調整前後平均輻散場及垂直速度場。圖（3-2b）則為水平風場分佈圖。平均輻散場在低層呈弱輻散。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（ $\partial v / \partial y$ ）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、北風速梯度影響，而東西風速梯度影響甚微。

圖（3-3a）為個案三調整前後平均輻散場及垂直速度場，圖（3-3b）為水平風場分佈圖。平均輻散場與平均垂直速度之垂直分佈，在近地面有弱輻合在 850 mb 附近有弱輻散，從 700 mb 至 250 mb 為輻合，而在 500 mb 出現最大值。在 200 mb 附近有淺層強烈輻散，原因為有強烈南北風速梯度存在之故。在 500 mb 輻合區，主要由 $\partial v / \partial y$ 負值主宰， $\partial u / \partial x$ 幾近為零。

個案二與個案三均為 MCC 在成熟期附近時的情形，其垂直速度與輻散度形式相似，在中高層有上升運動，唯其最大值所在位置稍有差異。個案二在 300 mb 而個案三在 250 mb。兩者在 500 mb 附近均有最大輻合區。不同之處為個案二在低層有微弱下沉運動，而個案三為接近零的上升運動。

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。

在個案二、三與發展期（個案一）的 MCC 都與雲簇一樣在 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來得大上很多。此點與其它中緯度深對流的研究結果頗為相近（Ogura and Ji-

crng (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。唯本文成熟期 MCC 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。

個案一可視為發展期中的 MCC，而個案二為前成熟期之 MCC，其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。其不同處為個案一在 850 mb 附近有強輻合，而個案二低層為弱輻散，因此個案一在低層有次大垂直上升運動 (750 mb)，而個案二卻無此現象，個案三亦然。

圖 (3-4 a)、(3-5 a)、(3-6 a) 為三個個案之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 (3-4 b)、(3-5 b) 與圖 (3-6 b) 為水汽混合比分佈圖。其值由底層往頂層漸減至零。

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。下面將分別討論三個個案其 MCC 的水汽與熱量收支特徵。

(a) 發展期的 MCC：個案一

圖 (3-7 a) 為 Q_1 及其收支項之垂直分佈圖， $\bar{W} \cdot \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}$ 項在 300 mb 高層附近達最大，在低

層 750 mb， Q_1 主要受到 $\bar{W} \cdot \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}$ 項之影響。

Q_1 在低層有微弱負值、中高層正值，其在 300 mb 達最大，而 150 mb 及 700 mb 有次大值出現。 $\bar{V} \cdot \nabla \bar{\theta}$ 項在低層 850 mb 有最大負值，而 $\bar{V} \cdot \nabla \bar{\theta}$ 在 150 mb 時有最大正值。

圖 (3-7 b) 為 Q_2 及其收支項之垂直分佈圖。 Q_2 在低層 850 mb 達最大，而次大值在 350

mb 附近發生，中層 600 mb 有最小值。其 Q_2 在中高層主要受 $\bar{W} \cdot \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}$ 項所影響，而低層受 $-\frac{\partial \bar{q}}{\partial t}$

項、 $-\bar{V} \cdot \nabla \bar{q}$ 項及 $\bar{W} \cdot \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}$ 項所影響，此三項在

900 mb 附近其值均不相等。 $\frac{\partial \bar{q}}{\partial p}$ 在 400 mb 以下

近似常數，故 $-\bar{W} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}$ 垂直分佈在 400 mb 以下受

$\bar{W}$ 垂直分佈影響。其 $\bar{W}$ 在低層及高層分別有兩個高峯，且 $-\bar{W} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}$ 項也有兩個高峯分別在低層及高

層，而 Q_2 在低層與高層也有兩個高峯，故可影響 $-\bar{W} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}$ 垂直分佈，而 $-\bar{W} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}$ 影響 Q_1 的垂

直分佈。但 Q_2 低層不只受 $-\bar{W} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}$ 之影響，亦

受 $-\frac{\partial \bar{q}}{\partial t}$ 項及 $-\bar{V} \cdot \nabla \bar{\theta}$ 項之影響，故 Q_2 在低層為最大值而非次大值。

(b) 前成熟期的 MC：個案二

圖 (3-8 a) 為 Q_1 及其收支項的垂直分佈圖， Q_1 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 300 mb 附近達最大。位溫水平平流項在 300 mb 及 500 mb 有最大負值。而在 700 mb 正值達最大。位溫局部時間變化率整層非常微弱。

圖 (3-8 b) 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 450 mb 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。

(c)後成熟期 MCC：個案三

圖(3-9 a)為熱量、 (Q_1) 及其收支項之垂直分佈。由於 $\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t}$ 局部時間變化率非常小，而位溫水平平流項在250 mb有微弱負值，因此 Q_1 在200 mb有弱負值。位溫垂直平流項除近地面外，其餘各層均為正值，而在300 mb有最大值，在150 mb有次高峯存在。 (Q_1) 在300 mb有最高峯，而次高峯在150 mb。 Q 垂直分佈主要受 $\bar{W} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}$ 之主宰，而在高層 $\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t}$ 與 $\bar{V} \cdot \nabla \bar{\theta}$ 時 Q_1 亦造成影響。

圖(3-9 b)為水汽(Q_2)及其收支項之垂直分佈， $(-\frac{\partial \bar{q}}{\partial t})$ 項在低層隨高度遞減，其影響 Q_2 之低層分佈。 $-\bar{V} \cdot \nabla \bar{q}$ 項除了在200 mb附近有微弱負值外，其餘垂直分佈皆為微弱正值。 $-\bar{W} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}$ 項除了在底層有微弱負值外，其餘各層均為正值，且在400 mb有最大值，而在900 mb有次大值。

Q_2 之垂直分佈受 $-\bar{W} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}$ 之影響最大，其最大值在中層400 mb，而次大值在低層950 mb，然在700 mb附近非常微弱。垂直運動在700 mb附近非常微弱。

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)

(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(kuo scheme)與三A-S法(Arakawa and Schubert scheme)。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。此法的優點在於它能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於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)應用此方法成功地把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，而忽略了许多物理過程，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。

Doyama (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 法被認為是完全且最合物理的積雲參數法。

有關 A-S 法之詳細推導及說明可見 A-S (1974) 及 Lord (1978)，此章我們將只簡述其重點。

4-1 大尺度收支方程式

對於熱量及水汽之收支方程式在 Z 座標上可表示為：

$$\rho \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \rho \bar{\bar{V}} \cdot \nabla \bar{s} + \rho \bar{W} \frac{\partial \bar{s}}{\partial Z} = Q_R + L (\bar{c} - \bar{e}) - \frac{\partial \rho \bar{W}' S'}{\partial Z} \quad (4-1)$$

$$\rho \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \rho \bar{\bar{V}} \cdot \nabla \bar{q} + \rho \bar{W} \frac{\partial \bar{q}}{\partial Z} = (\bar{e} - \bar{c}) - \frac{\partial \rho \bar{W}' q'}{\partial Z} \quad (4-2)$$

在此 () 代表大尺度的變數，() 表雲尺度的變數， ρ 是空氣密度， $S = C_p T + gZ$ 是靜力能量 (

static energy)， q 是水汽的混合比， L 是潛熱， α_R 輻射冷卻率， C 是凝結率， e 是蒸發率而 $\frac{\partial \rho \bar{W}' S'}{\partial Z}$ 及 $\frac{\partial \rho \bar{W}' q'}{\partial Z}$ 分別為雲所垂直輻合傳送的 S' 及 q' 。

利用雲譜將積雲體依據其部份逸入率 (fractional entrainment rate) λ ，可細分成許多次積雲體 (sub-ensemble) (即許多不同高度的雲朵，每朵雲有其特定之 λ)，如此垂直渦流傳送項可寫為

$$\rho \bar{W}' S' = \int_0^{\lambda_D(Z)} m(Z, \lambda) (S_c(Z, \lambda) - \bar{S}(Z)) d\lambda \quad (4-3)$$

$$\rho \bar{W}' q' = \int_0^{\lambda_D(Z)} m(Z, \lambda) (q_c(Z, \lambda) - \bar{q}(Z)) d\lambda \quad (4-4)$$

其中 ()_c 表示雲內的物理量， m 為雲質量， λ_D 表示次積雲體雲頂的逸入率。而垂直輻合傳送可寫為

$$\frac{\partial \rho \bar{W}' S'}{\partial Z} = L \bar{c} - M_c \frac{\partial \bar{s}}{\partial Z} \quad (4-5)$$

$$\frac{\partial \rho \bar{W}' q'}{\partial Z} = D(\bar{q} - \bar{q}^*) - M_c \frac{\partial \bar{q}}{\partial Z} - \bar{C} \quad (4-6)$$

將 (4-5) 及 (4-6) 代入 (4-1) 及 (4-2) 我們可得

$$\rho \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \rho \bar{\bar{V}} \cdot \nabla \bar{s} + \rho \bar{W} \frac{\partial \bar{s}}{\partial Z} = -DL\hat{\ell} + M_c \frac{\partial \bar{s}}{\partial Z} + Q_R \quad (4-7)$$

$$\rho \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \rho \bar{\bar{V}} \cdot \nabla \bar{q} + \rho \bar{W} \frac{\partial \bar{q}}{\partial Z} = D(\bar{q}^* - \bar{q} + \hat{\ell}) + M_c \frac{\partial \bar{q}}{\partial Z} \quad (4-8)$$

將 (3-8) 乘上 L 再與 (3-7) 相加可得濕靜力能量 η (moist static energy)

$$\rho \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} + \rho \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{h} + \rho \bar{\mathbf{W}} \frac{\partial \bar{h}}{\partial Z} = DL(\bar{q}^* - \bar{q}) + M_c \frac{\partial \bar{h}}{\partial Z} + Q_R \quad (4-9)$$

在此 $\bar{h} = C_p T + gZ + Lq$, $()^*$ 表飽和變數, 有關 (4-3) 至 (4-9) 內有關之變數分述如下:

(i) M_c 表整個雲質量通量, 可表示為

$$M_c(Z) = \int_{\lambda_0}^{\lambda_D(Z)} m(Z, \lambda) d\lambda \quad (4-10)$$

其中 $m(Z, \lambda) d\lambda = \sum \frac{M_i(Z)}{\lambda_i \epsilon(\lambda, \lambda + d\lambda)} d\lambda$ (4-11)

表次積雲體之質量通量, 其中 λ_i 介於 λ 及 $\lambda + d\lambda$ 範圍內。

對於區域平均垂直雲質量通量 $\bar{M}$ 可表為

$$\bar{M} = M_c + \tilde{M} \quad (4-12)$$

其中 $\bar{M}$ 表在無雲區內之平均雲質量通量

對於任一單獨積雲而言, 我們考慮其具有特定之 λ , 此 λ 由其雲高來決定。假定對任一雲朵而言 λ 不隨高度而變, 則 λ 可定義為

$$\frac{1}{m(Z, \lambda)} \frac{\partial m(Z, \lambda)}{\partial Z} = \lambda \quad (4-13)$$

有關 λ 之求法可參見附錄 A, 從 (4-13) 我們可得

$$m(Z, \lambda) = m_B(\lambda) \exp \{ \lambda (Z - Z_B) \} \quad (4-14)$$

其中 $m_B(\lambda)$ 表雲 λ 在雲底 (Z_B) 之雲通量, 在此我們假設 Z_B 與凝結層 Z_c 相同。由 (4-14) 我們可定義

$$\eta(Z, \lambda) = \begin{cases} \exp \{ \lambda (Z - Z_B) \} & Z_B \leq Z \leq Z_D(\lambda) \\ 0 & Z > Z_D(\lambda) \end{cases} \quad (4-15)$$

η 表常態化 (normalized) 雲通量。

(ii) $D(Z)$ 表雲頂之逸出雲質量可表示為

$$D(Z) = -m(Z, \lambda_D(Z)) \frac{d\lambda_D(Z)}{dZ} \quad (4-16)$$

(iii) $\hat{\ell}(Z)$ 表個別雲頂之滲出液態水, 它可蒸發使周遭溫度降低, 有關 ℓ 之求取可參見附錄 A。

對於 (4-7) 及 (4-8) 內有關雲所產生之項之物理解釋可分述如下:

(i) $M_c \frac{\partial \bar{s}}{\partial Z}$ 及 $M_c \frac{\partial \bar{q}}{\partial Z}$ 分別表示由積雲所引發之

下降氣流所產生之加熱及變乾之效應, 而從 (4-5) 及 (4-6) 我們可見其是由凝結及垂直輻合傳送所貢獻, 而 $M_c \frac{\partial \bar{q}}{\partial Z}$ 也與

$D(\bar{q} - \bar{q}^*)$ 有關。

(ii) $D\hat{\ell}$ 是由雲頂之滲出液態水所造成的蒸發率我們同時可把 (4-7) 與 (4-8) 改寫成

$$\alpha_1 = \rho \left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{s} + \bar{\mathbf{W}} \frac{\partial \bar{s}}{\partial Z} \right) = -DL\hat{\ell} + M_c \frac{\partial \bar{s}}{\partial Z} + Q_R \quad (4-17)$$

$$\alpha_2 = -L \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{\mathbf{W}} \frac{\partial \bar{q}}{\partial Z} \right) = -LD(\bar{q}^* - \bar{q} + \hat{\ell}) - LM_c \frac{\partial \bar{q}}{\partial Z} \quad (4-18)$$

其中 α_1 及 α_2 分別表視熱源及視水汽源, 對於在混合層 (mixed layer) 的一些雲變數依據 A-S (1974) 可寫成

$$\rho_M \frac{\partial S_M}{\partial t} = -(\rho \bar{V})_M \cdot S_M + \frac{1}{Z_B} [(F_S)_0 + K \frac{\Delta S}{\Delta S_V} (F_{SV})_0] + (Q_R)_M \quad (4-19)$$

$$\rho_M \frac{\partial q_M}{\partial t} = -(\rho \bar{V})_M \cdot \nabla q_M + \frac{1}{Z_B} [(F_q)_0 + K \frac{\Delta q}{\Delta S_V} (F_{SV})_0] \quad (4-20)$$

$$\rho_B \frac{DZ_B}{Dt} = -(M_B - \rho_B \bar{W}_B) + \frac{K}{\Delta S_V} (F_{SV})_0 \quad (4-21)$$

其中 (4-21) 描述混合層厚度 Z_B 隨著時間的變化，而 Z_B 也正好是雲底的高度。對 (4-19) 及 (4-20) 可合併成

$$\rho_M \frac{\partial h_M}{\partial t} = -(\rho \bar{V})_M \cdot \nabla h_M + \frac{1}{Z_B} [(F_h)_0 + K \frac{\Delta h}{\Delta S_V} (F_{SV})_0] + (\alpha_R)_M \quad (4-22)$$

其中 $()_M$ 表混合層的變數， $()_B$ 表雲底的變數而 $()_0$ 表表面層的值，又 F_S 、 F_q 、 F_e 與 F_{SV} 分別表對 S 、 q 、 η 及 S_V 之垂直渦流通量。 Δ 表對某一變數在經過混合層頂之變化，而 K 是一經驗參數代表渦流能量在表面層與混合層頂之比值。 M_B 是在雲底之總質量通量，而 W_B 是雲底之大尺度垂直運動。圖 4-1 表次雲層 (sub-cloud layer) 的熱力變數分置圖， $A-S$ 假設所有積雲皆是由混合層所引發，而由 S_M 與 q_M 所表示。

4-2 雲功函數 (cloud work function) 與準平衡假設

對任一次積雲體的動能隨時間變化可寫成下式

$$\frac{dK(\lambda)}{dt} = A(\lambda)m_B(\lambda) - D(\lambda) \quad (4-23)$$

其中 $K(\lambda)$ 與 $D(\lambda)$ 為其能量與消散量， $A(\lambda)$ 即所謂的雲功函數，它代表著浮力的大小，(4-23) 的推算可參考 Haleiner and Williams (1979)， $A(\lambda)$ 可寫成

$$A(\lambda) = \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \frac{g}{C_P \bar{T}(Z)} \eta(Z, \lambda) [S_c(Z, \lambda) - \bar{S}(Z)] dZ \quad (4-24)$$

其中 S_c 是次雲體， λ 的靜力能量，而 $A(\lambda)$ 隨時間的變化可導成

$$\begin{aligned} \frac{\partial A(\lambda)}{\partial t} &= \frac{\partial h_M}{\partial t} \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \rho(Z) \beta(Z) dZ + \\ &\int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \rho(Z) b(Z, \lambda) \lambda \eta(Z, \lambda) \frac{\partial h}{\partial t} dZ \\ &- \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \rho(Z) \alpha(Z) \eta(Z, \lambda) \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} dZ \end{aligned} \quad (4-25)$$

把 (4-7) 與 (4-1) 代入上式可得

$$\begin{aligned} \frac{\partial A(\lambda)}{\partial t} &= F_M(\lambda) + \int_0^{\lambda_{max}} [K_V(\lambda, \lambda') + \\ &K_O(\lambda, \lambda')] m_B(\lambda') d\lambda' + F_C(\lambda) \end{aligned} \quad (4-26)$$

其中

$$\begin{aligned} F_C(\lambda) &= \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \eta(Z, \lambda) \{ \lambda b(Z, \lambda) \\ &[-W \frac{\partial \bar{h}}{\partial Z} - \bar{V} \cdot \nabla \bar{h} + Q_R] - \alpha(Z) (-W \frac{\partial \bar{S}}{\partial Z} \\ &- \bar{V} \cdot \nabla \bar{S} + Q_R) \} \rho(Z) dZ \end{aligned} \quad (4-27)$$

$$F_M(\lambda) = \frac{\partial h_M}{\partial t} \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \rho(Z) \beta(Z) dZ \quad (4-28)$$

$$K_V(\lambda, \lambda') = \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \eta(Z, \lambda) \eta(Z, \lambda') \\ \left\{ \lambda b(Z, \lambda) \frac{\partial \bar{h}}{\partial Z} - \alpha(Z) \frac{\partial \bar{s}}{\partial Z} \right\} dZ \quad (4-29)$$

$$K_D(\lambda, \lambda') = \eta(Z'_b, \lambda) \eta(Z'_b, \lambda') \left\{ \lambda b(Z'_b, \lambda) L(\bar{q}'(Z'_b) - \bar{q}(Z'_b) + \alpha(Z'_b)) \hat{L}(Z'_b) \right\} \quad (4-30)$$

詳細之推演及 $\alpha(Z)$, $\beta(Z)$ 與 $b(Z, \lambda)$ 之表亦可參見附錄 B。

方程式 (4-26) 至 (4-30) 與 A-S (1974) 原來表示法之差異處在於採用下面的近似:

- (i) 雲底 Z_B 與凝結層 Z_c 一致。
- (ii) 在 (4-24) 式中水汽及液態水對雲功函數的作用省略。
- (iii) 雲底的高度 Z_B 不隨時間而改變。

Lord et al (1982) 爲了簡便之故採用了前二項的近似，對於第三項假設或許不適用於大尺度的數值預報模式，但對 (semi-prognostic) 與中尺度的模擬還算適用 (Lord, 1978, 1982; Hack et al 1983)。

在式 (4-26) 中 $K_V(\lambda, \lambda')$ 是對雲朵 λ 的一穩定因子起由於雲朵 λ' 對周圍大氣加熱所致，而 $F_c(\lambda)$ 與 $F_M(\lambda)$ 爲對雲朵的非穩定因子起由於大尺度的作用，而 $K_D(\lambda, \lambda')$ 也爲一非穩定因子起由於雲朵 λ' 部份水滴蒸發冷卻所造成。根據準平衡的假設 (4-26) 可表示爲

$$\int_0^{\lambda_{\max}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' + F(\lambda) = 0 \\ \text{當 } m_B(\lambda) > 0 \quad (4-31a)$$

$$\int_0^{\lambda_{\max}} K(\lambda, \lambda') m_B(\lambda') d\lambda' + F(\lambda) < 0 \\ \text{當 } m_B(\lambda) = 0 \quad (4-31b)$$

其中 $K(\lambda, \lambda') = K_V(\lambda, \lambda') + K_D(\lambda, \lambda')$

$$F(\lambda) = F_c(\lambda) + F_M(\lambda)$$

在此我們對準平衡的假設再作一簡短說明，此即：當雲朵間的時間調整比起大尺度的擾動時間要很短時，我們可假想積雲體遵循一連串的準平衡狀態，即當大尺度的作用力改變則 (4-31a) 必須滿足，而當 $A(\lambda)$ 隨時間變化爲負時，則次雲體 λ 並不存在，即依 (4-31b) 所述 $m_B(\lambda) = 0$ 。

要解 (4-31) 可由 linear programming 方法來解，此法之詳細描述可參見 Lord (1978) 及 Hack et al (1984)，當 $m_B(\lambda)$ 求出後， M_c 、 D 及 ℓ 代入 (4-7) 及 (4-8) 則 $\frac{\partial s}{\partial t}$ 與 $\frac{\partial q}{\partial t}$ 可求出，同時降雨率可由 (A-6) 求出。

4-3 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 4-2 a 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 4-2 b 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爲下面幾個步驟：

- (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 λ 、 $\eta(Z, \lambda)$ 、 h_c 、 S_c 及 q_c ，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 (4-24) 分別計算。
- (3) 對大尺度的作用力 $F(i)$ 可由下式表示：

$$F(i) = \frac{A'(i) - A(i)}{\Delta t} \quad (4-32)$$

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 $\Delta t'$ 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

$$K(i, j) = \frac{A''(i) - A(i)}{m_B(j) \Delta t''} \quad (4-33)$$

其中 $A''(i)$ 是大尺度的變數，經由雲朵 J 在 $\Delta t''$ 內所影響後計算出之雲功函數。

(5) 利用 Simplex over-adjustment 方法求解 (4-31) 得到 $m_B(\lambda)$ 。

(6) 利用 (4-7)、(4-8) 及 (A-6) 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 (4-27) 及 (4-30) 之原始表示法，So (1982) 採用 Lord 的程式，用於中尺度梅雨時期，他發覺 (3-32) 式中之 $A'' - A$ 與 $m_B(j) \Delta t''$ 之選取有很大的關係，因此必須調整 $m_B(j) \Delta t''$ 之值才能得到更好的結果。Kao (1985) 直接採用 (4-26) 至 (4-29) 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 ZX4LP 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。其流程表於圖 4-4、圖 4-5 表示大尺度變數的分置圖，而對雲之變數及雲譜的分佈表於圖 A-1 及 A-2。為了測試此程式我們採用 GATE phase III 之資料來作 semi-prognostic test，此資料由陳 (1984) 所提供，此資料為 2.5° 半徑之平均值，在垂直共有 38 層，最高至 92.5 毫巴，時間之間距為 3 小時，變數包括了 Q_1 、 Q_2 、 u 、 v 、 T 、 q 、 W 等等，我們把這些資料當作觀測值處理，又柯 (1987) 曾利用這些資料用郭氏積雲參數化法來計算 Q_1 及 Q_2 等，故我們也把 A-S 法所算出之 Q_1 與他比較，圖 4-

—5 分別為 1974 年 9 月 3 日 1800 Z、9 月 7 日 00Z，9 月 10 日 1800 Z，9 月 14 日 1800 Z，9 月 16 日 0600 Z，9 月 16 日 1200 Z 所觀測之 Q_1 值的垂直分佈（虛線），及利用 A-S 法（點線）及郭氏法（實線）所算出 Q_1 之垂直分佈，很明顯的 A-S 法與觀測值非常相似，基本上 Q_1 最大值處皆預測得相當正確，而郭氏法大致在高層是預測過熱，而低層有過冷之趨勢，表 (4-1) 是這些時段用 A-S 法所預測之降雨率（單位 mm/day），與利用雷達及水汽收支方程式所算出之觀測降雨率，很明顯地，降雨率的預測也非常正確。由此我們相信 A-S 法經 Kao (1985) 稍為修改後可正確地用於赤道附近，而我們所引進修訂的程式也不應有任何問題。由於在第二、三章所收集之個案及分析所用資料之解析度不如 GATE phase III 這樣密，因此要利用這些資料配合 A-S 法來探討台灣附近豪雨期間之積雲參數化特性可能會有誤差。再者，TAMEX (1987) 實驗已圓滿完成，在實驗期間有一些相當好的個案，而實驗資料又相當之齊全，因此我們打算下一步先收集好 TAMEX 期間豪雨之個案資料，再配合現階段之 A-S 法來探討這一地區積雲參數化之特性，同時也把第二、三章之個案也來計算當作參考，希望從這些資料、方法及測試能對台灣地區積雲參數化法有充分的了解及實用。

五、結論

本文選取三個不同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巨觀特性。並將所計算之結果與熱帶對流雲簇及美國中西部溫帶中尺度對流系統的結果作比較。有關結論可以分列如下：

1. 在此三個個案中， Q_1 最大值均在 300 mb，且

$$Q_1 \text{ 在中高層，主要受 } W \cdot \frac{\partial \theta}{\partial p} \text{ 之主宰。而 } W \cdot \frac{\partial \theta}{\partial p}$$

之垂直分佈從 700 mb 至 200 mb 則主要受垂直速度影響。

2. 個案二與個案三均為 MCS 成熟期，其 Q_1 垂直分佈型式相同。 $\partial\theta/\partial t$ 在此三個個案中均非常微弱，且 $V \cdot \nabla\theta$ 項在整層中皆非常小。

3. 發展期（個案一）與成熟期（個案二及個案三）MCS 的 Q_1 垂直分佈之主要不同處，乃前者在低層附近 Q_1 有次高峯，而後者在 800 mb 附近非常微弱，此主因為前者在 800 mb 附近其垂直運動有次高峯，而後者在 800 mb 附近垂直運動近乎為零。

4. $-\frac{\partial q}{\partial t}$ 在個案一與個案三，其值由低層往上漸減至零，而個案二剛好相反。

5. Q_2 在個案中，其中高層主要受 $-W\frac{\partial q}{\partial p}$ 項之影響；然而 Q_2 在個案二，低層中主要受 $-\frac{\partial q}{\partial t}$ 項主宰，個案三， Q_2 值在低層却受 $-W\frac{\partial q}{\partial p}$ 項及 $-V \cdot \nabla q$ 項影響，個案一， Q_2 在低層，同時受 $-\frac{\partial q}{\partial t}$ 項， $-V \cdot \nabla q$ 項及 $-W\frac{\partial q}{\partial p}$ 項所影響。

6. 此三個個案，在 400 mb 均有強烈水汽源，但最大值發生區卻不同，個案二在 450 mb，個案三在 400 mb，而個案一卻在 800 mb。個案一水汽在 850 mb 附近受 $-\frac{\partial q}{\partial t}$ 項， $-V \cdot \nabla q$ 項及

$-W\frac{\partial q}{\partial p}$ 項所影響，而其個案二與個案三卻受

$-W\frac{\partial q}{\partial p}$ 項主宰。

我們也同時引進了 A-S 積雲參數化法，採用 Kao (1985) 的方法直接利用 A-S (1974) 之方程式來計算 F 及 K 值，並利用 GATE phase III 之資料來作 semi-prognostic 測試，結果顯示利用目前之方法可以把 GATE 區域之 $\bar{Q}_1$ 的垂直分佈預測的相當準確，而降雨率的估算也非常吻合，同 Kao (1974) 之積雲參數化比較要好很多，同時我們也可估算積雲體的雲質量通量、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。由於目前所選取的台灣附近梅雨期間的三個豪雨個案資料之解析度皆非常之粗，如用來探討此區域之積雲參數化特性將會有誤差，再者 TAMEX 實驗已成功完成，由於其資料解析度相當密，故若能利用實驗資料配合目前之 A-S 法來研討此區域之積雲參數化特性，將會更具代表性，這也是我們下一步之目標。

附錄 A 雲方程式

A-1 次積雲體之雲模式

對於 A-S 法內之一維恒定狀態雲模式可以由下面幾個方程式分別表示之：

質量

$$\frac{\partial \eta(Z, \lambda)}{\partial Z} = \lambda \eta(Z, \lambda) \quad (A-1)$$

靜力能量

$$\frac{\partial}{\partial Z} [\eta(Z, \lambda) S_c(Z, \lambda)] = \frac{\partial \eta(Z, \lambda)}{\partial Z} \bar{S}(Z) + L \eta(Z, \lambda) C(Z, \lambda) \quad (A-2)$$

濕靜力能量

$$\frac{\partial}{\partial Z} [\eta(Z, \lambda) h_c(Z, \lambda)] = \frac{\partial \eta(Z, \lambda)}{\partial Z} \bar{h}(Z) \quad (A-3)$$

水含量

$$\frac{\partial}{\partial Z} [q_c(Z, \lambda) + \ell(Z, \lambda)] = \frac{\partial \eta(Z, \lambda)}{\partial Z} \bar{q}(Z) - \eta(Z, \lambda) r(Z, \lambda) \quad (A-4)$$

其中 $C(Z, \lambda)$ 表凝結率，對靜力能量言是貢獻源，對水汽言是負貢獻源，而 $r(Z, \lambda)$ 是由液態水轉換成雨水，可寫成

$$r(Z, \lambda) = C_0 \ell(Z, \lambda) \quad (A-5)$$

C_0 是轉換係數，我們設定其等於 $2 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$ ，

對單位面積之降雨率可由下式計算

$$R(Z) = \int_0^{\lambda_D(Z)} m_B(\lambda) \eta(Z, \lambda) r(Z, \lambda) d\lambda \quad (A-6)$$

由 (A-1) 我們可解得

$$\eta(Z, \lambda) = \exp \{ \lambda (Z - Z_B) \} \quad (A-7)$$

從 (A-3) 利用 (A-1) 可得

$$h_c(Z, \lambda) = \frac{1}{\eta(Z, \lambda)} \{ h_c(Z_B, \lambda) + \lambda \int_{Z_B}^Z \eta(Z', \lambda) \bar{h}(Z') dZ' \} \quad (A-8)$$

假設雲內之空氣是飽和且雲內與周圍大氣壓力差可省略，則依據 A-S (1974) 可得

$$S_c(Z, \lambda) - \bar{S}(Z) = \frac{1}{1+r} [h_c(Z, \lambda) - h^*] \quad (A-9)$$

$$q_c(Z, \lambda) - \bar{q}^*(Z) = \frac{r}{1+r} \frac{1}{L} [h_c(Z, \lambda) - \bar{h}^*] \quad (A-10)$$

$$\text{其中 } r = \frac{L}{C_p} \left(\frac{\partial \bar{q}^*}{\partial \bar{T}} \right) \bar{P} \quad (A-11)$$

把 (A-8) 代入 (A-9) 及 (A-10) 我們可求得 S_c 及 q_c ，然後把 q_c 代入 (A-4) 則可計算 $\ell(Z, \lambda)$ 。當 $\ell(Z, \lambda)$ 求出後則可由 (4-7) 及 (4-8) 利用

$$\hat{\ell}(Z) = \ell(Z, \lambda_D(Z)) \quad (A-12)$$

求得 $\ell(Z)$ ，有關次積雲體及一些雲變數的垂直放置表明於圖 A-1。

A-2 λ 的計算

圖 A-2 顯示雲譜對整個積雲體的分佈情形，為了求得每個雲譜之 λ ，我們首先設定每朵雲頂為

無浮力狀況，則

$$\hat{h}_c(i) = \bar{h}^*(i) \quad (A-13)$$

其中 $h_c(i)$ 表第 i 個次積雲體在其雲頂的 λ_c ，而 $\bar{h}^*(i)$ 是在第 i 層之大尺度飽和濕靜力能量。由 (A-13) 及 (A-8) 再利用雲底之條件。

$$h_c(Z_B, \lambda) = h_M \quad (A-14)$$

代入 (A-8) 然後配合 (A-7)，我們可反覆疊代而求出每一朵次積雲體之 λ_i 。

附錄 B

從雲功函數的定義

$$A(\lambda) = \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \frac{g}{C_p \bar{T}(Z)} \eta(Z, \lambda) [S_c(Z, \lambda) - \bar{S}(Z)] dZ \quad (B-1)$$

對 (B-1) 取其對時間微分可得

$$\frac{\partial A(\lambda)}{\partial t} = \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \frac{g}{C_p \bar{T}(Z)} \eta(Z, \lambda) \frac{\partial}{\partial t} [S_c(Z, \lambda) - \bar{S}(Z)] dZ \quad (B-2)$$

利用 (A-9) 則可求出

$$\frac{\partial A(\lambda)}{\partial t} = \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \frac{g}{C_p \bar{T}(Z)} \eta(Z, \lambda) \frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{1}{1+r(Z)} (h_c(Z, \lambda) - \bar{h}(Z)) \right] dZ \quad (B-3)$$

配合 (A-8) 及 (A-14) 則產生

$$\frac{\partial A(\lambda)}{\partial t} = \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \frac{g}{C_p \bar{T}(Z)} \frac{1}{1+r(Z)} \frac{\partial}{\partial t} \left[h_M + \lambda \int_{Z_B}^Z \eta(Z', \lambda) \bar{h}(Z') dZ' - \eta(Z, \lambda) \bar{h}^*(Z) \right] dZ \quad (B-4)$$

然後利用

$$L \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = r \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} \quad (B-5)$$

則 (B-4) 可表示為

$$\begin{aligned} \frac{\partial A(\lambda)}{\partial t} &= \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \frac{g}{C_P \bar{T}(Z)} \frac{1}{1+r(Z)} \\ &\left[\frac{\partial h_M}{\partial t} + \lambda \int_{Z_B}^Z \eta(Z, \lambda') \frac{\partial \bar{h}(Z')}{\partial t} dZ' - \right. \\ &\left. \eta(Z, \lambda) [1+r(Z)] \frac{\partial \bar{s}(Z)}{\partial t} \right] dZ \end{aligned} \quad (B-6)$$

把 (B-6) 用重新組合可得

$$\begin{aligned} \frac{\partial A(\lambda)}{\partial t} &= \frac{\partial h_M}{\partial t} \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \frac{g}{C_P \bar{T}(Z)} \frac{1}{1+r(Z)} \\ &dZ + \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \left\{ \int_Z^{Z_D(\lambda)} \frac{g}{C_P \bar{T}(Z')} \frac{1}{1+r(Z')} \right. \\ &\left. dZ' \right\} \lambda \eta(Z, \lambda) \frac{\partial \bar{h}(Z)}{\partial t} dZ - \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \\ &\frac{g}{C_P \bar{T}(Z)} \eta(Z, \lambda) \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} dZ \end{aligned} \quad (B-7)$$

加定義

$$\frac{g}{C_P \bar{T}(Z)} \frac{1}{1+r(Z)} \equiv \rho(Z) \beta(Z) \quad (B-8)$$

$$\rho(Z) b(Z, \lambda) \equiv \int_Z^{Z_D(\lambda)} \rho(Z') \beta(Z') dZ' \quad (B-9)$$

$$\frac{g}{C_P \bar{T}(Z)} = \rho(Z) \alpha(Z) \quad (B-10)$$

則 (B-7) 可寫成

$$\begin{aligned} \frac{\partial A(\lambda)}{\partial t} &= \frac{\partial h_M}{\partial t} \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \frac{g}{C_P \bar{T}(Z)} \frac{1}{1+r(Z)} \\ &dZ + \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \rho(Z) b(Z, \lambda) \lambda \eta(Z, \lambda) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} &\frac{\partial \bar{h}(Z)}{\partial t} dZ - \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \rho(Z) \alpha(Z) \eta(Z, \lambda) \\ &\frac{\partial \bar{s}(Z)}{\partial t} dZ \end{aligned} \quad (B-11)$$

把 (4-7) 及 (4-9) 之 $\frac{\partial s}{\partial t}$ 與 $\frac{\partial h}{\partial t}$ 代入 (B-11) 則

$$\begin{aligned} \frac{\partial A(\lambda)}{\partial t} &= \frac{\partial h_M}{\partial t} \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \frac{g}{C_P \bar{T}(Z)} \frac{1}{1+r(Z)} \\ &dZ + \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \eta(Z, \lambda) \left\{ \lambda b(Z, \lambda) \frac{\partial \bar{h}}{\partial Z} - \right. \\ &\alpha(Z) \frac{\partial \bar{s}}{\partial Z} \left. \right\} M_C(Z) dZ + \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \eta(Z, \lambda) \\ &\left\{ \lambda b(Z, \lambda) \left(\frac{\partial \bar{h}}{\partial t} \right)_{L_s} - \alpha(Z) \left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} \right)_{L_s} \right\} \\ &\rho(Z) dZ + \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \eta(Z, \lambda) \left\{ \lambda b(Z, \lambda) L \right. \\ &\left. (\bar{q}^* - \bar{q}) + \alpha(Z) L \hat{\ell} \right\} D(Z) dZ \end{aligned} \quad (B-12)$$

$$\text{其中 } \rho \left(\frac{\partial \bar{h}}{\partial t} \right)_{L_s} = -\rho \bar{W} \frac{\partial \bar{h}}{\partial Z} - \rho \bar{V} \cdot \nabla \bar{h} + \bar{Q}_R \quad (B-13)$$

$$\rho \left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} \right)_{L_s} = -\rho \bar{W} \frac{\partial \bar{s}}{\partial Z} - \rho \bar{V} \cdot \nabla \bar{s} + \bar{Q}_R \quad (B-14)$$

利用 (4-10) 及 (4-16) 之 $M_C(Z)$ 及 $D(Z)$ 代入 (B-12) 則

$$\begin{aligned} \frac{\partial A(\lambda)}{\partial t} &= F_M(\lambda) + F_C(\lambda) + \int_0^{\lambda_{max}} [K_V \\ &(\lambda, \lambda') + K_D(\lambda, \lambda')] m_B(\lambda') d\lambda' \end{aligned} \quad (B-15)$$

$$\begin{aligned} \text{其中 } F_C(\lambda) &= \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \eta(Z, \lambda) \left\{ \lambda b(Z, \lambda) \right. \\ &\left[-\bar{W} \frac{\partial \bar{h}}{\partial Z} - \bar{V} \cdot \nabla \bar{h} + \bar{Q}_R \right] - \alpha(Z) \left[-\bar{W} \frac{\partial \bar{s}}{\partial Z} \right. \\ &\left. \left. - \bar{V} \cdot \nabla \bar{s} + \bar{Q}_R \right] \right\} \rho(Z) dZ \end{aligned} \quad (B-16)$$

$$F_M(\lambda) = \frac{\partial h_M}{\partial t} \int_{Z_B}^{Z_D(\lambda)} \rho(Z) \beta(Z) dZ \quad (B-17)$$

$$K_V(\lambda, \lambda') = \frac{Z_D(\lambda)}{Z_B} \eta(Z, \lambda) \eta(Z, \lambda') \\ \left\{ \lambda b(Z, \lambda) \frac{\partial \bar{h}}{\partial Z} - \alpha(Z) \frac{\partial \bar{s}}{\partial Z} \right\} dZ \quad (B-18)$$

$$K_D(\lambda, \lambda') = \eta(Z'_b, \lambda) \eta(Z'_b, \lambda') \left\{ \lambda b(Z'_b, \lambda) L(\bar{q}'(Z'_b) - \bar{q}(Z'_b)) + \alpha(Z'_b) L\hat{e}(Z'_b) \right\} \quad (B-19)$$

有關附錄 (A) 及 (B) 公式之推導，在此主要是參照 Kao (1985)。

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彙編，中央氣象局，107～129。
- 丘台光與廖學鎰，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、廖學鎰與洪理強，1982：民國70月5月28日之豪雨個案研究。中範圍天氣系統研討會論文彙編，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彙編，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 - 1987 - 01，85 pp。
- 陳景森、丘台光與王時鼎，1986：梅雨期間中尺度對流系統的初步研究 (I) 中尺度系統的演化 (II) 低層環境的客觀分析，第四屆全國大氣科學學術研討會論文彙編，217～247。
- 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、紀水上、謝維權，1982：初春華南中尺度對流複合系統之個案研究。中範圍天氣系統研討會論文彙編，中央氣象局，71年5月6～8日，593～612。
- 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。
- 曾忠一，1977：利用原始方程式進行變分客觀分析之研究。中央研究院物理研究所集刊，7，77～92。
- 曾忠一，1978：大氣垂直速度計算之研究。中央研究院物理研究所集刊，8，127～152。
- 曾忠一，1976：東亞地區天氣資料變分客觀分析之研究。中央研究院物理研究所集刊，6，161～178。
- 曾忠一，1977：利用原始方程式進行變分客觀分析之研究。中央研究院物理研究所集刊，7，77～92。
- 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. Proc. 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.H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, part I. J. Atmos. Sci., 31, 674-701.

- Chen, G.J.J., 1979: On Moisture Budget of a Mei-Yu System in Southeast Asia. *Proc. Natl. Sci. Council ROC*.
- Chu, J.-H. M. Yanai and C-H Lui, 1981: Effects of Cumulus Convection on the Vorticity Field in the Tropics Part I: The Large-Scale Budget. *J. Meteor. Soc. Japan*, 59, 535-545.
- Hack, J.J., W.H. Schubert, and P.L. Silva Dias, 1984: A spectral cumulus parameterization for use in numerical models of the tropical atmosphere. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 704-716.
- Johnson, R.H., 1976: The role of convective-scale precipitation downdrafts in cumulus and synoptic-scale interactions. *J. Atmos. Sci.* 33, 1890-1910.
- Jou, B.J., 1978: Application of the variational adjustment method of the performance of various conventional objective analysis schemes. Master Thesis. University of Oklahoma, Norman, OK, 99pp.
- 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, H.-L. Pan, R.J. Pasch, and J. Molinari, 1980: Cumulus parameterization and rainfall rates I. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 465-472.
- Kuo, H.L., 1965: On the formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, 22, 40-63.
- Kuo, H.L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1232-1240.
- Kuo, Y.-H., 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.
- Lewis, J.M., 1975: Test of Ogura-Cho model on a prefrontal squall line case. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 764-778.
- Lord, S.J., 1978: Development and observational verification of a cumulus cloud parameterization. Ph.D. dissertation, UCLA, 359pp.
- Lord, S.J., and A. Arakawa, 1980: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, part II. *J. Atmos. Sci.*, 37, 2677-2692.
- Lord, S.J., 1982: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part III: Semi-prognostic test of the Arakawa-schubert cumulus parameterization. *J. Atmos. Sci.*, 39, 88-103.
- Lord, S.J., W.C. Chao, and A. Arakawa, 1982: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part IV: The discrete model. *J. Atmos. Sci.*, 39, 104-113.
- Maddox, R.A., 1981: The structure and life-cycle of mid-latitude mesoscale convective complexes. *Atmos. Sci. Paper No. 336*, Dept. of Atmos. Sci., Colorado, State Univ., Fort Collins, Colorado, 311pp.
- Maddox, R.A., 1980b: Mesoscale convective complexes, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 61, 1374-1387.
- Maddox, R.A., 1983: Large scale meteorological conditions associated with convection complexes midlatitude mesoscale. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1475-1493.
- Maddox, R.A., C.F. Chappell, and L.R. Hoxit, 1979: Synoptic and mesoscale aspects of flash flood events. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 60, 115-123.
- Ninomiya, K. 1971: Dynamical analysis of outflow from tornado-producing thunderstorms as revealed by ATS III pictures. *J. Appl. Meteor.*, 10, 275-294.
- Nitta, T., 1972: Energy budget of wave disturbances over the Marshall Islands during the years of 1956 and 1958. *J. Meteor. Soc. Japan*, 39, 71-84.
- 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.
- Reed, R.J. and E.E. Recker, 1971: Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the equatorial western Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 28, 1117-1133.
- 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., 1982: An observational study of the Role of convection in the Bain situation with special attention to the Arakawa-Schubert cumulus parameterization. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 648-656.
- Thompson, R.M., Jr., S.W. Payne, E.E. Recker and R.J. Reed, 1979: Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the intertropical convergence zone of the eastern Atlantic. *J. Atmos. Sci.*, 36, 53-72.

Yanai, M., S. Esbensen and J. Chu, 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. J. Atmos. Sci., **30**, 611-627.

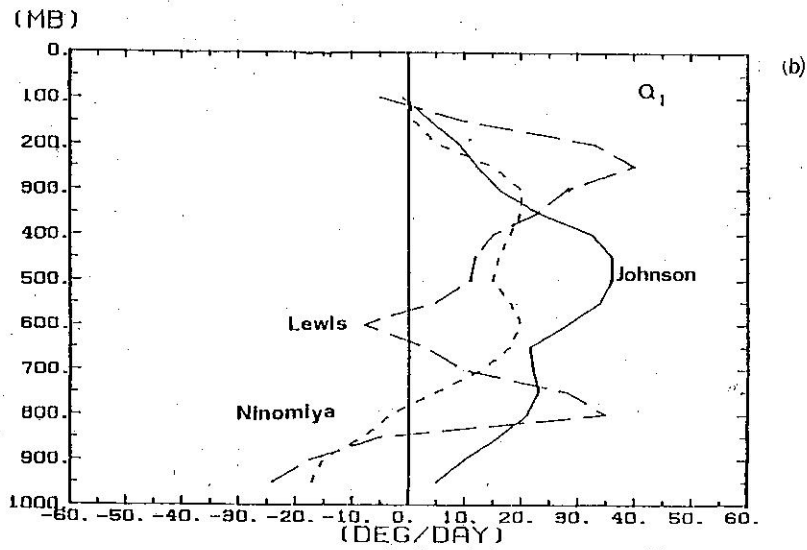
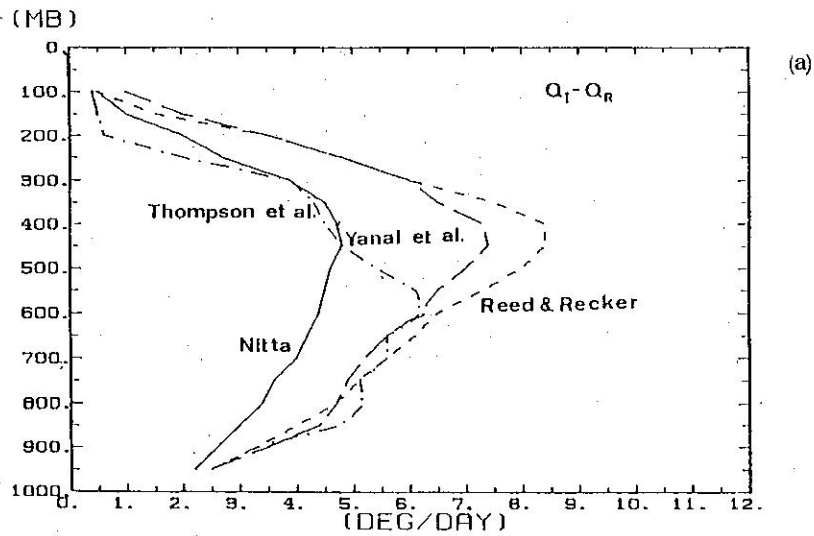


圖1.1 (a)赤道地區 $Q_1 - Q_R$ 的垂直分佈。其中實線為 Nitta (1972)，點虛線為 Thompson et. al. (1979)，虛線為 Yanai et. al. (1973)，點線為 Reed and Recker (1971) 的計算結果。

(b)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。

GMS-3 IR 2331 85 MAY 27 00Z

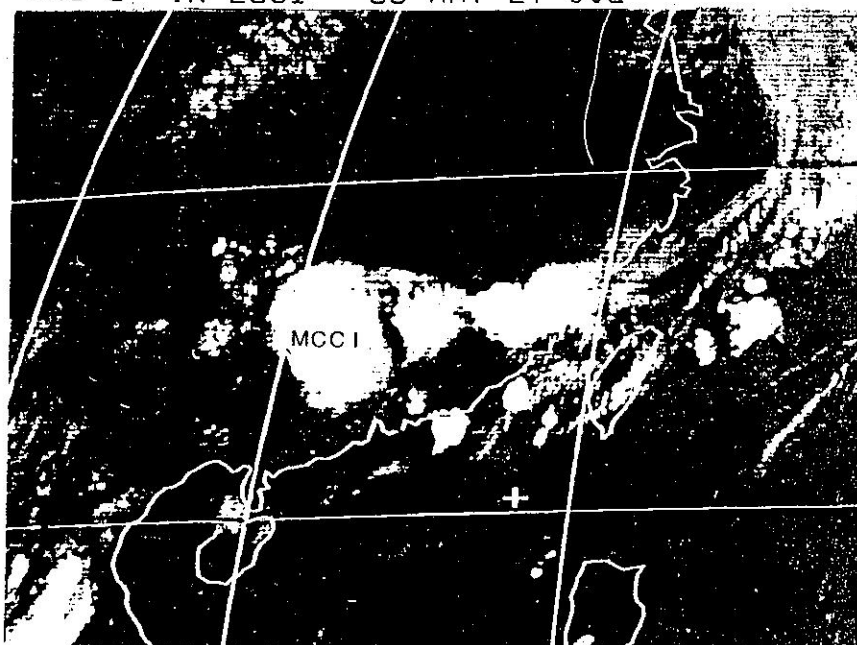


圖2.1 1985年5月27日00Z GMS-1紅外線雲圖

GMS1 IR 1132 81 MAY 27 12Z

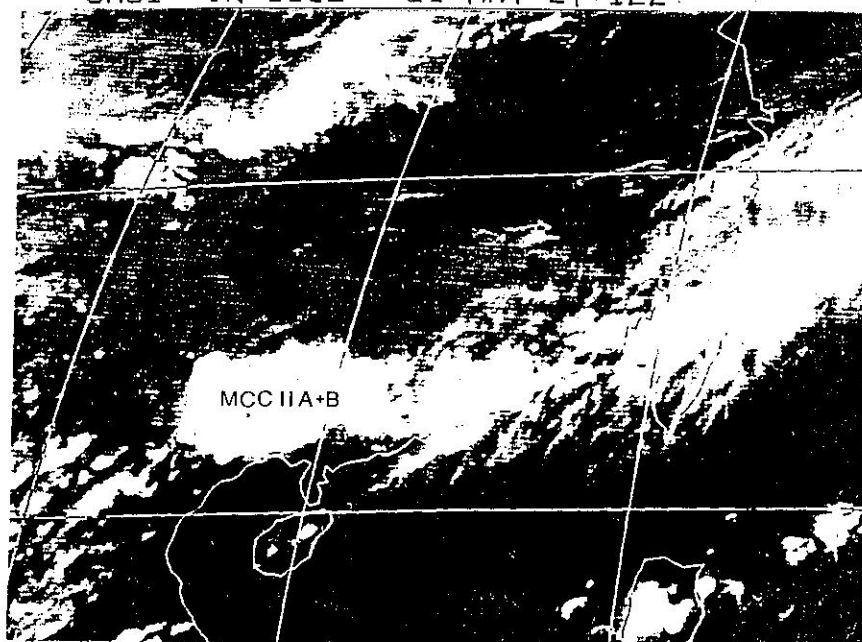


圖2.2 同圖2.1但為1981年5月27日12Z MCC II A+B個案

GMS1 IR 2332 81 MAY 28 00Z

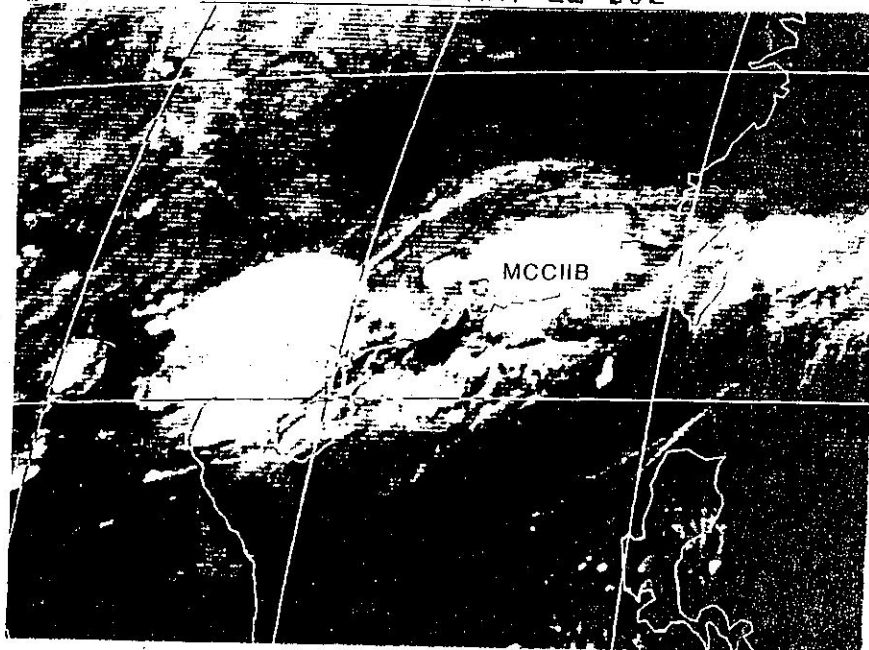


圖2.3 同圖2.1但爲1981年5月28日00Z MCC II B個案

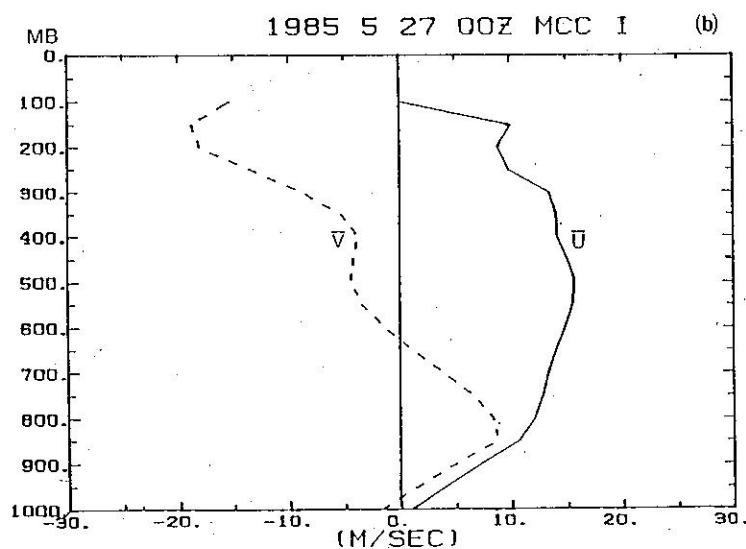
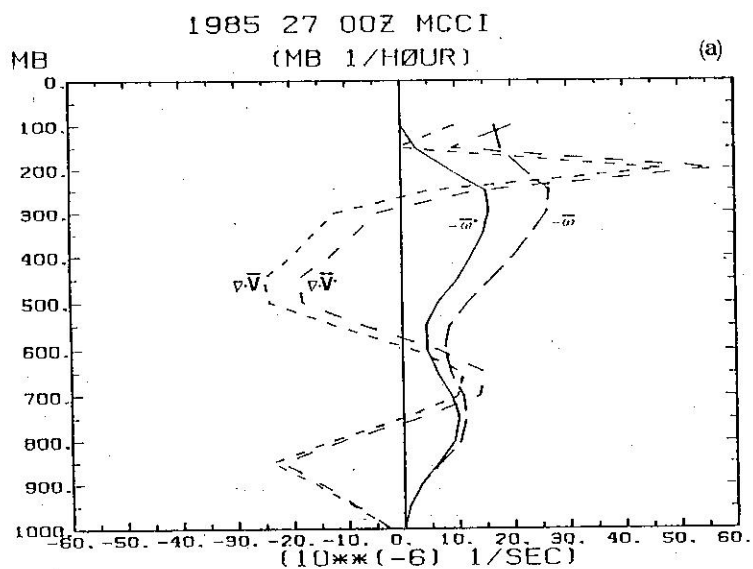


圖3.1 1985年5月27日00Z MCC I個案，水平平均風場及平均速度輻合／散場垂直剖面圖。

(a)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} 。

(b)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)。

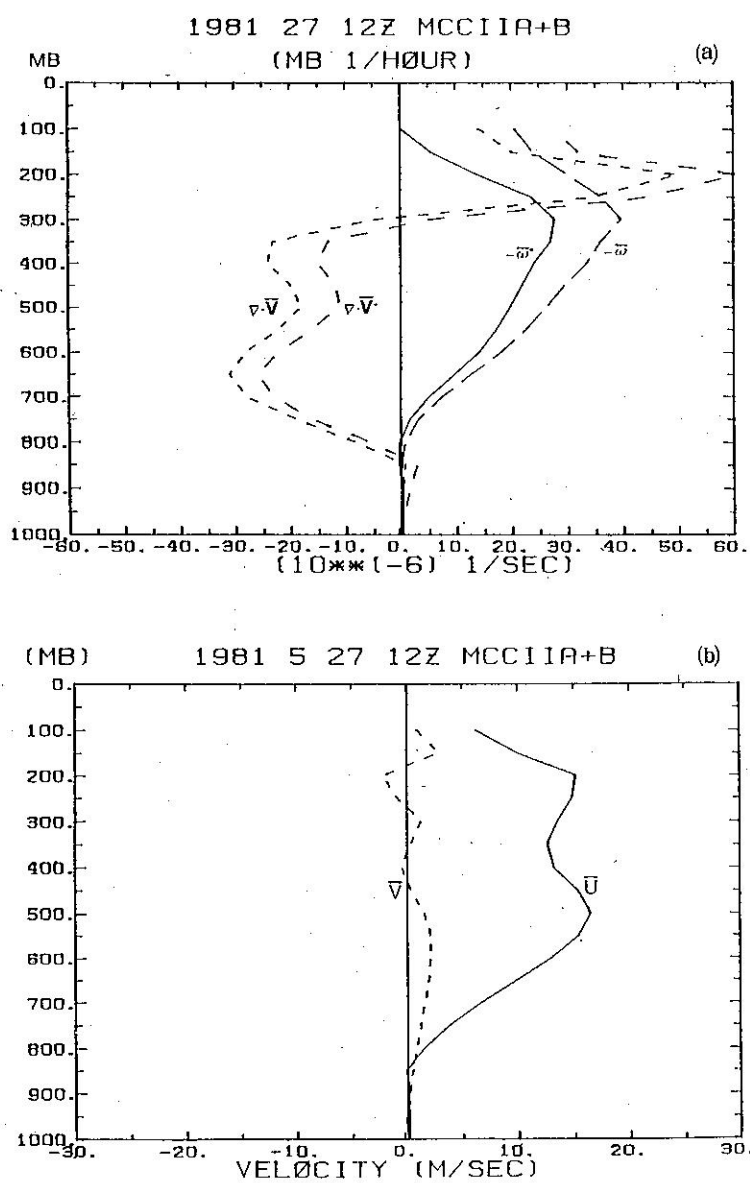


圖3.2 同圖 3.1但為 1981年 5月 27日 12Z MCC II A+B個案

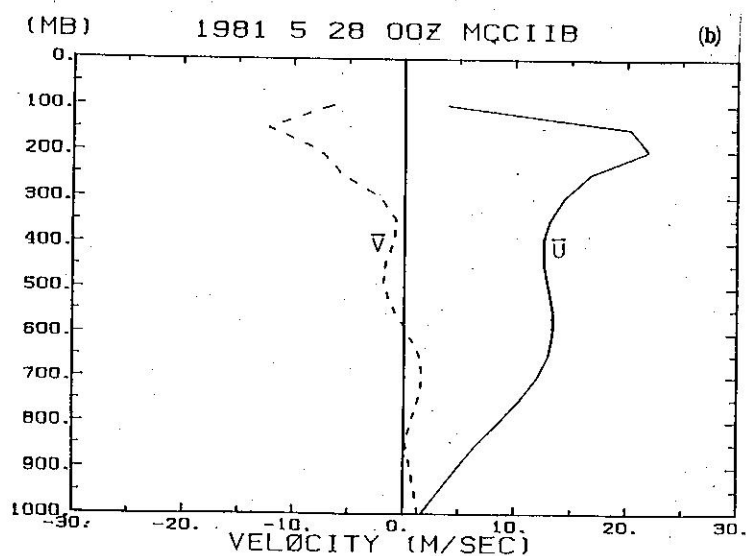
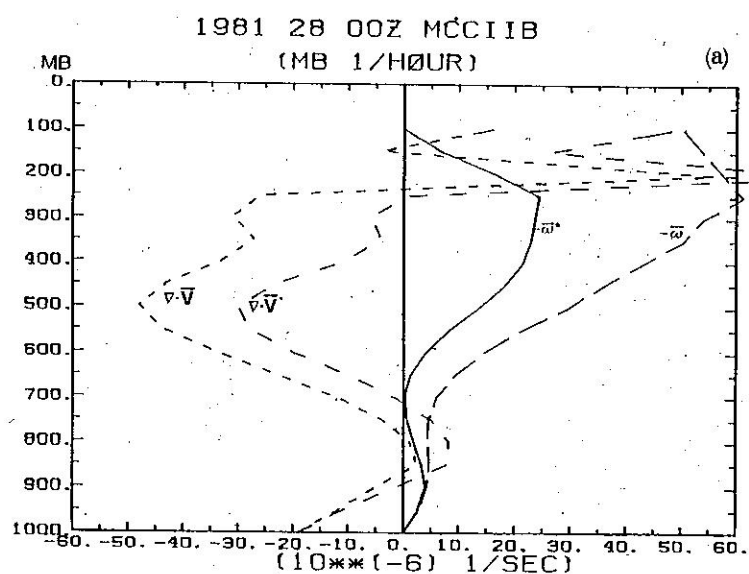


圖3.3 同圖3.1，但為1981年5月28日00Z MCC II B個案

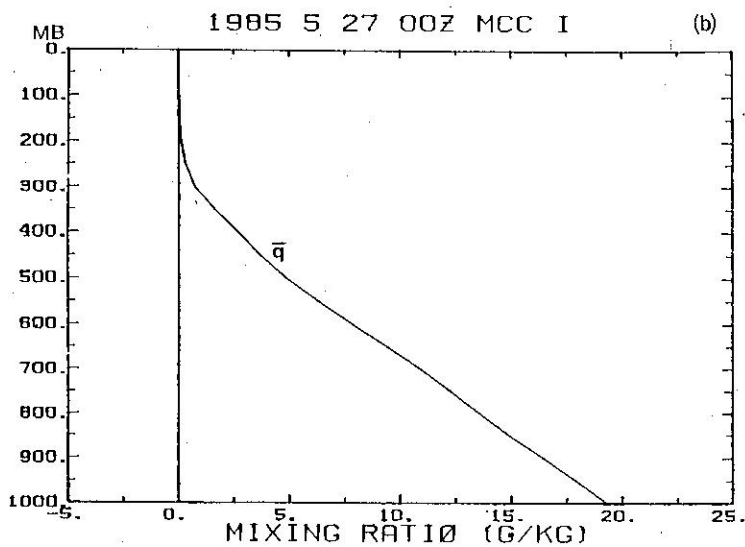
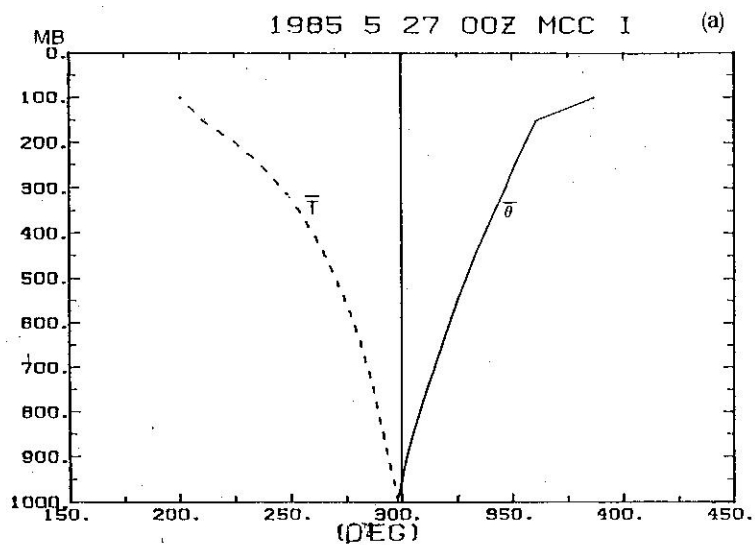


圖 3.4 1985 年 5 月 27 日 00Z 平均位溫、平均溫度及平均水汽混合比垂直分佈。

(a)中實線為平均位溫 $\bar{\theta}$ ，虛線為平均溫度 $\bar{T}$ 。

(b)中為平均水汽混合比 $\bar{q}$ 。

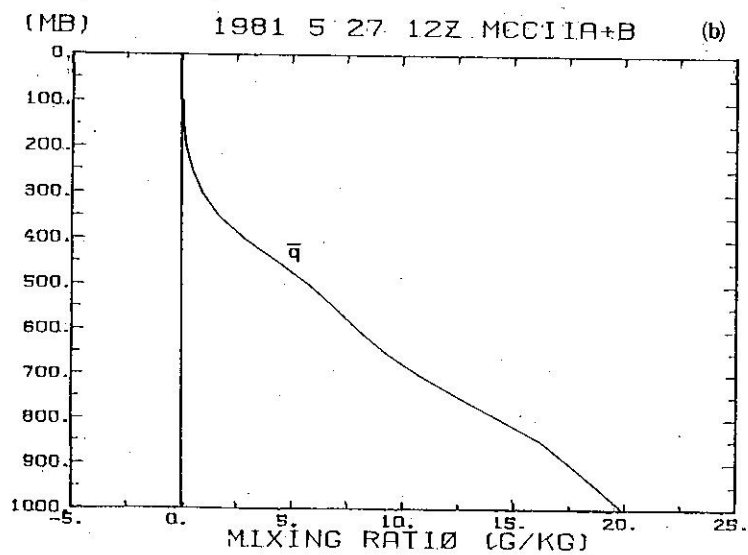
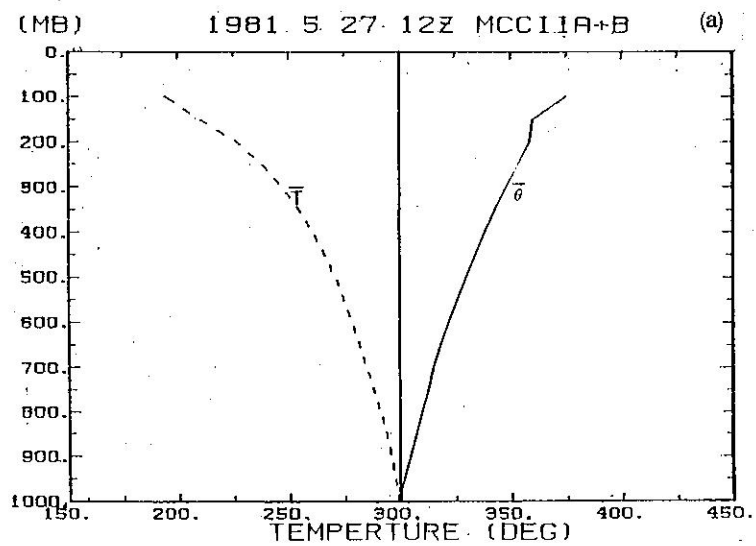


圖 3.5. 同圖 3.4，但為 1981 年 5 月 27 日 12Z。

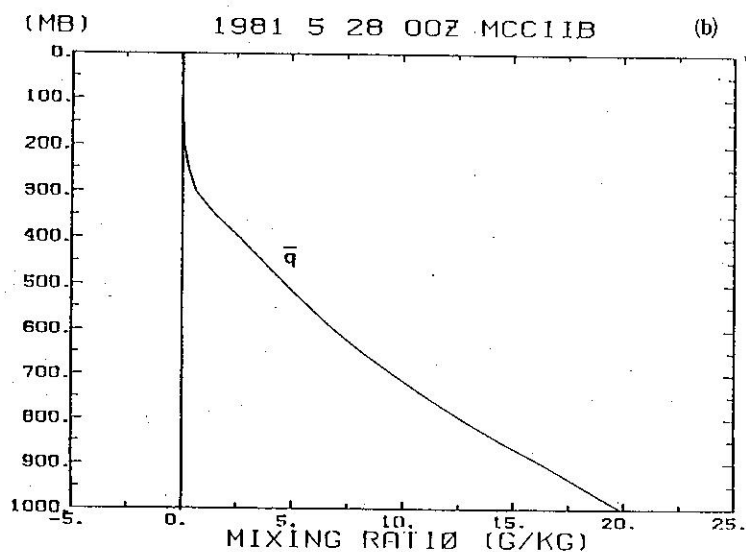
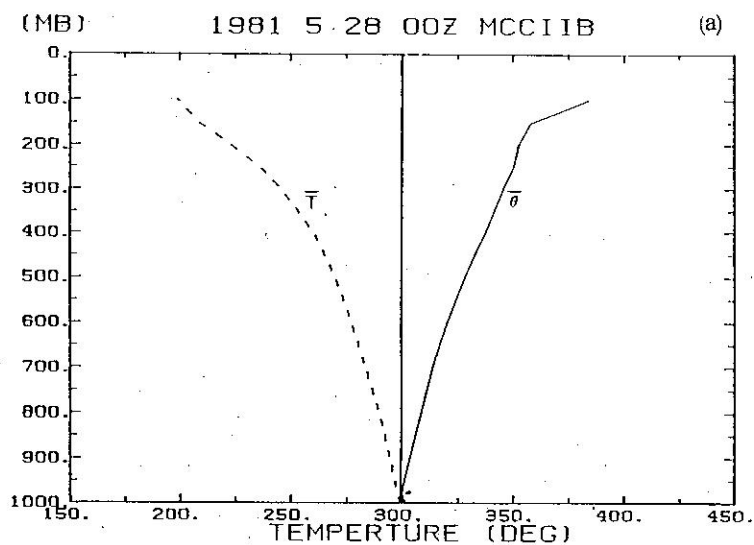


圖 3.6 同圖 3.4，但為 1981 年 5 月 28 日 00Z。

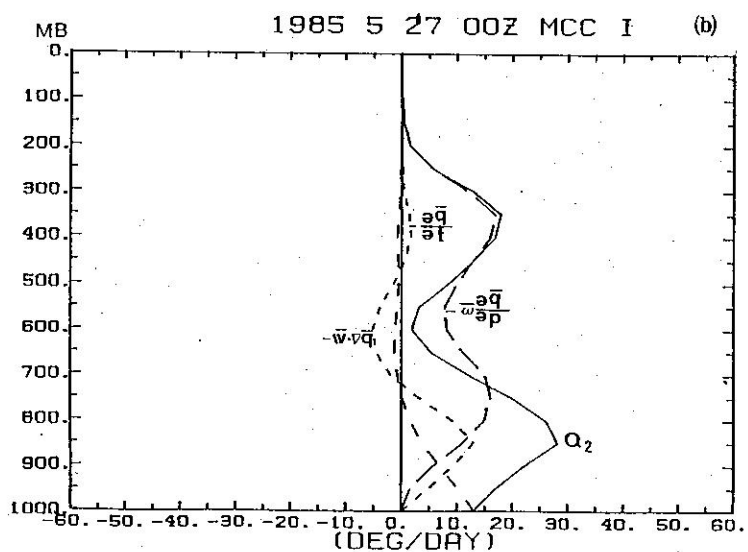
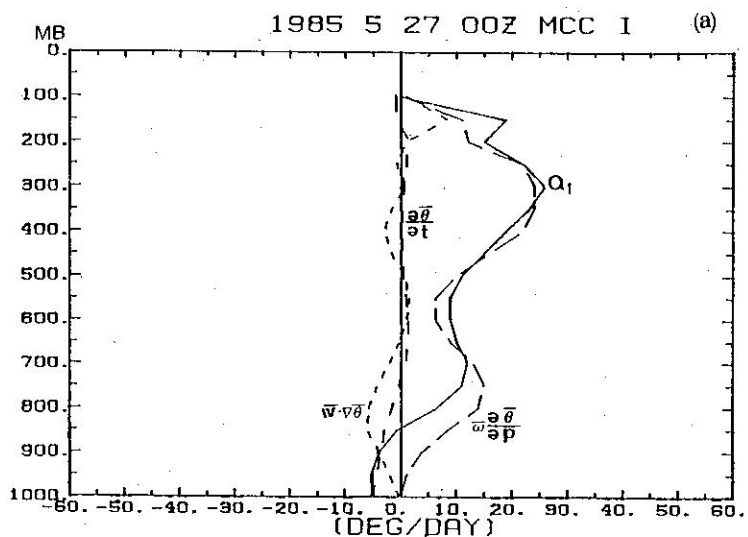


圖 3.7 1985 年 5 月 27 日 00Z MCC I 個案。

(a) 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)。

(b) 點線為水汽水平平流項的負值 (度/天)，中點線為水汽局部時間變化項 (度/天)，長實線為水汽垂直平流項 (度/天)，而實線為水汽 (度/天)。

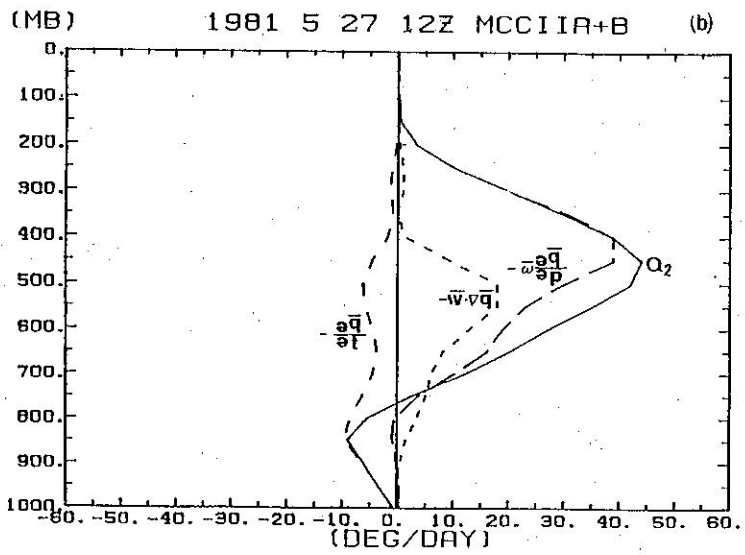
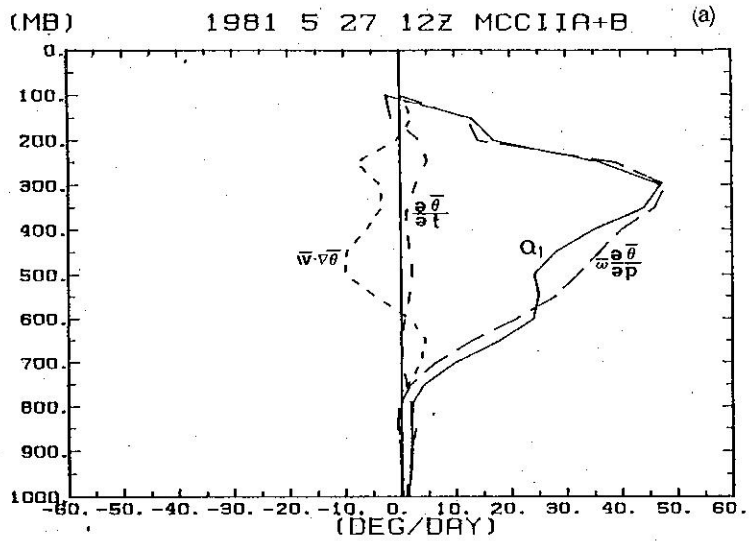


圖 3.8 同圖 3.7，但為 1981 年 5 月 27 日 12Z。

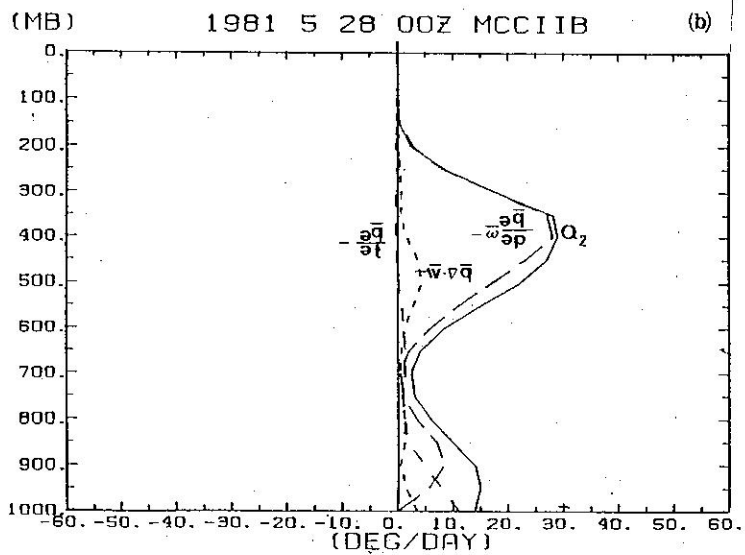
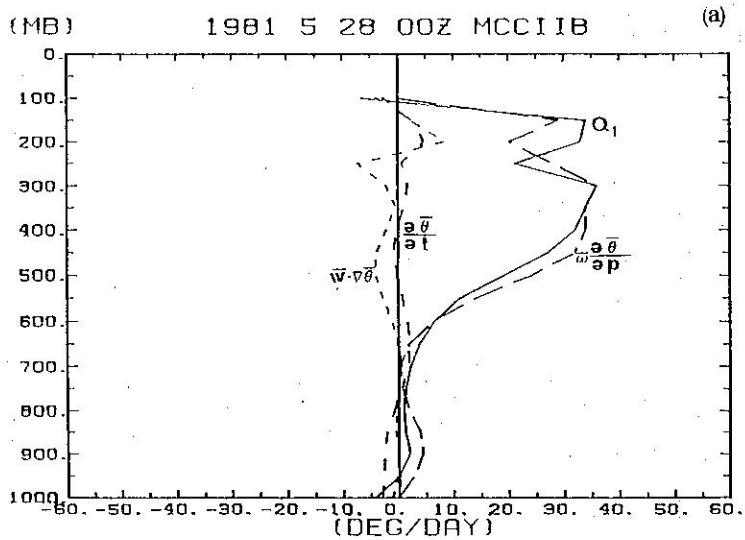


圖 3.9 同圖 3.7，但為 1981 年 5 月 28 日 00Z。

表 3—1 MCC 個案 IR 衛星雲圖特徵

	個案一	個案二	個案三
時間採用衛星雲圖與探空資料的時間	1985 年 5 月 27 日 00 Z	1981 年 5 月 27 日 12 Z	1981 年 5 月 28 日 00 Z
面積 km^2 $\leq -32^\circ\text{C}$ $\leq -52^\circ\text{C}$ $\leq -72^\circ\text{C}$	17×10^4 9×10^4 ?	22×10^4 16×10^4 200	12.5×10^4 6.8×10^4 1698
雲頂 $\leq -32^\circ\text{C}$ 達最大值的時間 面積大小 (km^2)	27 日 16 Z 28×10^4	27 日 16 Z 31×10^4	27 日 21 Z 13×10^4
發展階段 *	發展期	前成熟期	後成熟期
雲中心位置	$< -72^\circ\text{C}$	-7.5°C	-7.5°C

* 個案二之雲系為圖 6 IR 衛星雲圖之 MCC II a + b。此 MCC II a + b，乃由兩個 MCC 合併而成，MCC II a + b 即將趨於成熟故稱之為前成熟期，此系統後來移出海上，減弱消失於 2806 Z。此種情形顯示此個案三於 2800 Z 期間正在消散中，可稱之為後成熟期。

表 4—1 GATE phase III 期間的一些時段利用 A—S 法所預測之降雨率與觀測分析之降雨率的比較表 (單位: mm / day)

時 間	9 月 3 日 1800 Z	9 月 7 日 00 Z	9 月 10 日 1800 Z	9 月 14 日 1800 Z	9 月 16 日 0600 Z	9 月 16 日 1200 Z
A—S 預測值	9.33	7.69	8.8	8.5	13.04	22.4
觀測值	10.0	7.0	9.5	10	20	21.5

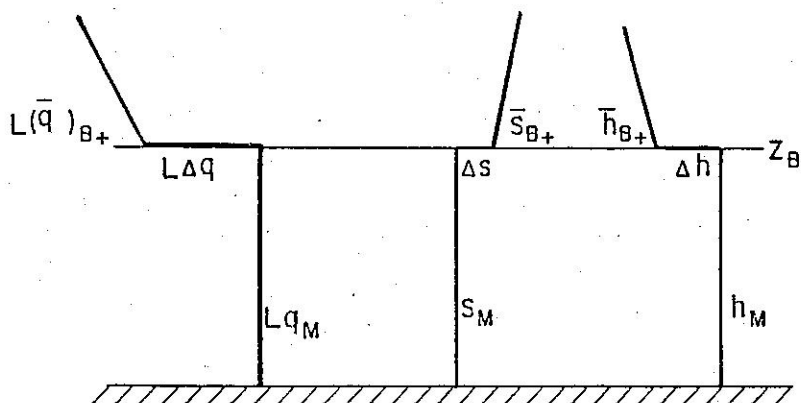


圖 4.1 在次雲層內一些熱力變數之分置表，其中 s_M 與 g_M 在混合層內不隨高度而改變 Δq 、 Δs 與 Δh 看內由 ()_B 至 ()_{B+} 之改變值。

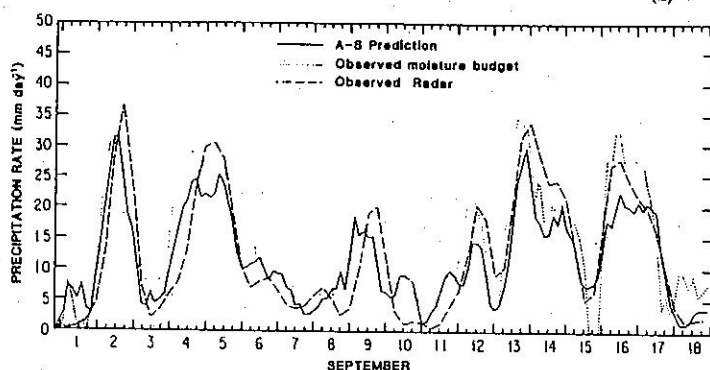
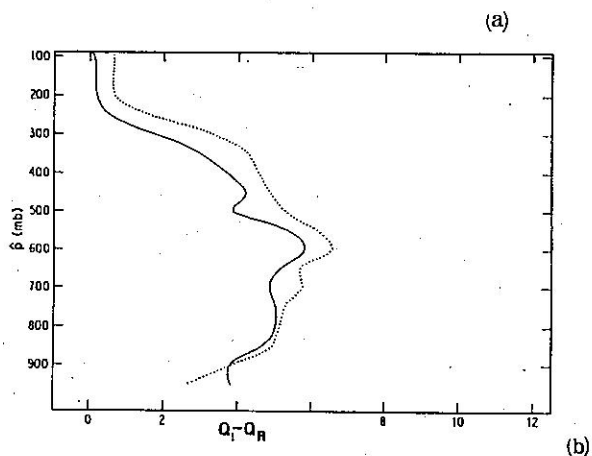


圖 4.2 (a) GATE phase III 中 $(Q_1 - Q_R)$ 之時間平均值的垂直分佈，實線表預測值，虛線表觀測值。

(b) GATE phase III 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。

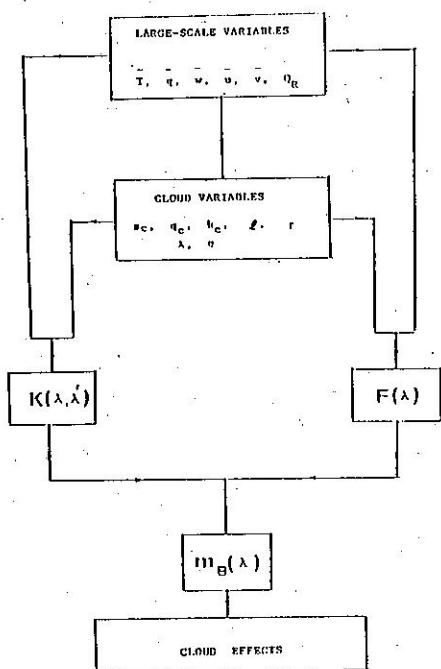


圖 4.3 A-S 積雲參數法用於 Semi-Prognostic 測試之流程圖

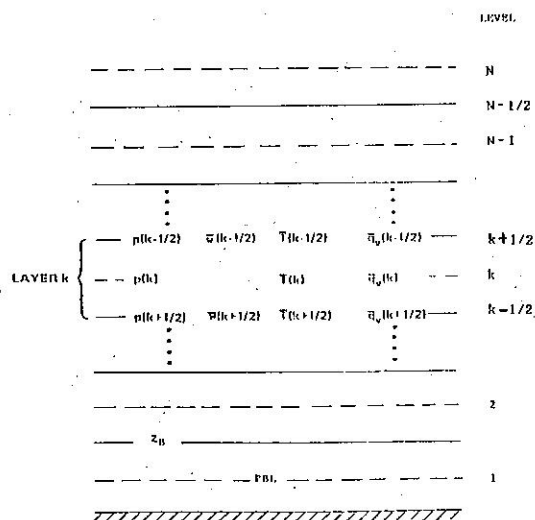


圖 4.4 大尺度模式內之垂直結構及相關變數之分置圖

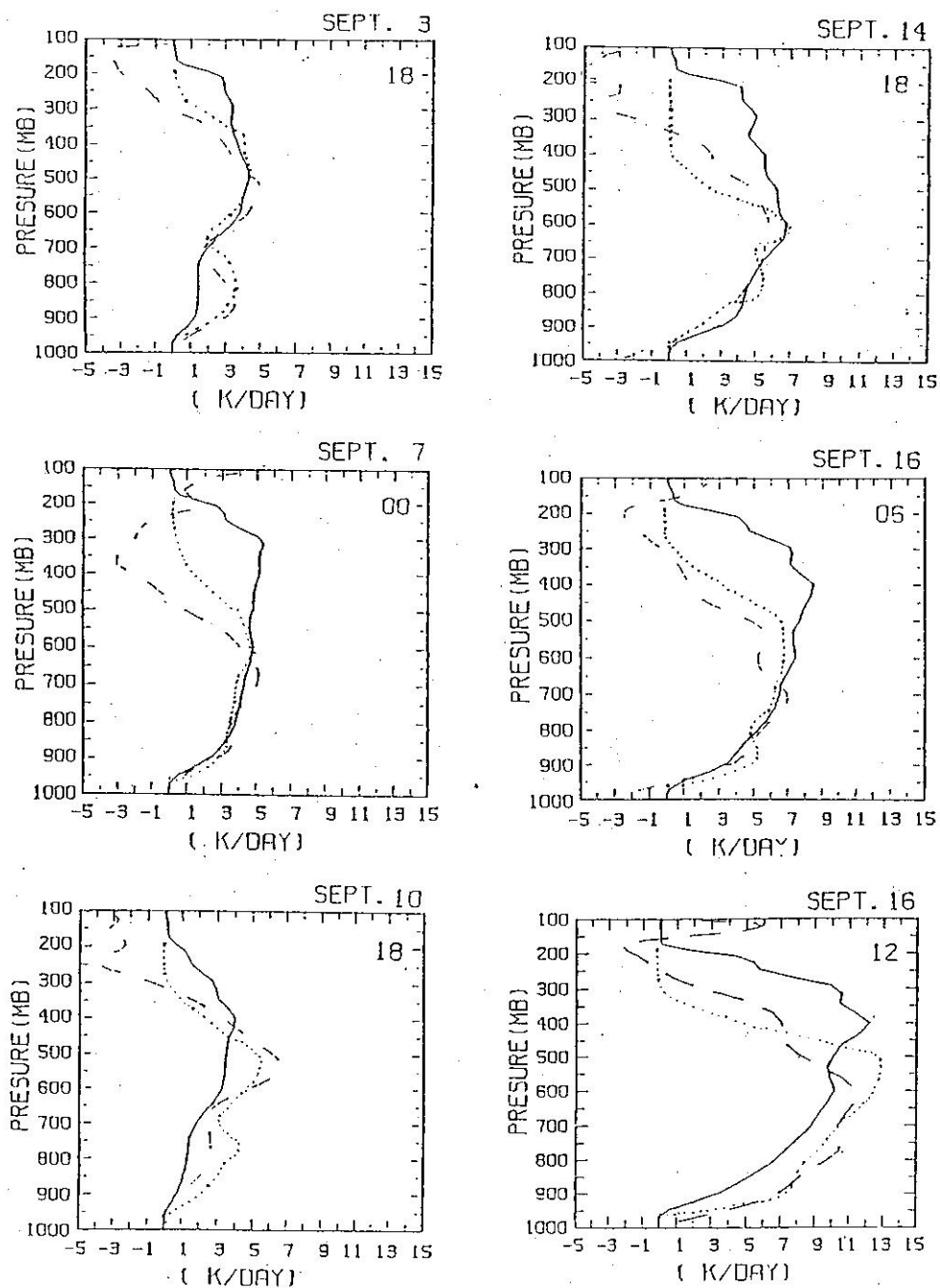


圖 4.5 $(Q_1 - Q_2)$ 在不同時段之垂直分佈圖，點線為 A-S 法之預測值，實線為 Kuo (1974) 之預測值，而虛線為觀測值。

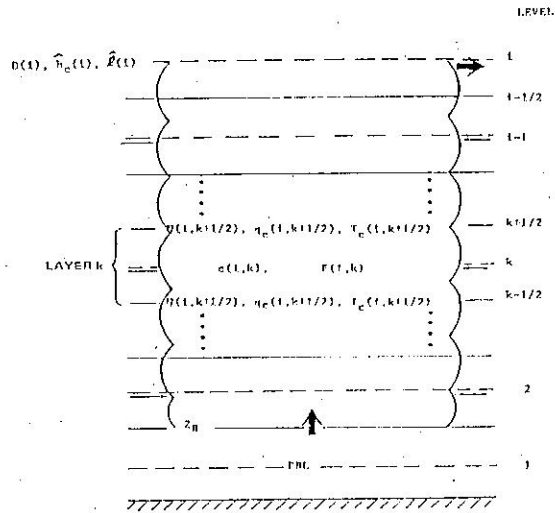


圖 A.1 次積雲體 C 的垂直結構圖及有關變數之分置圖，垂直粗箭頭表由邊界層所引起之雲底雲質通量，水平粗箭頭表雲頂之逸出雲氣流，細水平箭頭表由週遭逸入雲內之氣流。

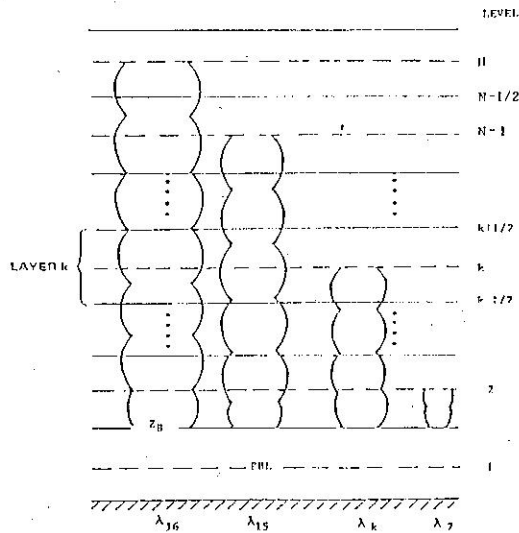


圖 A.2 積雲體內雲譜之分佈圖，其中 $\lambda_{16} < \lambda_{15} < \dots < \lambda_k < \dots < \lambda_2$

The Study of Arakawa-Schubert Cumulus Parameterization Scheme
in the heavy rainfalls situation over Taiwan Area (I)

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

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University
Taipei, Taiwan, R.O.C.

Abstract

During the Mei-Yu period over Taiwan, several meso-scale convective systems (MCS) embedded within the broad Mei-Yu front and produce heavy rainfalls. This report will divide into two parts: Part I is emphasis on the calculation of heat and moisture budgets. 3 cases of heat and moisture budgets were analysed during different stages of MCS. 12-hourly upper air observations of Sounding data were used for budget computation. Part II is concentrated on the study of cumulus parameterization. GATE phase III data were used to study the application of Arakawa-Schubert cumulus parameterization scheme. After semi-prognostic tests, we found the A-S scheme performs very satisfactorily.