

# 對流雲的一維數值模擬

胡 仲 英

One-Dimensional Numerical Simulation of Convection Cloud

Hu Chung-Ying

Abstract

In this thesis the steady-state one dimensional cumulus model by Weinstein-Davis (1968) is further examined. It has been found that the result of cloud water content calculated by that model does not satisfy the cloud microphysical process, namely, there is an increase of cloud water content converted from hydrometeor water by negative collection process when the terminal velocity of hydrometeor water is greater than updraft velocity. The model is modified to eliminate such unreal increase of cloud water content. The modified model is applied to calculate all variables in the cloud layer and rainfall amount at cloud base. Finally, the modified model has been applied to I.G.Y. soundings to determine the seeding potential in terms of cloud growth and precipitation production. It has been found that when the atmosphere is conditionally unstable and with sufficient strength of updraft current, the middle size cloud should be used for testing, because artificial ice nuclei in these clouds can trigger freezing which would never have occurred naturally.

## 一、序 言

對流雲在本質上應該是三維尺度，但是近一、二十年來，對流雲數值模擬的研究仍然局限於一維或二維尺度，其中最主要的困難在於目前對於流雲物理及微物理狀況尚未十分瞭解，同時由於電子計算機的貯存不夠，二維對流雲模式考慮的問題仍嫌複雜，且需要較長的計算時間，對天氣改造沒有時效。

Weinstein 與 Davis (1968), Weinstein 與 Mac Cready (1969) 考慮對流雲的動力及熱力過程，並將對流雲的水平混合、凍結作用、降水過程及種雲效應等，分別以參數化關係式表示，建立一合理且計算迅速的一維定常對流雲模式。本文即以該模式為基礎，並加以修正，來研究對流雲內部溫度，上升氣流速度及液態水量的垂直結構。同時利用修正後的模式來研究逸入作用 (Entrainment) 對對流雲的影響，以及種雲後對流雲頂增高及降水增加的情形；對於臺灣春季缺水時期種雲的可行性，本文提供一簡單且正確的工具。

## 二、模式的建立

### 1. 動力方程式

考慮上升氣塊的浮力，液態水的重力，以及垂直上升氣流將動量傳遞給逸入周圍空氣所造成的向下牽引力，則對流雲的一維定常動力方程式可寫成：

$$\frac{d}{dz} \left( \frac{w^2}{2} \right) = g \left[ \frac{T_v - T_{ve}}{T_{ve}} - Q \right] - \mu w^2 \quad (1)$$

### 2. 熱力方程式

各變數所代表的物理意義

W 垂直速度

G 重力加速度

T 溫度

T<sub>v</sub> 雲內虛溫

T<sub>ve</sub> 周圍虛溫

Q<sub>c</sub> 雲水含量

Q<sub>m</sub> 雨水含量

Q 液態水含量

μ 逸入率

H 熱量

L<sub>f</sub> 融解潛熱

L<sub>c</sub> 凝結潛熱

L<sub>s</sub> 昇華潛熱

q 雲內混合比

q<sub>o</sub> 周圍混合比

(Δq<sub>s</sub>) 水面與冰面飽和混合比之差

M 質量

C<sub>p</sub> 定壓比熱

e 0.622

K<sub>1</sub>, 變換率, K<sub>2</sub> 為常數

- A 低限值
- N  $10^7$  (米<sup>-4</sup>)
- N 單位體積，單位水滴半徑的水滴數目
- $\lambda$  水滴散佈參數
- D 中值體積雨滴直徑 (median Volume drop diameter)
- $V_T$  終端速度
- $\rho$  密度
- $\rho_a, \rho_w$  空氣及水密度
- R 上升半徑
- P 降水量
- D 降水時間

雲塊內的熱量變化包括凝結、昇華、凍結，及混合等作用，考慮以上諸作用經過計算及化簡可得對流雲一維定常熱力方程式：

$$\frac{dT}{dz} = \left[ -\frac{g}{C_p} \left(1 + \frac{Lq_s}{RT}\right) - \mu(T - T_e) - \mu \frac{L}{C_p} (q_s - q_0) + \frac{LfQ}{C_p dz} + \frac{(Ls \Delta q_0)}{C_p dz} \right] / \left( \frac{1 + \epsilon q_s L^2}{C_p R T^2} \right) \quad (2)$$

### 3. 液態水計算式

關於水滴的成長及下降過程，至今尚未完全瞭解，此模式採用 Kessler(1963)的雲微物理參數化模擬：當水汽隨上升氣流到達舉升凝結面 (L. C. L.)，就開始凝結成雲水 (Cloud Water)，這種半徑非常小的水滴造成的終端速度可不予考慮，所以仍隨氣流上升，在上升過程中，由於變換 (Conversion) 作用 (包括繼續凝結、電力吸引和擾動等作用) 致使小水滴不斷增長，最後形成足以下降的大水滴，定名為雨水 (Hydrometeor Water)，雨水在下降過程中會由併集 (Collection) 作用 (包括直接捕獲、尾流捕獲、擾動合併等作用) 併吞小水滴而繼續增長，直到一部份大水滴的終端速度大於上升氣流，就會由雲中落至地面，造成地面降水。

在上述水滴的成長及下降過程，吾人可將液態水的計算分成兩部份：

$$\frac{dQ_c}{dz} = -\frac{dq_s}{dz} - \mu(q_s - q_0 + Q_c) + \left( \frac{dQ_c}{dz} \right)_{conv} + \left( \frac{dQ_c}{dz} \right)_{coll} \quad (3)$$

$$\frac{dQ_h}{dz} = \left( \frac{dQ_h}{dz} \right)_{conv} + \left( \frac{dQ_h}{dz} \right)_{coll} \quad (4)$$

$$\text{其中 } \left( \frac{dQ_h}{dz} \right)_{conv} = - \left( \frac{dQ_c}{dz} \right)_{conv} = K_1 (Q_c - A) / w \quad (5)$$

$$\left( \frac{dQ_h}{dz} \right)_{coll} = - \left( \frac{dQ_c}{dz} \right)_{coll} = K_2 \rho^{-0.875} Q_c Q_h^{0.875} / (W - V_T) \quad (6)$$

(6)式右邊分母不用W而改用  $W - V_T$ ，是因為不隨氣流上升的雲水，在計算併集作用時應用該雨水的垂直淨速度。仔細檢查(6)式，吾人發現：當雨水的終端速度大於上升氣流速度時，則雲水因併集作用隨高度的增加量，等於雨水因併集作用隨高度之減少量。此殊不合前述降水過程，但在Weinstein-Davis的模式中，顯然並未察及此一錯誤。今修正為：當雨水的終端速度大於上升氣流時，雲水沒有併集作用，亦即：

$$\left( \frac{dQ_c}{dz} \right) = 0 \quad \text{當 } W - V_T < 0 \quad (7)$$

雲底總降水量及降水時間分別為：

$$P = \int_{Base}^{Top} Q_h \frac{\rho_a}{\rho_w} dz \quad \text{及} \quad (8)$$

$$D = \left( \frac{H}{V_T} \right)_{Top} \quad (9)$$

### 4. 逸入作用

本文考慮動力逸入 (Dynamic Entrainment)，其逸入率

$$\mu = \frac{1}{M} \frac{dM}{dz} = \frac{2\alpha}{R} \quad (10)$$

Squire 與 Turner (1962) 測得  $\alpha = 0.10$ 。考慮逸入作用後，上升半徑可以由下式求得：

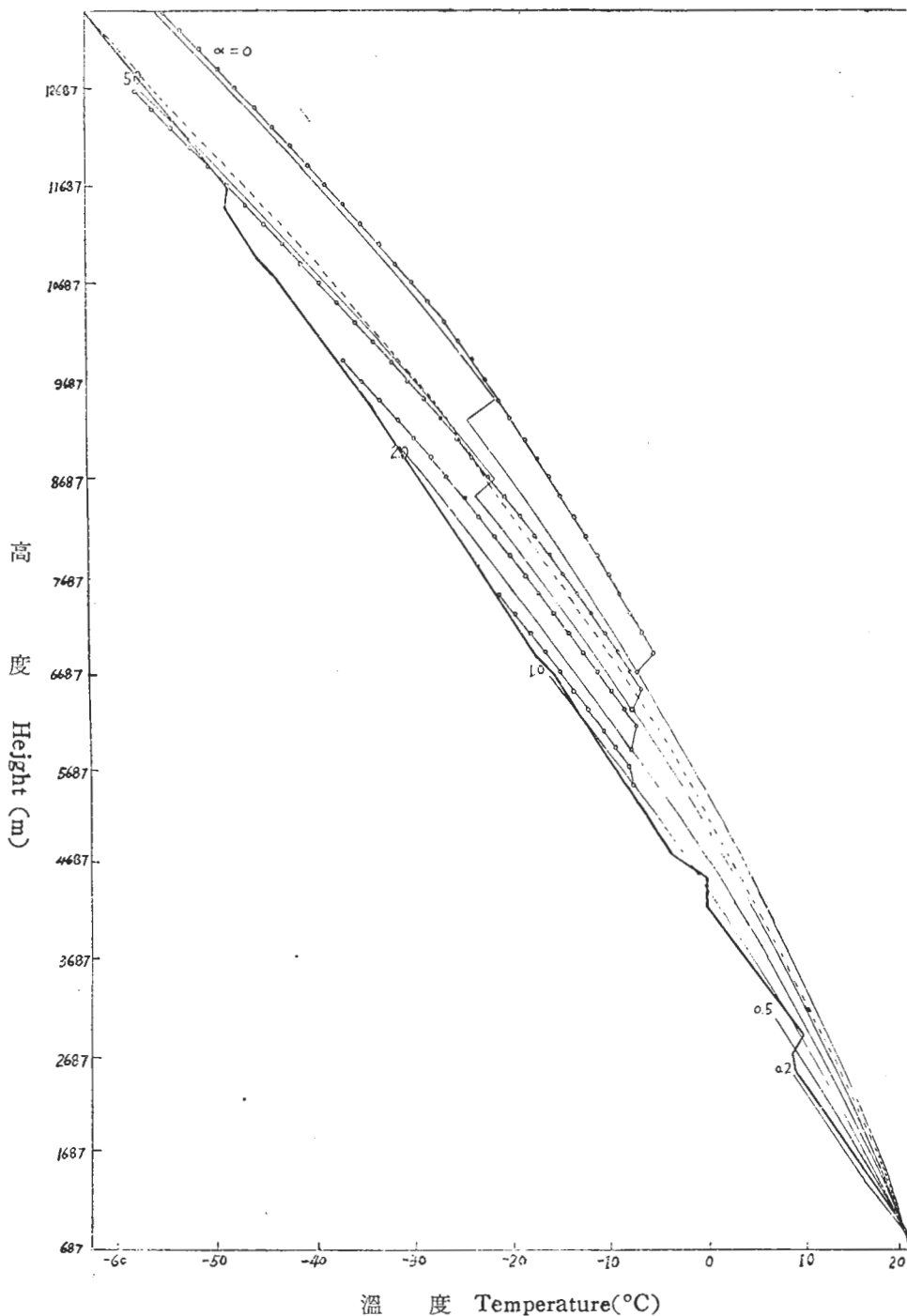
$$R_2 = R_1 \left[ \frac{w_1}{w_2} \frac{\rho_1}{\rho_2} (1 + \mu dz) \right]^{0.5} \quad (11)$$

### 5. 種雲效應

Weinstein (1969) 的種雲實驗發現：大氣中超冷水自然凍結溫度通常在  $-15^\circ\text{C} \sim -40^\circ\text{C}$ ，若投入足量的燃燒碘化銀，使凍結核大量增加，則雲內的過冷水提前於  $-4^\circ\text{C} \sim -8^\circ\text{C}$  間凍結成冰晶。本文考慮種雲效應即採用此結論。

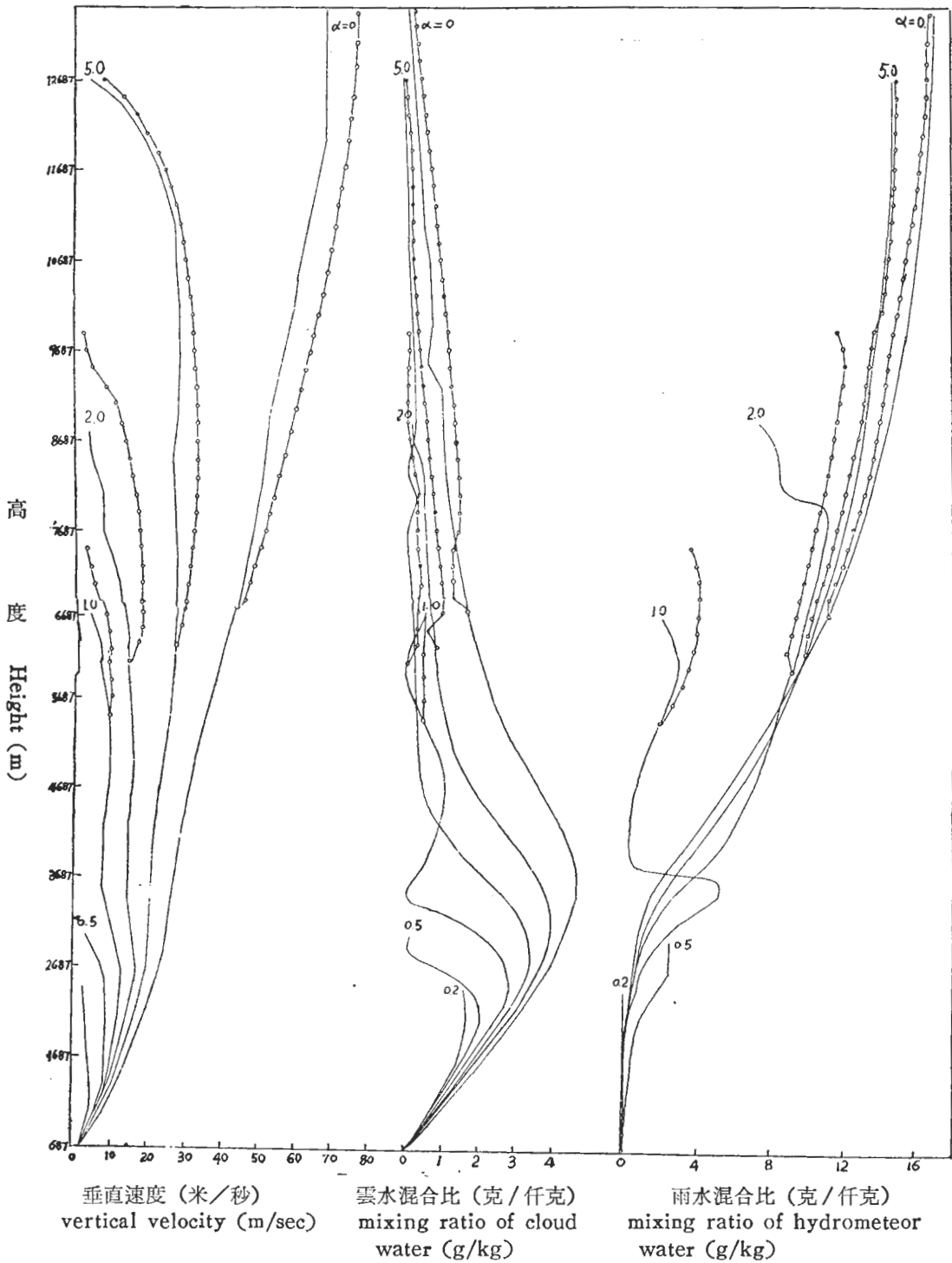
## 三、計算程序

將上述諸方程式改寫成定差方程式，由雲幕儀或由地面溫度露點差決定雲底高度，從雲底向上每 200 米定一格點，將無線電探空所測得的大氣資料用線性內插法求出每一格點周圍大氣的壓力、溫度、露點 (或相對濕度)。定出雲底處的上升半徑及速度，利用電子計算機立刻可求出對流雲內每一格點處的壓力、



圖一 桃園 1971 年 4 月 2 日 (修正模式)  
 ——— 周圍大氣溫度 (environment temp.)  
 - - - 各半徑雲內溫度 (cloud-in temp. with different radius)  
 -o-o- 種雲後雲內溫度 (cloud-in variables after seeding)  
 $\alpha=0$ . 沒有逸入作用的雲內溫度 (cloud-in temp. without entrainment)  
 ..... 假濕絕熱線 (moisture pseudo-adiabatic curve)

Fig. 1 Temperature profile computed from modified model on April 2, 1971, in Tao Yuan



圖二 桃園 1971 年 4 月 2 日 (修正模式)

—— 各半徑雲內物理量 cloud-in variables with different radius

-o-o- 種雲後雲內物理量 cloud-in variables after seeding

$\alpha = 0$ . 沒有逸入作用的雲內物理量 cloud-in variables without entrainment

Fig.2 Profiles of vertical velocity, mixing ratio of cloud water and hydrometeor water computed from modified model on April 2, 1972, in Tao Yuan

溫度、上升速度、上升半徑、液態水含量及雲頂高度，若考慮種雲效應後，可求出雲頂增高及降水增加量。對於一塊十公里厚的對流雲，全部計算（包括讀入及印出）利用 CDC 3150 型電子計算機僅需 50 秒鐘，堪稱迅速便利，所以此模式不但可供理論研究，同時對於野外實際種雲的決定，此模式可提供相當正確且迅速的判斷。

#### 四、計算結果與討論

圖一、圖二為桃園 1971 年 4 月 2 日對流雲的計算結果，雲底高為 687 米，垂直氣流假設為 2 米/秒，雲底以上的探空曲線在假濕絕熱線之左，顯示大氣為條件性不穩定。在 2700 米高度處有一逆溫存在，11687 米有另一微逆溫。雲底半徑較小的雲塊（0.2 公里，0.5 公里）受逆溫穩定層的影響，不能垂直發展。對較小雲塊而言，種雲仍然無法使雲頂達到凍結層，反之甚大的雲塊（5.0 公里）其雲頂本身已達凍結高度，故種雲作用甚微。唯中度大小的雲塊，其雲頂雖不及凍結層，但已相去不遠，則種雲可使雲內的超冷水提前凍結，釋出的潛熱使雲塊加熱，雲頂增高，並且會造成明顯的雲內逆溫。種雲會使半徑 1.0 公里的雲塊雲頂增高 800 米，降水增加 0.1 吋，半徑 2.0 公里的雲塊雲頂增高 1000 米，降水增加 0.2 吋，所以對桃園 4 月 2 日的探空資料而言，雲底 2 公里的雲塊最適於種雲。

由圖可知若不考慮逸入作用（ $\alpha = 0$ ），則桃園 4 月 2 日的對流雲塊會無限垂直發展，上升速度甚至超過 50 米/秒，由此可知逸入作用是減少雲塊垂直發展的主要因子。雲底的溫度與周圍大氣相同，溫度正差值（temperature excess）隨高度增加，垂直速度達到極大時，此溫度正差值亦為極大，而後隨高度減小，在雲頂附近雲內溫度反較周圍溫度為低，有一向下的加速力存在，使上升速度趨近於零，或造成下降氣流。

由垂直速度剖面可知雲塊愈大，逸入作用愈小，雲內垂直速度愈大，垂直速度剖面有一明顯的特徵，即雲底與雲頂的速度較小，而在雲的中部垂直速度最大。此結果與 Mallsus (1954) 所觀測信風積雲中的垂直氣流分佈是一致的。

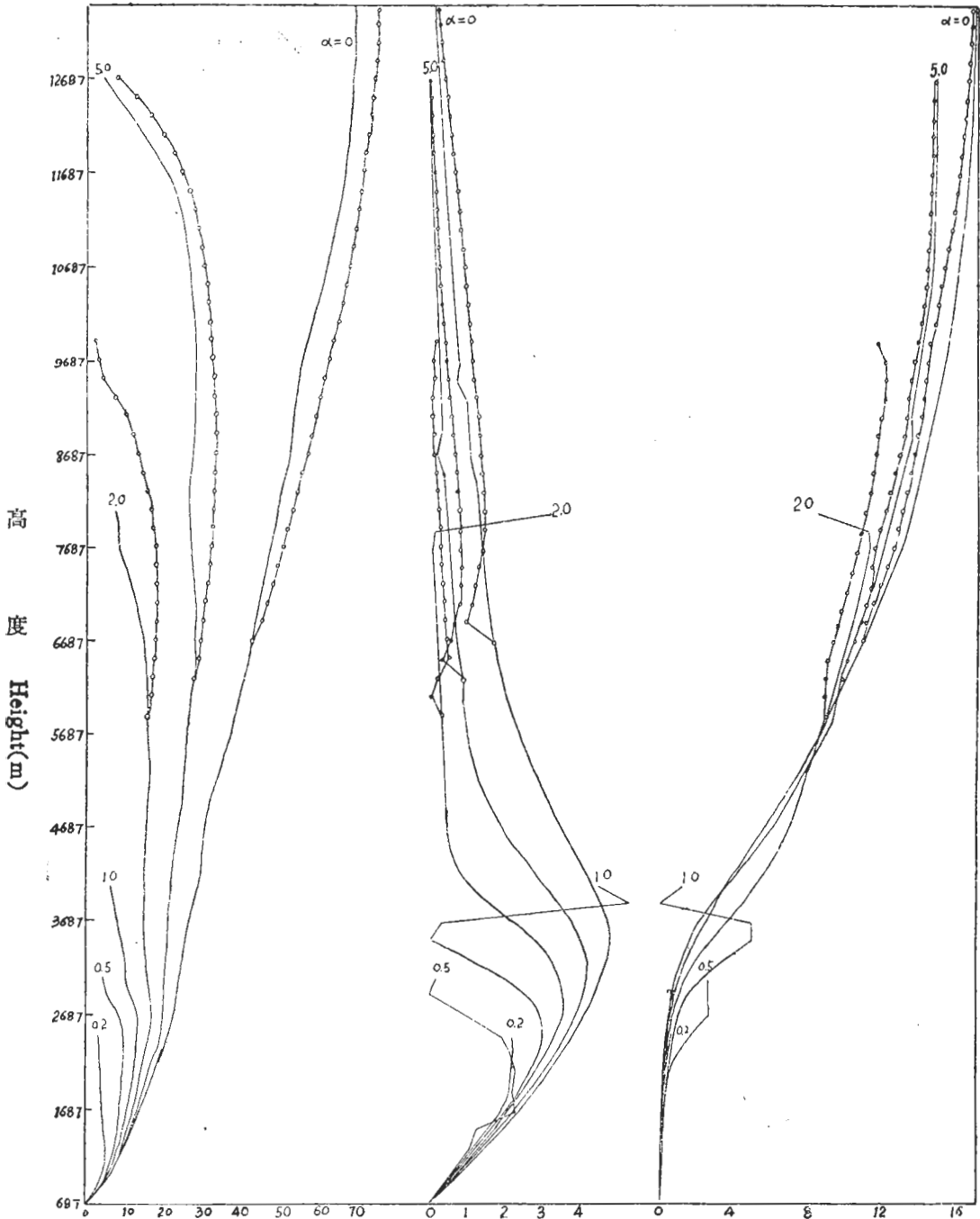
由液態水垂直剖面圖可知水汽凝結使雲水隨高度逐漸增加，當雲水超過某低限值後，就變換而成大水滴。在某高度處變換作用大於凝結作用，此後雲水隨高度遞減；反之雨水遞增，所以雨水先隨高度緩慢增加，在某高度後就迅速增加。種雲效應使凍結作用提前發生，在凍結層附近由於釋放融解熱，使溫度增高，凝結作用減慢，雲水突然減少，致使雨水反較未種雲前為少，唯雲頂增高效應才使總降水量增加。各不同雲底半徑的雲頂高、雲底降水量、降水時間及種雲後各量見表一。

如果將 4 月 2 日的探空資料用 Weinstein-Davis'

表一：1971 年 4 月 2 日 08 G. M. T. 桃園對流雲計算結果（修正模式）

1	2	3	4	5	6	7	8	
逸入率	雲底半徑 (KM)	凍結溫度 (°C)	降水時間 (min)	降水量 (inch)	雲高 (m)	雲頂溫度 (°C)	雲頂壓力 (mb)	
.20/R	.20	-25	7.21	.002	2687	7.23	738.38	1 entrainment rate
.20/R	.20	-8	7.21	.002	2687	7.26	738.38	2 cloud base radius (km)
.20/R	.50	-25	6.01	.064	3287	5.16	686.58	3 freezing temp. (°C)
.20/R	.50	-8	6.01	.064	3287	5.16	686.58	4 duration of precipitation (mm)
.20/R	1.00	-25	14.91	.258	4287	-18.29	433.83	5 amount of precipitation (inch)
.20/R	1.00	-8	20.50	.332	4287	-23.20	389.39	6 cloud top(m)
.20/R	2.00	-25	22.64	1.153	8287	-21.93	320.90	7 cloud top temp. (°C)
.20/R	2.00	-8	23.65	1.392	10087	-38.91	277.99	8 cloud top pressure (mb)
.20/R	5.00	-25	29.73	2.012	12887	-59.55	182.03	
.20/R	5.00	-8	29.74	1.983	12887	-60.01	182.03	
.00/R	5.00	-25	33.56	2.325	14687	-65.79	145.01	
.00/R	5.00	-8	33.57	2.472	14687	-65.46	145.01	

Table 1. Computational result of convection cloud in Tao Yuan at 08 GMT April 2, 1971 (modified model)

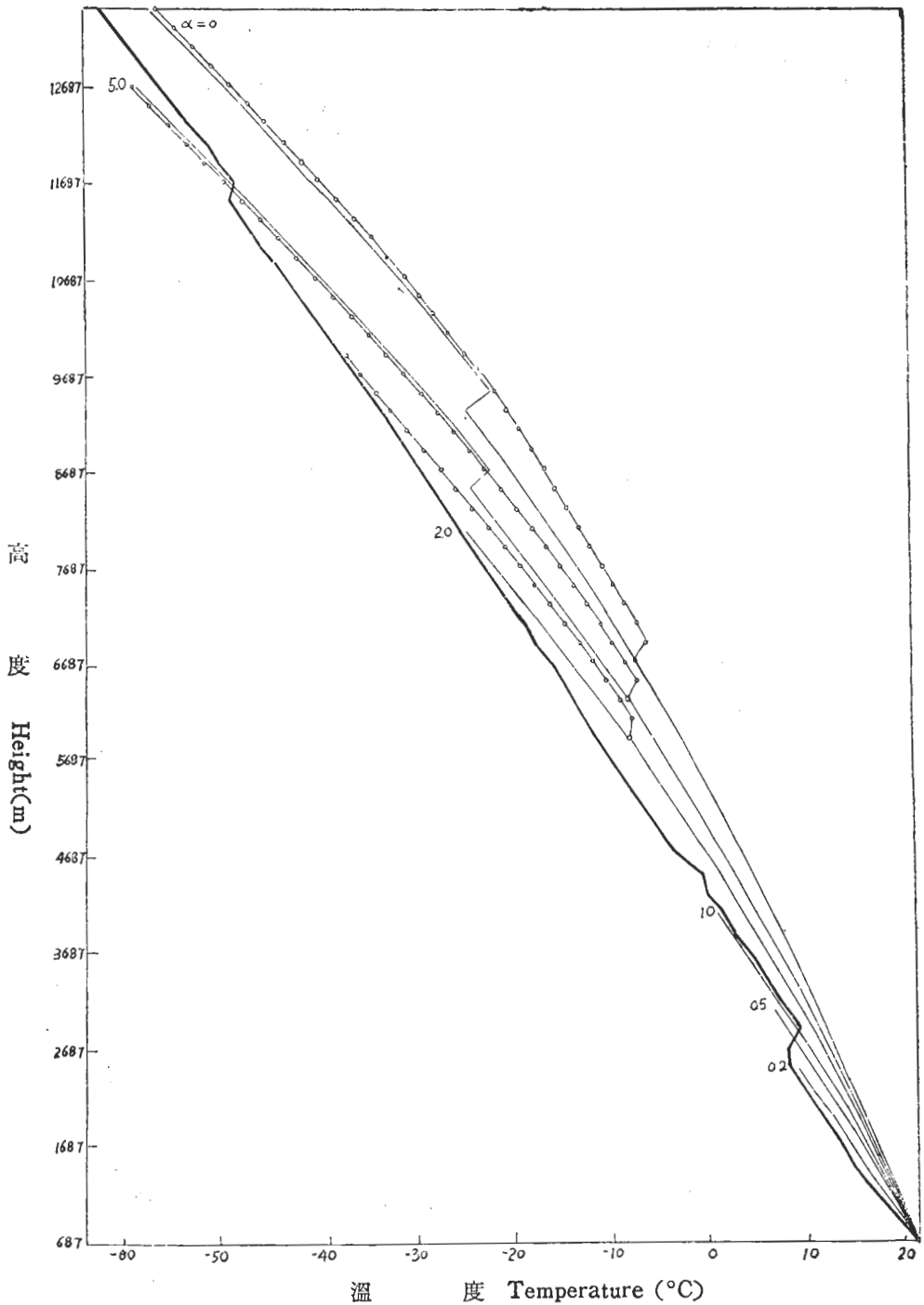


垂直速度 (米 / 秒)      雲水混合比 (克 / 仟克)      雨水混合比 (克 / 仟克)  
 vertical velocity (m/sec)    mixing ratio of cloud water(g/kg)    mixing ratio of hydrometeor

圖四 桃園 1971 年 4 月 2 日 (Weinstein-Davis)

- 各半徑雲內物理量 cloud-in variables with different radius
- o-o- 種雲後雲內物理量 cloud-in variables after seeding
- $\alpha=0$ . 沒有逸入作用雲內物理量 cloud-in variables without entrainment

Fig.4 Profiles of vertical velocity, mixing ratio of cloud water and hydrometeor water computed from Weinstein-Davis's model on April 2, 1971, in Tao Yuan



圖三 桃園 1971 年 4 月 2 日 (Weinstein-Davis 模式)

- 周圍大氣溫度 (environment temp.)
- 各半徑雲內溫度 (cloud-in temp. with different radius)
- o-o- 種雲後雲內溫度 (cloud-in temp. after seeding)
- $\alpha = 0$ . 沒有逸入作用的雲內溫度 (cloud-in temp. without entrainment)

Fig.3 Temperature profile computed from Weinstein-Davis's model on April 2, 1971, in Tao Yuan

模式計算，結果分別繪成圖三、四表表二。仔細檢查圖四吾人發現：雲頂半徑為 1.0 公里的雲塊在 3687 米雨水的終端速度大於上升氣流速度，因而大量雨水不再隨氣流上升，故在 3887 米處雨水含量銳減，但該模式中却將雨水的銳減量藉併集作用轉變成雲水，此殊不合雲微物理的降水過程。雲底半徑 2.0 公里的雲塊在 8087 米處也發生同樣的錯誤。（作者計算若

干探空資料，均發現此不合理現象，因限於篇幅不再贅述）。由修正後模式的計算結果如(圖一)可看出，雲底半徑 1.0 公里的雲塊，在 3487 米處幾乎所有的雲水均變成雨水，且終端速度大於上升氣流，而雨水不再隨氣流上升，故在 3887 米處雨水銳減，此後再因水汽凝結成雲水，變換成雨水，雨水上升到 6087 米處，又形成另一最大值。

較小雲塊及過大雲塊此修正沒有顯著的影響。雲

表二：1971年4月2日 08 G. M. T. 桃園對流雲計算結果 (Weinstein-Davis 模式)

1 逸入率	2 雲底半徑 (km)	3 凍結溫度 (°C)	4 降水時間 (min)	5 降水量 (inch)	6 雲高 (m)	7 雲頂溫度 (°C)	8 雲頂壓力 (mb)	
.20/R	.20	-25	7.41	.002	2687	7.27	738.38	1 entrainment rate
.20/R	.20	-8	7.41	.002	2687	7.27	738.38	2 cloudbase radius (km)
.20/R	.50	-25	6.01	.064	3287	5.16	686.58	3 freezing temp. (°C)
.20/R	.50	-8	6.01	.064	3287	4.16	686.58	4 duration of precipitation (mm)
.20/R	1.00	-25	.00	.139	4287	.67	606.98	5 amount of precipi
.20/R	1.00	-8	.00	.139	4287	.67	606.98	6 cloud top (m)
.20/R	2.00	-25	.00	1.025	8287	-26.11	348.71	7 cloud top temp. (°C)
.20/R	2.00	-8	23.77	1.392	10087	-38.91	277.99	8 cloud top pressure (mb)
.20/R	5.00	-25	29.73	2.012	12887	-59.55	182.03	
.20/R	5.00	-8	29.74	1.983	12887	-60.01	182.03	
.00/R	5.00	-25	33.56	2.325	14687	-65.79	145.01	
.00/R	5.00	-8	33.57	2.283	14687	-65.46	145.01	

Table 2. Computational result of convection cloud in Tao Yuan at 08 GMT April 2, 1971 (Weinstein-Davis's model)

底半徑 1.0, 2.0 公里的雲塊，修正後雲頂略為增高，但就原高度的對流雲而言，此修正使雨水含量減少。

修正後模式的計算結果較合乎降水過程，而且雨水垂直剖面具有兩個以上的最大值，也與實際觀測一致。此外，Weinstrin-Davis 模式計算降水較地面觀測值顯然偏高，修正後模式就原高度而言，其雨水含量減少，亦即對同高度的積雲而言，修正後模式計算降水略為趨近觀測值。由這些事實可知修正後模式為較合理的一維定常對流雲模式。

I.G.Y. 的計算

除上述計算外，另選 1957 年 6 月 4 日，10 日，7 月 2、27 日，8 月 26 日，12 月 21 日，1958 年 2 月 26 日，4 月 20 日，5 月 18 日，6 月 20 日，7 月 9、30 日，8 月 14、15 日，11 月 11 日，等高空資料，利用修正後模式計算種雲後雲頂增高及降水增加的百分率，其結果參見表三一五。

表三 I.G.Y. 臺北對流雲計算結果 (a) (1957年)

1 日期	2 雲底半徑	3 雲頂增高 百分率	4 降水增加 百分率	
6 月 4 日	0.2(km)	.0	.0	1 date
	0.5	.0	.0	2 cloud base radius
	1.0	11.7	0.3	3 increasing ratio of cloud Top
	2.0	48.7	74.3	4 increasing ratio of precipitation
	5.0	-2.3	.0	
6 月 10 日	0.2	.0	.0	
	0.5	.0	.0	
	1.0	34.7	41.9	
	2.0	4.8	54.9	
	5.0	-2.1	.0	
7 月 2 日	0.2	.0	.0	
	0.5	.0	.0	
	1.0	13.8	21.3	
	2.0	1.5	104.6	
	5.0	-1.2	-2.6	



7月27日	0.2	.0	.0
	0.5	.0	.0
	1.0	43.1	9.6
	2.0	14.2	-1.6
	5.0	-1.4	.0
8月26日	0.2	.0	.0
	0.5	.0	.0
	1.0	3.6	66.0
	2.0	-8.5	-10.5
	5.0	-1.2	-2.8
12月21日	0.2	.0	.0
	0.5	.0	.0
	1.0	.0	.0
	2.0	.0	.0
	5.0	3.8	4.5

Table 3. Computational result of convection cloud in Taipei (1957)

表四 I.G.Y. 臺北對流雲計算結果 (b) (1958年)

1 日期	2 雲底半徑	3 雲頂增高 百分率	4 降水增加 百分率	
2月26日	0.2(km)	.0	.0	1 date
	0.5	.0	.0	2 cloud base radius
	1.0	.0	.0	3 increasing ratio of cloud to cloud top
	2.0	.0	.0	4 increasing ratio of precipitation
	5.0	4.9	20.4	
4月20日	0.2	.0	.0	
	0.5	.0	.0	
	1.0	9.3	83.6	
	2.0	-1.5	-2.5	
	5.0	-1.3	-2.3	
5月18日	0.2	.0	.0	
	0.5	.0	.0	
	1.0	.0	4.0	
	2.0	-4.6	64.2	
	5.0	.0	-2.2	
6月20日	0.2	.0	.0	
	0.5	.0	.0	
	1.0	.0	.0	
	2.0	1.6	21.2	
	5.0	.0	-0.6	

7月9日	0.2	.0	.0
	0.5	.0	.0
	1.0	28.1	60.5
	2.0	-5.5	-5.9
	5.0	.0	-1.5
7月30日	0.2	.0	.0
	0.5	.0	.0
	1.0	13.6	185.0
	2.0	.0	.0
	5.0	.0	.0
8月14日	0.2	.0	.0
	0.5	.0	.0
	1.0	.0	27.2
	2.0	.0	-2.7
	5.0	.0	.0
8月15日	0.2	.0	.0
	0.5	.0	.0
	1.0	11.7	75.0
	2.0	3.0	20.1
	5.0	-1.4	.0
11月11日	0.2	.0	.0
	0.5	.0	.0
	1.0	.0	18.5
	2.0	2.1	3.7
	5.0	-2.0	.0

Table 4 Computational result of convection cloud in Taipei (1958)

表五 I.G.Y. 臺北對流雲計算結果之平均 (c)

1 日期	2 雲底半徑	3 雲頂增高 百分率	4 降水增加 百分率	
1957年	0.2(km)	.0	.0	1 date
	0.5	.0	.0	2 cloud base radius
	1.0	11.3	39.53	3 increasing ratio of cloud to cloud top
	2.0	3.72	21.58	4 increasing ratio of precipitation
	5.0	-0.28	-0.86	
1958年	0.2(km)	.0	.0	1 date
	0.5	.0	.0	2 cloud base radius
	1.0	11.3	39.53	3 increasing ratio of cloud to cloud top
	2.0	3.72	21.58	4 increasing ratio of precipitation
	5.0	-0.28	-0.86	

Table 5. Average computational result of convection cloud in Taipei (I.G.Y.)

由以上十五日的平均結果，可看出雲底半徑較小的雲塊，種雲沒有效果，而雲底半徑 5.0 公里的雲塊

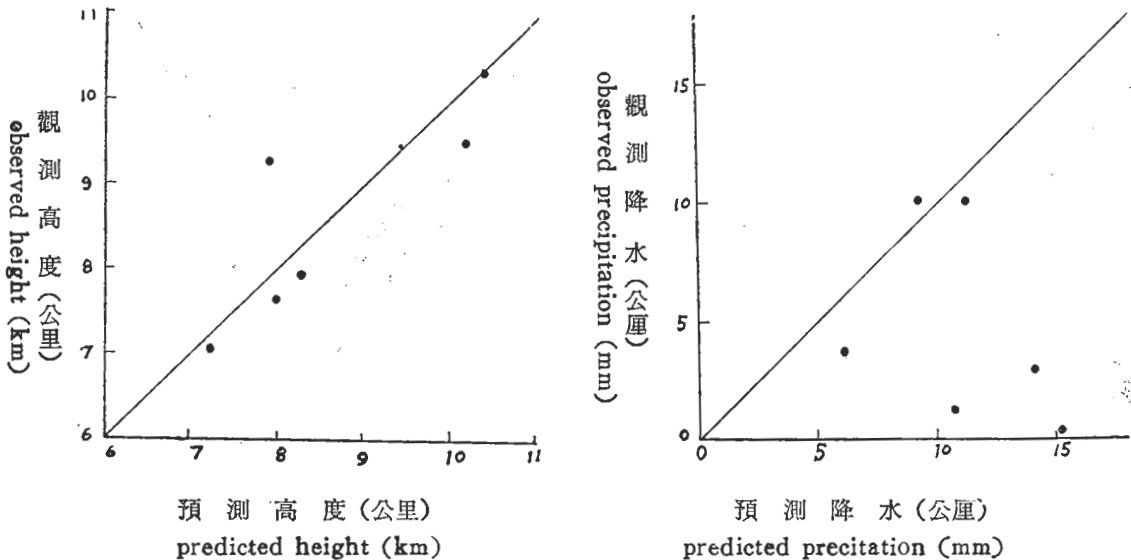
，其雲頂本身已達到凍結層，而無需種雲。雲底半徑 1.0 公里的雲塊，種雲後平均雲頂增高 11.3%，降水量增加 39.53%，雲底半徑 2.0 公里的雲塊，種雲後平均雲頂增高 3.72%，降水量增加 21.58%，由此可知雲底半徑為 1.0 公里的雲塊最適於種雲。又將模式給入不同強度的雲底上升氣流，吾人發現雲底上升氣流強度實為決定對流發展的一重要因子。中度大小的雲塊，雲底上升氣流速度至少為 2 米/秒，雲塊才得以發展。又由所得數據作季節分析，可知夏季（六、七、八月）種雲效果最為明顯，春季（三、四、五月）次之，秋冬季（九—二月）又次之。臺灣地區春季缺水嚴重，此季種雲效果雖不及夏季，但仍不失為解決乾旱之一法。

### 五、結 論 與 建 議

在 Weinstein-Davis 的一維定常對流雲模式中，吾人發現雲水的計算有明顯的錯誤，今修正為當雨

水的終端速度大於上升氣流時，雲水沒有併集作用。用修正後的模式來計算桃園地區上空對流雲內部的溫度，上升氣流速度、液態水含量的垂直剖面，雲頂高度及總降水量；此修正後的模式，還可用來研究逸入作用對對流雲造成的影響。同時若考慮種雲效應，此模式還可預測種雲後雲頂增高及降水增加量。最後應用國際地球物理年資料所得的結果，吾人可發現大氣為條件不穩定，且上升氣流旺盛時，雲底半徑為中度大小的對流雲最適於種雲。

J. Warner (1970) 將澳洲種雲實驗所測得的數據，應用到 Weinstein-Davis 模式中，發現雲頂增高的預測相當準確，而降水量則過於偏高（參見圖五）。經過仔細研究，Warner 認為一維定常模式不能同時預測雲頂高及降水量，且此模式的正確性，取決於模式中常數的選擇，而該常數僅適用於一有限範圍的大氣條件下，當大氣條件迅速改變時，常一定此維模式不再適用。



圖五 對流雲頂高與降水量的觀測與預測之比較。預測值由 Weinstein 與 Davis 的計模式算得到。觀測值則取自 E. J. Smith 的觀測數據。

Fig.5 Comparison between observation and prediction of cloud top and precipitation of cumulus cloud. The predicted values are obtained by the calculation of Weinstein-Davis's model. The observed values are chosen from the observed data of E. J. Smith.

作者認為定常一維模式討論對流雲，確實已考慮對流雲的最主要過程，為避免數學複雜所做的參數化模擬也相當合理，至於預測降水量的偏高，除做上述模式修正外，還須將大水滴降落至雲底以下的蒸發部

份除去，該項蒸發量與雲底高，大小滴的終端速度、大水滴的飽和水汽壓與雲底水汽壓之差值，雲底至地面間的風切等有關。此項蒸發量的計算尚待仔細研究。

## 六、後 記

本文係作者碩士論文，承彭教授立悉心指導，廖教授學銓賜予寶貴意見，臺大亢教授玉瑾提供探空資

料並支援計算機經費，蕭錫璋小姐代為校稿，始克完成。

謹此致最誠摯的謝意。

### References

- Kessler, E., 1963: Elementary theory of association between atmospheric motions and distribution of water content  
Mon. Wea. Rev., 91, 13-27
- Malkus, J. S., 1954: Some results of a trade cumulus cloud investigation  
Jour. Met., 11, 220-237
- Squires, P. and J.S. Turner, 1962: An entraining jet model for cumulonimbus updrafts  
Tellus, 14, 422-434
- Warner, J., 1970: On steady-state one-dimensional model of cumulus convection  
J. Atm. Soc., 27, 1035-1040
- Weinstein, A.I. and L.G.Davis: "A parameterized numerical model of cumulus convection"  
Report No. 11, Contract No. NSF GA-777, The Pennsylvania State University,  
University Park, May 1968, 44 PP,
- Weinstein, A.I., and P. B. MacCready, 1969: An isolated cumulus cloud modification project  
J. Appl. Meteor. 8, 936-947