

臺北臭氧全量之垂直分佈研究

呂 世 宗

Study on the Vertical Distributions of Atmospheric Ozone over Taipei

Shih-tsung Liu

Abstract

Vertical ozone distributions are estimated from Umkehr observations at Taipei, according to Walton's method A by nomogram.

Ozone in 12-24km height is about 49.4% of total ozone or more, and ozone in 24-36km about 28.8% of total or less.

The statistical relationships between the total amount of ozone and the temperature in upper atmosphere at Taipei are considered. It is given that the high correlation of ozone with temperature exist at about 100 and 500mb, more over the results are compared with those of Tromsø and Tateno.

摘 要

利用陶伯遜型分光儀 (Dobson Spectro photometer) 觀測 Umkehr 效應, 以 Walton 之 A 法使用圖解法計算臺北臭氧全量之垂直分佈情形。

初步測驗結果顯出 12-24 公里高度約有臭氧量之 49.4%, 24-36 公里者約有 28.8%, 臭氧量與高空氣溫之連關, 於 100mb 及 500mb 最盛, 其回歸係數甚至 +0.66, 這些紀錄與 Tromsø Tateno 等測站具有良好之對照。

一、前 言

據幾年來之臭氧全量與高空探測資料, 顯示臭氧全量之變化與下部平流層之氣象因素有密切之關係, 而且其極大、極小值之出現與太陽輻射強度有良好之對照, 這些結果與 Johansen 等研究結果甚為吻合。

臭氧之產生與分解受太陽輻射之影響至鉅, 其密度通常在 25 公里高度處附近為大, 在 15 公里高度處亦易形成第二極大層, 但根據高空探測資料顯示, 平流層中之高溫層却在高度 50 公里處形成, 這些事實暗示, 在平流層中亦有旺盛的大氣垂直移流, 這種移流即為大氣環流能量之源, 為瞭解其對流

情形, 可先探測臭氧量之垂直分佈情形加以研究。

二、臭氧全量與垂直移流

臭氧量於 10 至 25 公里間, 其數量似保持穩定, 因此其變動量可以下式表示之

$$D\left(\frac{[O_3]}{\rho}\right) = \frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{[O_3]}{\rho}\right) + v \cdot \nabla\left(\frac{[O_3]}{\rho}\right) \dots\dots\dots(1)$$

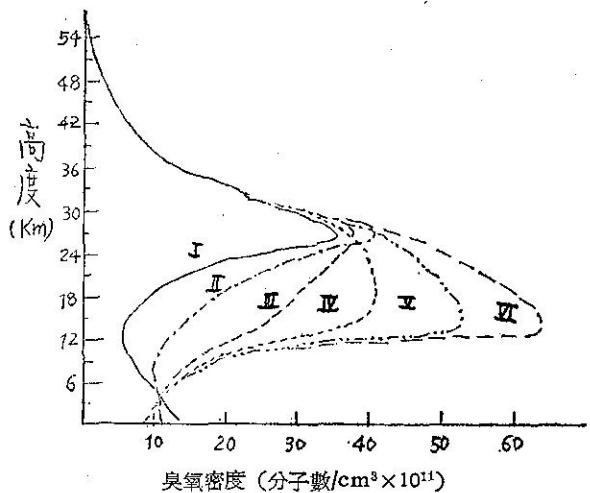


圖 1: 臭氧垂直分佈類型圖

謝辭: 本研究承蒙國家長期發展科學委員會之資助, 研究期間, 由臺灣省氣象局實驗室施清溪、陳福來、謝霖諸位先生隨時與以協助, 萬分感激, 特此致謝。

式中 (O₃) 為單位體積中之臭氧分子數，v 為風速，ρ 為空氣之密度，上述向量方程式可寫為

$$\frac{\partial(O_3)}{\partial t} = v_z \left\{ \frac{[O_3]}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{\partial(O_3)}{\partial z} \right\} - v_x \frac{\partial(O_3)}{\partial x} - v_y \frac{\partial(O_3)}{\partial y} \dots\dots\dots(2)$$

右邊第一項為垂直移流效應，第二、第三項為水平移流，關於臭氧全量之變動如僅考慮垂直移流，而且假設平流層中之溫度均為定值時，上式可省略為

$$\frac{\partial(O_3)}{\partial t} = -v_z \left\{ [O_3] \frac{g}{RT} + \frac{\partial(O_3)}{\partial z} \right\} \dots\dots\dots(3)$$

式中 g 為重力加速度，R 為氣體常數，T: 220°K 由上式可知，臭氧量之垂直分佈均依臭氧全量決定之。

第一圖為臭氧全量在 0.240~0.500cm 範圍，依據 0.050cm 所形成的垂直分佈情形。

表 1 即其垂直移流效應，表中所示數字為各三公里間隔以 1cm/sec 之下降氣流維持 24 小時時，臭氧量在各層內之增加數，這些數量即相當於各氣層下降一公里之效應。

表 1: 臭氧量之垂直分佈與降下氣流之影響

臭 氧 量 分 佈 類 型 高 度	[O ₃] × 10 ¹¹ 分子數/cm ³						ΔX × 10 ⁻³ cm					
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
33-36	18.0	17.7	17.6	17.7	17.7	17.7	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
30-33	25.0	25.3	25.4	25.3	25.3	25.3	1.8	0.7	0.7	0.7	0.3	0.3
27-30	32.2	35.2	36.0	34.7	37.2	39.0	2.5	2.5	3.2	3.2	2.7	2.9
24-27	32.2	37.8	37.0	38.3	43.3	47.0	7.7	8.6	6.0	4.9	5.0	4.8
21-24	18.6	26.9	33.4	40.1	46.0	52.3	5.7	6.7	6.2	5.7	6.0	6.0
18-21	11.4	21.5	31.0	40.5	49.2	57.3	3.3	4.8	5.5	5.9	6.4	7.0
15-18	7.4	16.4	28.8	40.0	52.0	61.8	1.9	3.7	5.1	6.7	7.1	8.3
12-15	6.0	13.2	25.0	35.4	50.2	61.8	1.1	2.9	5.6	8.8	10.4	14.4
9-12	6.0	11.4	16.4	22.2	22.6	22.6	0.6	2.3	4.4	6.6	9.4	9.9
6-9	7.4	10.0	13.2	15.4	15.0	15.0	0.6	1.6	2.9	3.9	3.9	3.9

三、臭氧量之變化與高空氣象因素之關係

根據大氣環流之標準模型可推察高緯度地區下部平流層之氣溫比低緯度者為低，而且臭氧量之增加與下部平流層之高溫層有密切之關係。

Berbier-Chalonge 以臭氧對紫外線之吸收係數對溫度變化之關係，利用星光推測臭氧層之平均溫度，其研究結果顯示臭氧量增加時，平均溫度亦隨之增高。但吾人無法斷定這些增加溫度之高度，至 1937 年 Meetham 在 Oxford 與 Arosa 分析其觀測結果，得到表二之相關係數。

表 2: 臭氧量與高層氣象因素之相關係數

高 度 (km)	氣 壓		氣 溫		對 流 層 頂		位 溫		密 度	
	Oxford	Arosa	Orford	Arosa	Oxford	Arosa	Oxford	Arosa	Oxford	Arosa
9	-0.46	-0.67	-	-	-	-	-	-	-	-
12	-0.43	-0.48	+0.56	+0.37	-0.56	-0.46	+0.60	+0.47	-0.66	-0.53
15	-0.36	-0.24	+0.52	+0.58	-	-	+0.63	+0.62	-0.67	-0.52
18	-0.31	-	+0.59	-	-	-	+0.70	-	-0.59	-

由表可推測，在臭氧量較高之北方氣流侵入下部平流層時，其氣溫或位溫即上昇，密度氣壓，對流層頂高度却變小，Meetham 即求出當臭氧量增高至 0.010cm 時，18 公里高度處之位溫增加 3°C，對流

層頂高度却變低 1 公里。

Moser 在歐洲觀測結果發現 11 公里之高度處臭氧量與氣象因素之關係最密切，因此推察臭氧量之主要變動高度似在下部平流層。

在此高度其風速頗大，而且據 Götz 研究結果證實，經常形成臭氧量第二極大之高度，上層之空氣由高緯度流入時，臭氧量增加，流入低緯度空氣時，臭氧量變小，這些結果顯示臭氧量具有保存性，而且對分析上層氣團頗有貢獻。但是僅以高緯度空氣流入下部平流層時，臭氧量增加之事實，吾人尚無法斷定臭氧源之位置。

雖知於上層大氣，由光化學過程產生臭氧分子，但吾人尚無法確定臭氧分子移到下部平流層的路徑，對這點 Moser 與 Schröer 報告，極方夜間大氣與被太陽照射之大氣間易形成頗大之溫度坡度，因此沿該坡度界面易生強風，臭氧則隨這些氣流降至下層，並保存其特性。因光化平衡在短時間內對上層大氣由太陽輻射補充至原來之臭氧濃度，這種平衡環流不斷的產生，造成臭氧量之年代分佈。

四、Götz 反轉效果與臭氧垂直分佈之計算法

以 Beck 之雙重分光儀，選定一對波長 (λ, λ')，其光度各為 $I_{\lambda}, I_{\lambda'}$ ，因其吸收效應不同，吾人可調節光劈 (Optical Wedge)，求出兩波長之光度差，以光電管加以比較，則

$$N = 100 \left(\log \frac{I_0}{I_{0\lambda'}} - \log \frac{I_{\lambda}}{I_{\lambda'}} \right)$$

式中 $I_{0\lambda}, I_{0\lambda'}$ 各為大氣層外之光度。

將天頂散射光投入分光儀，測定其光度時，吾人易發現測定值隨太陽天頂距離 Z 逐次變化，即首先隨 Z 增加至 $Z = 85^\circ$ 時達到最高值，然後却逐次減小。此種現象稱為 Götz 反轉效果。

Götz 反轉效果與臭氧量之垂直分佈有密切之關係，因此可使用此種效果推出臭氧量之分佈情形。

由反轉效果之觀測，計算臭氧量之垂直分佈情形，有 A、B 兩種，A 法為 54km 以下之大氣層，分為 4 層，B 法則分為 9 層，各法均以假定值為定點，而且調整各層之臭氧量，逐次加以計算，使計算值與實測值一致。

據光學理論，由天頂至地面，波長 λ 之一次散光之光度 I 可示為

$$I = I_0 K \beta \int_0^{\rho_0} 10^{-\alpha X - \beta F} dp \dots \dots \dots (1)$$

I_0 為大氣層外之光度， K 為對 Z 之定數， α 為臭氧對大氣的吸收係數， β 為臭氧對大氣之散射係數， X 為

太陽光之臭氧路徑， F 為太陽光之大氣路程， p 為某層高度之氣壓， p_0 為地面氣壓。

A 法以 54km 以下大氣層分為 4 層外，尚有 (1) 0~12km 間之臭氧量為全臭氧量之 0.085 (2) 36km 以上，臭氧量之密度隨高度成指數函數而減少，至 54km 以上高空臭氧量即接近於零，由此假定綜合假設各層之臭氧量，即可表示知表 3。

表 3：臭氧量之估計

層次	高度 (km)	臭氧估計量
0	54~∞	0
1	48~54	0.057x ₁
	42~48	0.204x ₁
	36~42	0.739x ₁
2	24~36	x ₂
3	12~24	x - x ₁ - x ₂ - u
4	0~12	u = 0.085x

同時應視各層中臭氧量均勻分佈，表中 x 為臭氧全量，由 AD 波長可測得，因此如決定 x_1, x_2 數值，全部分佈即可推出。

將(1)式變形適用於各層時，則得

$$I = I_0 k \beta \sum_0^4 A_r 10^{-\alpha X_r}$$

式中 $A_r = \int 10^{\beta F} dp$ ，為 X_r 第 r 層內散射光的臭氧路程 X 之平均值，同樣對 λ' 可得

$$I' = I_0' k \beta \sum_0^4 A_r' 10^{-\alpha' X_r}$$

由上述兩式可得

$$\log \frac{I_0}{I_0'} - \log \frac{I}{I'} = \log \frac{\beta'}{\beta} \frac{\sum_0^4 A_r' 10^{-\alpha' X_r}}{\sum_0^4 A_r 10^{-\alpha X_r}} \dots (2)$$

上式為吾人所觀測的 Optical Wedge N 。

為計算方便 設 $Y_r = X_r - X$ 但 $Y_0 = 0$

代入(2)式即得

$$\log \frac{\beta' 10^{-\alpha' X} (A_0' + \sum_1^4 A_r' 10^{-\alpha' Y_r})}{\beta 10^{-\alpha X} (A_0 + \sum_1^4 A_r 10^{-\alpha Y_r})}$$

A 法則取 $Z = 60^\circ, 80^\circ$ 及 86.5° 時所觀測的 N_z ，並求出 $NN_{80} - N_{60}, N_{86.5} - N_{60}$ ，代入(2)式加以計算，即得

$$(N_z - N_{60}) = \left\{ \left(\log \frac{I'}{I_z} \right)_z - \left(\log \frac{I'}{I} \right)_{60} \right\}$$

$$=100 \left\{ \left(\log \frac{A_0' + \sum_1^4 A_r \gamma' 10^{-\alpha Y_r}}{A_0 + \sum_1^4 A_r \gamma 10^{-\alpha Y_r}} \right)_z - \left(\log \frac{A_0' + \sum_1^4 A_r \gamma' 10^{-\alpha Y_r}}{A_0 + \sum_1^4 A_r \gamma 10^{-\alpha Y_r}} \right)_{00} \right\} \dots (3)$$

式中 A_r 可由表 4 代入 Y_r 即由 X_1, X_2 推出，為決定 X_1, X_2 值，以圖解分析較為方便。

表 4： A_r 在各層之分配情形 (C—波長)

Z 值 A_r	C60°	C80°	C86.5°	C'60°	C'80°	C'86.5°
A_0	0.188	0.188	0.187	0.244	0.244	0.244
A_1	1.634	1.616	1.578	2.126	2.109	2.071
A_2	8.488	7.941	6.890	11.090	10.540	9.465
A_3	53,530	35,290	16,060	71,710	52,100	72,890
A_4	150,700	25,990	1,831	2266,300	55,230	6,085

表 5： Y_r 值在各層分配情形

Y_r	Z=60°	Z=80°	Z=86.5°
Y_1	$0.284x_1$	$1.32x_1$	$3.80x_1$
Y_2	$0.990x_1 + 0.498x_2$	$4.47x_1 + 2.32x_2$	$11.1x_1 + 6.64x_2$
Y_3	$0.456x_1 + 0.481x_1 + 0.491x_2$	$2.12x_1 + 1.87x_1 + 2.12x_2$	$6.08x_1 + 2.05x_1 + 4.15x_2$
Y_4	$0.947x_1 - 0.021x_1 - 0.011x_2$	$4.26x_1 - 0.48x_1 - 0.27x_2$	$10.4x_1 - 3.46x_1 - 2.26x_2$

五、觀測結果之計算與檢討

臭氧之成因與太陽輻射有關，因此本文特別求出各層氣溫與臭氧量之關係。

表 6 為各層高度之氣溫與臭氧量之相關係數與回歸係數，表中顯示在 100mb 及 500mb 高度兩者之相關係數較大。

表 6：臭氧量與各高度氣溫之關係

高度	γ	$\frac{\Delta O_3}{\Delta T} (10^{-2} \text{cm} / ^\circ\text{C})$	$\frac{\Delta T}{\Delta O_3} (10^{\circ}\text{C} / \text{cm})$
50mb	+0.43	+0.36	+0.51
100mb	+0.61	+0.65	+0.57
300mb	+0.45	+0.45	+0.46
400mb	+0.42	+0.38	+0.46
500mb	+0.60	+0.55	+0.66

表 7 即將 Tromsa, Tateno 及 Taipei (臺北) 三站之相關係數與回歸係數，加以比較，由表可知自 12km 以上 Tromsa, Tateno 兩處之相關係數變為正，但臺北即繼續保存不變，此種相反之現象主因在緯度之相差，因臺北緯度較低，其對流層頂亦高，氣溫增加時，形成垂直之大氣環流，易導入北方氣流，引起臭氧量之增加，高緯度地區，因對流層頂較低，以對流層頂為界，在上部氣溫增加時，形成水平移流，易引入極方氣流，對流層頂下部則相反的易導入南方氣流，因此形成 12km 以上高空其相關係數為正，

下部者為負，這種現象，可說是大氣環流之一種秘密。

表 7：各地區臭氧量與氣溫相關係數之比較

類別	站名	Tromsø 69°39'N 18°57'E	Tateno 36°03'N 140°08'E	Taipei 25°02'N 121°31'E
	100mb	γ	+0.52	+0.56
	$\Delta O_3 / \Delta T$	+0.32	+0.48	+0.65
	$\Delta T / \Delta O_3$	+0.85	+0.64	+0.57
400mb	γ	-0.61	-0.53	+0.42
	$\Delta O_3 / \Delta T$	-0.22	-0.33	+0.38
	$\Delta T / \Delta O_3$	-1.68	-0.84	+0.46

這些現象吾人可由方程式解釋如下。

設臭氧量在空間分佈之回歸方程式

$$\delta O_0 = k_1 \delta T + \beta_1$$

臭氧量局部變化之回歸方程式

$$\Delta O_3 = k_2 \Delta T + \beta_2$$

式中 k_1, k_2 均為回歸係數， β_1, β_2 即為常數，兩方程式可寫為

$$\left(\frac{\delta O_3}{\delta Y} \right) = k_1 \left(\frac{\delta T}{\delta Y} \right)$$

$$\left(\frac{\delta O_3}{\Delta t} \right) = k_2 \left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right)$$

式中 δy 為表示沿于午線之距離。

現假定臭氧量之局部變化，僅在南北水平移流時

，上式可寫為

$$\left(\frac{\Delta O_3}{\Delta t}\right) = V_1 \left(\frac{\delta O_3}{\delta y}\right)$$

$$\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right) = V_2 \left(\frac{\delta T}{\delta y}\right)$$

式中 V_1, V_2 表示北方移流之有效成分。

由表六中，可推出如果 $k_1 = k_2$ 時，將上列兩式相除即得

$$\frac{\left(\frac{\Delta O_3}{\Delta t}\right)}{\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)} = \frac{\left(\frac{\delta O_3}{\delta y}\right)}{\left(\frac{\delta T}{\delta y}\right)} = \frac{V_1 \left(\frac{\delta O_3}{\delta y}\right)}{V_2 \left(\frac{\delta T}{\delta y}\right)}$$

若 $V_1 \approx V_2$ 即同符號

假如 k_1, k_2 符號不同， V_1, V_2 亦得到相反的符號，上述方程式正可說明臭氧量之局部變化，並解釋 Tromsa, Tateno 與臺北所觀測結果之對照現象。

表 8 為 1968 年 4 月中所觀測 Götz 效果經圖解法求出 x_1, x_2 ，然後代表三所求得的臭氧量垂直分佈情形。

臭氧含量在 12-24km 高度最大，約為臭氧全量之 49.4%，每公里約有 $14.0 \times 10^{-3} \text{cm}$ 之臭氧量。

上述結果有關臭氧量垂直分佈，可說僅為初步的

表 8：臺北上空臭氧量之垂直分佈

高度(km)	密度($\times 10^{-3} \text{cm/km}$)	含有量(%)
48-54	0.5	0.9
42-48	1.7	2.9
36-42	5.8	10.4
24-36	8.2	28.8
12-24	14.0	49.4
0-12	2.2	7.6

觀測結果，為瞭解臺灣上空之各種氣象因素所引起的臭氧量變化，勢必繼續加以研究。

參 考 文 獻

1. W.M.O. Technical Note. No. 36. 1961.
2. Geophysical Magazine. Vol. 30, 32. 1964.
3. Advances in Geophysics. Vol. 11. 1965.
4. Papers in Meteorology and Geophysics. Vol. 17. 1966.
5. Journal of Meteorological Society of Japan. Vol. 42. 1969.
6. Journal of the Aerological observator at Tateno. 1959-1965.