

台灣臭氧剖面之年季變化

徐光蓉*, 張修武§

*國立台灣大學大氣科學系, §中央氣象局

摘要:

中央氣象局自 1991 年起, 開始兩週一次的臭氧探空觀測, 本研究利用中央氣象局十年左右的資料, 分析臭氧垂直剖面的年季變化, 及不同高度上之趨勢變化. 由於許多文獻顯示 Pinatubo 火山爆發的影響持續近一年, 因此在資料分析前先測試不同長度的資料性質. 每兩公里高的臭氧絕對值 (DU) 是由分壓及高度溫度積分得到. 由於探空結果並非每次都達到足夠高度, 資料的頻率並不一致, 因而無法分析臭氧量與準雙年震盪, 太陽黑子運動等的影響. 只能針對不同高度臭氧量作簡單的線性回歸. 初步結果顯示, 在高層對流層有顯著的臭氧減少, 十年 -13.9 到 -16.5%. 平流層在 22 到 26 公里處則有顯著的增加, 十年 +10.7 到 13.8%. 分析各個月份臭氧剖面之變化, 分析溫度變化與臭氧變化間相關, 發現大氣傳送是影響本地臭氧量變化的重要因素.

關鍵辭: 臭氧剖面變化, 季節變化, 對流層臭氧

一. 前言

光化學反應及大氣傳送是大氣中主要影響臭氧濃度分佈的主要變數, 許多研究希望能釐清這兩個因素是何者比較重要. 一些自然的

擾動, 如: 太陽黑子循環, 準雙年震盪等都會影響

平流層臭氧. 而許多研究顯示, 對流層中的臭氧有相當多的部分是由平流層入侵所致

[Fabian and Pruchnierwicz, 1977]. 臭氧前趨物質的長程傳送是偏遠地區對流層臭氧的主要來源 [Fishman and Crutzen, 1978; Liu et al., 1980]. TRACE-A 大型研究計畫結果顯示南美及非洲南部的生質燃燒是是臭氧前趨物質的主要來源

[Thompson et al., 1996]. 一些研究試圖解釋在中緯度冬末春初時之臭氧極大值的現象 [Monks, 2000]. 也有人認為對流層臭氧變化是氣象參數改變的結果 [Krishnamurti et al., 1993; Chandra et al., 1998].

多數研究認為流層中臭氧濃度應該上升, Logan (1994) 研究許多地區的對流層臭氧變化, 發現歐洲有顯著上升, 加拿大及美國幾乎沒有改變. 差別可能是地表及飛機的氮氧化物排放量是否改變所致. Hsu and Yung (1999) 分析 TOMS 衛星十四年的臭氧總量資料, 發現人為氟氯碳化物對臭氧總量影響, 在台北是每十年減少 0.92 % 比位置於南部成功的 1.77% 低. 因此懷疑是否因為台北為都會區, 氮氧化物排放可能較多, 臭氧產生多而削弱由氟氯碳化物產生的影響.

此外，亞洲國家這二三十年來快速經濟成長，引發許多的環境問題，不單是這些國家會受影響，也可能影響北太平洋地區對流層化學及美國西岸的空氣品質 (Prospero, et al., 1989; Blake, et al., 1999)。

本研究是利用中央氣象局自 1991 年以來每兩週一次的臭氧探空資料，討論對流層及低平流層臭氧的趨勢，在不同高度的變化，季節變化，及可能原因之探討。

二 資料整理

中央氣象局探空儀器是採用 Vaisala 臭氧探空 (ECC6A) 與一般探空儀 (RS80-15GE) 測量壓力，溫度，水氣及臭氧。部是每一刺探空都上昇到足夠高度，在本研究中只有探空上升超過 18 公里才用。有 90.1% 樣本符合此項選擇標準。Santer et al. (2003) 研究顯示，1992 年 Pinatubo 火山的影響可能持續到第二年，為了避免此因素的影響，使用 Null Hypothesis 測試資料的一致性，最後分析資料是選由 1993 年 4 月至 2002 年 10 月這一段時間的資料進行探討。

臭氧的探空資料對高度積分到 7 mbar，加入在不同月份的氣候值 (McPeters, Lavov, and Johnson, 1997)，獲得臭氧垂直總量。在這段時間通過台灣上空各種衛星與探空時間相同的共有 119 天，所得之臭氧總量與探空所得總量相比較，比例是 0.966，衛星資料略偏高。

三 結果討論

為了區分對流層及平流層臭氧，必須先訂

出對流層頂的位置，本研究是以 WMO (1957) 年的

兩公里高度溫度改變小於 2K 為準。十年多的探空資料顯示平均對流層頂為 16.81 Km，相當於壓力 96 hPa。高度在四月最低，十一月最高。對流層頂高度變化與對流層頂變化相互呼應，位置高則溫度低，反之亦然。十年多的資料顯示對流層頂逐漸上升，約十年壓力下降 0.7 hPa。或許是溫室效應在此地區的一個跡象。

對流層臭氧量的平均是 40.6 DU，與相同緯度的 Hilo, Hawaii 結果相似 (Ziemke and Chandra, 1999)。對流層臭氧以四月最多，十一月最少。簡單線性回歸得到的結果不顯著，十年約 1.5% 減少，並且也與原先預期對流層臭氧會增多不同。

垂直剖面分析發現有在十公里高度下幾乎無變化，10 到 16 公里高處下降趨勢可達十年 16.5%；22 到 26 公里則有顯著上升。如果討論整個剖面的季節變化，夏季多冬季少，兩者有近乎負相關的現象，春秋變化則介於兩者之間。以探空所得溫度資料作比對，發現溫度變化是引導臭氧變化的關鍵，因此大氣傳送在台灣這地方可能是控制大氣中臭氧變化的主要因素。

參考文獻

- Blake, N. J., D. R. Blake, O. W. Wingenter, B. C. Sive, L. M. McKenzie, J. P. Lopez, I. J. Simpson, H. E. Fuelberg, G. W. Sachse, B. E. Anderson, G. L. Gregory, M. A. Carroll, G. M. Albercook, F. S.

- Rowland (1999), Influence of southern hemisphere biomass burning on mid-tropospheric distribution of non-methane hydrocarbons and selected halocarbons over the remote South Pacific, *J. Geophys. Res.* 104, D13, 16213-16232.
- Fabian, P., and P. G. Pruchniewicz (1977), Meridional distribution of ozone in the troposphere and its seasonal variation, *J. Geophys. Res.*, 82, 2063- 2073.
- Fishman, J. and P. Crutzen (1978), The origin of ozone in the troposphere, *Nature*, 274, 855-858.
- Hsu, Kuang- Jung and Yuk Ling Yung (1999), Ozone trend over Taiwan from TOMS Data, *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 10, 619-632.
- Krishnamurti, T. N., H. E. Fuelberg, M. C. Sinha, D. Oosterhof, E. L. Bensman, and V. B. Kumar (1993), The meteorological environment of the tropospheric ozone maximum over the tropical South Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 98, 10,621 - 10,641.
- Liu, S. C., D. Kley, M. McFarland, J. D. Mahlman, and H. Levy II (1980), On the origin of tropospheric ozone, *J. Geophys. Res.*, 85, 7546 - 7552.
- Logan, Jennifer A. (1994), Trends in the vertical distribution of ozone: An analysis of ozonesonde data, *J. Geophys. Res.* 99, 25,553-25,585.
- Monks, P. S. (2000), A review of the observations and origins of the spring ozone maximum, *Atmos. Environ.*, 34, 3545-3561.
- McPeters, R. D., G. J. Labow, and B. J. Johnson (1997), A Satellite-derived ozone climatology for balloonsonde estimation of total column ozone, *J. Geophys. Res.*, 102, 8875 - 8885.
- Prospero, J. M., M. Uematsu, and D. L. Savoie (1989), Mineral aerosol transport to the Pacific Ocean in *Chemical Oceanography*, 10, edited by J. P. Riley and R. Chester, guest editor R. A. Duce, pp. 87-218, Academic Press, London, England.
- Santer, B. D., R. Sausen, T. M. L. Wigley, J. S. Boyle, K. AchutaRao, C. Doutriaux, J. E. Hansen, G. A. Meehl, E. Roeckner, R. Ruedy, G. Schmidt, and K. E. Taylor (2003), Behavior of tropopause height and atmospheric temperature in models, re-analyses, and observations: Decadal changes, *J. Geophys. Res.*, 108, D1m 4002, ACL 1-1 to ACL 1-22.
- Thompson, A. M., K. E. Pickering, D. P. McNamara, M. R. Schoeberl, R. D. Hudson, J. H. Kim, E. V. Browell, V. W. J. H. Kirchhoff, and D. E. Nganga (1996) Where did tropospheric ozone

over southern Africa and the tropical Atlantic come from in October 1992? Insights from TOMS, GTE/TRACE-A and SAFARI-92, J. Geophys. Res., 101, 24,251-24,278.

World Meteorological Organization (1957), Definition of the tropopause, WMO bull., 6, p.136.

Ziemke, J. R. and S. Chandra (1999), Seasonal and interannual variability in tropical tropospheric ozone, J. Geophys. Res., 104, 21,425 -21,442.

Figure 1. Contour map of monthly ozone anomaly.

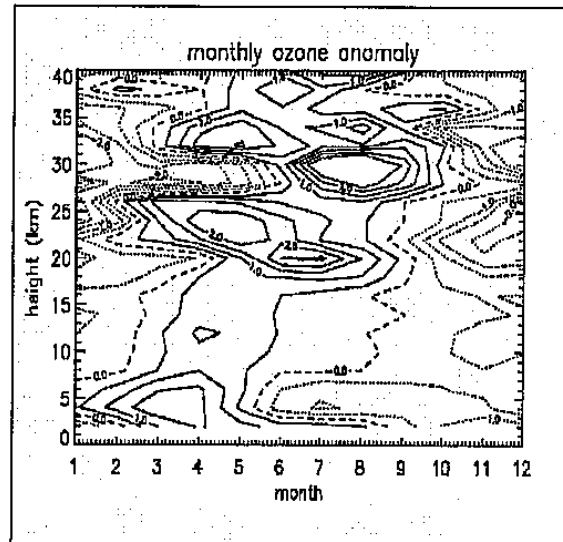


Figure 2. Contour of monthly temperature anomaly.

