氣象學報第三十三卷第四期（76年12月）

南極臭氧洞——現象與成因

柳　中　明

國立臺灣大學大氣科學系副教授

（收稿日期：76年9月25日；完稿日期76年10月20日）

摘　要

本文首先詳細介紹南極臭氧洞的現象，並討論爲何至今科學界仍無法確定它的成因。是否人爲污染足以造成臭氧洞？或僅是氣候變化造成環流改變，大氣傳送臭氧的能力逐年減弱之故？

最後本文將指出全球臭氧在 1980～1985 年間已減少 3 %，同期，東亞區臭氧亦約減少 3.8%。

關　鍵　詞：臭氧，南極臭氧洞，全球大氣污染

Key words: Ozone, Antarctic Ozone Hole, Global Atmospheric Pollution

一、引　言

1985年英國人 Farman et al. (1985) 指出南極 Halley Bay 上空總臭氧自1979年，每年春天10月含量不斷減少。次年，NASA Stolarski et al. (1986) 採用 NIMBUS-7 衛星上 TOMS 資料，證實南緯 45°至南極間，總臭氧逐年減少。即是「臭氧洞」的被發現。爾後，科學性論文如雨後春筍，一篇接着一篇，不斷企圖更了解臭氧洞，並提出富創意之成因可能。

爲何人類要研究臭氧？爲何「臭氧洞」的發現造成如此大的震撼？是否眞如輿論界所宣稱的，是因爲人類污染造成「臭氧洞」？若不是，還有其他解釋的方法嗎？

「臭氧洞」的發現爲大氣科學界，自1970年以來最爲重要的發現，誰能最先提出最完善與富創意的解釋，必將在科學研究歷史上，永爲世人所崇拜。

本文將臭氧洞的現象與可能成因，分別討論。最後並分析東亞總臭氧的變化。

二、現　象

2.1 大氣臭氧

爲何1920年起人類對大氣臭氧研究開始發生興趣？（Dütsch, 1981）。太陽光譜中約10%的能量屬紫外射線（UV），80%爲可見光，10%爲紅外射線（Liou, 1980）。大氣臭氧能吸收大部份 UV（0.3 μm 波長附近），避免 UV 抵達地面，傷害人體，破壞生態環境。因此長期監測臭氧，了解大氣變化，極爲重要。

大氣中臭氧的垂直剖面如圖1，最高濃度區約在10～100 mb 之間。總臭氧的季節與緯度變化如圖2，（單位1 D. U.=10^{-3} atm cm，代表單位面積垂直氣柱中臭氧量聚合後之高度。）顯然南、北極在春天時均會出現高濃度臭氧，南極高值區偏60°S；秋季時兩極均出現低值；赤道區在緯向上臭氧量最少。

總臭氧的長期變化，與10～100 mb 間低平流層臭氧含量的變化有極大的相關（圖3）。但 10 mb (30 km) 以上才是臭氧吸收 UV，進行光化學反應的主要區域（Dütsch, 1971），那麼 10 mb 以下臭氧高濃度區的季節性變化，就應是與大氣環流運動有極大的相關才是。肇因於此，中氣層 (middle atmosphere) 動力研究者對長期臭氧垂直剖面的變化，非常有興趣，因爲此資料可作爲研究對流層視以上環流的結構與長期變化的依據。

2.2 南極臭氧洞

Farman et al. (1985) 首先提出南極 Halley Bay (76°S, 27°E) 總臭氧自 1970 年起每年春天逐漸減少的現象。圖4顯示1979年以來已減少約40%的量。Stolarski et al. (1986) 採用 TOMS 資料，分辨出 45°S～南極間臭氧均有減少，也即是「臭氧洞」的首次被發現。圖5中 270

D.U. 的等值線，自1979年以來不斷向赤道擴張，1985年時極區已降至180 D.U. 以下。若分析緯向總臭氧平均，則圖 6 明白指出1979年以來至1985年，臭氧含量在 40°S～南極間，不斷減少。不過 1986 年却略有回升（Krueger et al., 1987）。

在 Farman et al. (1985) 之前，日本人 Chubachi (1984) 早已注意到 Syowa 站（69°S, 39°35′E）上空總臭氧自 1970 年以來逐年減少的現象，可惜未爲國際間所重視。因此，時至今日，只要提到臭氧洞，首要提及 Farman et al. (1985)。

Iwasaka and Kondoh (1987) 應用 Syowa 站的臭氧剖面資料，分析出垂直上臭氧減少最多是在10～25公里間（圖 7），並注意到同一地區的大氣溫度，有長期冷却的現象（圖 8）。臭氧遞減與溫度降低的正相關係數達0.96（11月）。Angell (1986) 取南極附近臭氧剖面與垂直探空資料，分析春季（9、10、11月）的平均變化，亦注意到臭氧與大氣溫度在10～25公里高度間正逐年遞減。

2.3 問題：

南極臭氧洞的發現，倒底隱含着那些值得深思的問題？ Molina and Rowland (1971) 首先提出噴霧器、冷媒、與發泡材料等需要之氯氟碳氫化合物（chloroflurocarbon, CFC），在對流層中不會受到破壞，而能傳送入平流層內，吸收 UV 而至光解。譬如：(CFC-12 (CCl_2F_2) 爲主要之 CFC 物質)

$$CCl_2F_2 + h\nu \longrightarrow CClF_2 + Cl \qquad (1)$$

所釋放之氯（Cl）能催化臭氧還原爲氧，但本身絲毫不受損傷

$$Cl + O_3 \longrightarrow ClO + O_2 \qquad (2)$$

$$O + ClO \longrightarrow Cl + O_2 \qquad (3)$$

$$\text{總：} O + O_3 \longrightarrow 2O_2 \qquad (4)$$

因此，臭氧遭受破壞，但氯氣却仍存在，繼續反應。同時，CFC 的生命期約爲100年，因此即使今日停止生產 CFC，100年內仍具潛力破壞臭氧。（此爲立法者主要考慮之處。）

因此臭氧洞的被發現，可能暗示 Molina and Rowland 的理論是正確的；而臭氧被破壞，UV 大量抵達地面，皮膚癌患者必將逐年增加，漁農產品的生態可能亦達到相當傷害。但，是否 CFC 眞的正在破壞臭氧？若是，爲何臭氧減少的現象在南極最爲明顯？又爲何只發生在春天？

事實上，依據化學模式分析，即若 CFC 每年增加 3％，60年後全球臭氧應才減少10％（圖 9）。那麼爲何南極臭氧洞在 5、6 年間減少40％？若再分析臭氧減少最明顯的地區，Cicerone (1987) 指出依據理論，模式應是在40公里附近（CFC 光解最重要地區），那麼爲何觀測所得最大減少區在10～25公里高度間？又且，爲何平流層臭氧具有逐年冷却的現象，是否因爲臭氧減少，吸收 UV 減少之故？

如果化學反應的理論不能完全解釋臭氧洞的發生，那麼尚有其他可能答案嗎？2.1 節分析圖 3，指出總臭氧的明顯變化應與大氣環流影響有相當大之相關，因此，是否平流層內環流正在逐年改變？

三、成　　因

3.1 光化學理論

鹵素（halogen family）中 Cl, Br 或氧化物 ClO, BrO 若存在大氣中，表 1 中 4 個催化過程將能有效地破壞臭氧。但若一定需光解 CFC 才能產生 Cl，則不可能在 10～25公里間，强烈破壞臭氧。爲解釋如何在10～25公里間產生大量 Cl, ClO，許多理論乃被提出。

Solomon et al. (1986) 以爲大氣中不斷增加的 CH_4 與 NO_2（人爲污染），有助於將 Cl 轉換成 HCl, $ClONO_2$ 等氯貯藏物（chlorine reservoir）。即

$$Cl + CH_4 \longrightarrow HCl + CH_3 \qquad (5)$$

$$ClO + NO_2 + M \longrightarrow ClONO_2 + M \qquad (6)$$

以阻止 Cl 去還原臭氧爲氧。再假設 HCl 與 $ClONO_2$ 在10～25 公里間含量大，則若存在某種機制，能將 Cl 自 HCl 與 $ClONO_2$ 中釋放，即可能解釋10～25公里處臭氧被大量破壞的現象。

在極區低平流層高度處，由於溫度極低（−70℃以下）冬季極夜（Polarnight）時可以發現極區平流層雲（PSC; Polar stratospheric cloud）。Austin et al. (1986) 指出1979年當低平流層區溫度高時，並無 PSC 被觀測到。此外，1982年春墨西哥 El Chichon 火山爆發，大量

塵粒（aerosol）被送入平流層內，並逐漸聚集於極區。是否1979年後臭氧減少與 PSC 的出現，El Chichon 火山輸出大量塵粒等有關呢？是否有助於化學反應過程呢？

純氣體的反應，一般稱爲同質反應（Homogeneoas Reaction），若加入異質如塵粒、雲粒子等即是異質反應（Heteorogeneous Reaction）。

Solomon et al.（1986）提出異質反應能有助於自氯貯藏物中釋放 Cl。也即 PSC 或火山塵粒能加速下二反應：

$$HCl+ClONO_2 \xrightarrow{particle} HNO_3+Cl_2 \quad (7)$$

$$H_2O+ClONO_2 \xrightarrow{particle} HNO_3+HOCl \quad (8)$$

表一：Cl 催化臭氧循環

Table 1: The chlorine-ozone catalytic cycles

催化循環一：
$Cl+O_3 \rightarrow ClO+O_2$
$O+ClO \rightarrow Cl+O_2$
Net $O+O_3 \rightarrow 2O_2$
催化循環二：
$OH+O_3 \rightarrow HO_2+O_2$
$Cl+O_3 \rightarrow ClO+O_2$
$HO_2+ClO \rightarrow HOCl+O_2$
$HOCl+h\nu \rightarrow OH+Cl$
Net $2O_3 \rightarrow 3O_2$
催化循環三：
$Cl+O_3 \rightarrow ClO+O_2$
$Cl+O_3 \rightarrow ClO+O_2$
$ClO+ClO+M \rightarrow (ClO)_2+M$
$(ClO)_2+h\nu \rightarrow Cl+ClOO$
$ClOO+M \rightarrow Cl+O_2+M$
Net $2O_3 \rightarrow 3O_2$
催化循環四：
$Cl+O_3 \rightarrow ClO+O_2$
$Br+O_3 \rightarrow BrO+O_2$
$ClO+BrO \rightarrow Cl+Br+O_2$
Net $2O_3 \rightarrow 3O_2$

但必需大氣中 NO_2 含量少，以避免消耗 Cl，又再度形成 $ClONO_2$。Solomon et al. 並以1978年南極 HNO_3 氣體測量資料，無法以正常氣體同質反應說明，而需以異質反應理論求證的看法，强證其理論的價值。

McElroy et al.（1986）亦同意異質反應重要，但以爲 OClO 亦爲重要之氯貯藏物。並提出 NO_2 將依以下反應而減少：

$$NO_2+O_3 \longrightarrow NO_3+O_2 \quad (9)$$

$$NO_3+NO_2+M \longrightarrow N_2O_5+M \quad (10)$$

$$N_2O_5+H_2O \xrightarrow{particle} 2HNO_3 \quad (11)$$

並以爲(7)、(8)二式中還原 $ClONO_2$ 較爲重要，所產生之 HOCl，將光解產生 Cl：

$$HOCl+h\nu \longrightarrow OH+Cl \quad (12)$$

OH 氧化物（radical）再與(8)、(11)產生之 HNO_3 反應：

$$OH+HNO_3 \longrightarrow H_2O+NO_3 \quad (13)$$

$$NO_3+h\nu \longrightarrow NO_2+O \quad (14)$$

產生之 NO_2 主要進行(6)的反應，產生 $ClONO_2$，然後又回到(8)、(12)、(13)、(14)、(6)的循環反應之中，不斷釋放 Cl。

Crtuzen and Arnold（1986）以爲 NO_x（NO_2+NO_3）在冬季黑夜時，依(9)、(10)式生成 N_2O_5，在溫度極低（215～210°K）的 PSC 表面或層粒表面，依(11)式生成 HNO_3，同時 $ClONO_2$ 依(8)式生成 HNO_3。然後 HNO_3 在205°K 之低溫下，成爲 PSC 的凝結後，依異質結核過程（Heteorogeneous Nucleation）形成冰晶。如此 NO_x 與 HNO_3 均被大量移出大氣中，以避免可能依以下反應，消滅重要之 OH 氧化物（radical）：

$$OH+HNO_3 \longrightarrow H_2O+NO_3 \quad (15)$$

$$NO_3+h\nu \longrightarrow NO_2+O \quad (16)$$

$$NO_2+OH+M \longrightarrow HNO_3+M \quad (17)$$

$$總：2OH \longrightarrow H_2O+O \quad (18)$$

而，OH 主要自電離反應中產生，生成後能與 CH_4 反應，以消除 CH_4 進行(5)式生成 HCl 的可能。但若生成 HCl（或 HBr），亦可與之反應，放出 Cl（或 Br）：

$$CH_4+OH(+O_2)\longrightarrow CH_3O_2+H_2O \quad (19)$$
$$HCl+OH\longrightarrow Cl+H_2O \quad (20)$$
$$HBr+OH\longrightarrow Br+H_2O \quad (21)$$

所以 Crutzen and Arnold 主要强調 OH 的重要性，以及 Cl, Br 是由 HCl 或 HBr 中釋放出來。

Krüger et al. (1987) 則以爲 CFC 的光解由於異質物（火山塵粒，或 PSC）的介入，所需吸收的UV波段波長可以加長（偏移 7500 cm^{-1}），而較長波段含較强能量。因此光解速率加大，同時在較低層（10～25公里間）即可吸收到UV，而不需至高層（40公里）吸收波長較短，能量較少，穿透大氣量寡的UV。圖10顯示吸收波段偏移後，CFC 的光解速度在 25km 以下增快至少100倍。

Tung et al. (1986) 亦認爲異質反應有助於將 Cl, Br 自貯藏物（reservoir）中釋放，因此 NO_x 含量需少，以避免再恢復形成 $ClONO_2$，同時以爲 ClO 與 BrO 能反應形成 OClO。

$$ClO+BrO\longrightarrow Br+OClO \quad (22)$$

所以 OClO 在冬天極夜時大量形成，爲最佳之氣貯藏物，因爲春天太陽光一出現就會立刻光解出 ClO，然後立刻進行還原臭氧爲氧的工作。

綜結而言，異質反應理論，以爲① PSC 與火山塵粒在近幾年大量生成（或增加），有助於加速 Cl 或 Br 自貯藏物中加速被釋放。②空氣中 $NO_x(NO_2+NO_3)$ 含量必需極低，才能避免與 Cl, Br 再反應形成貯藏物。③Crutzen and Arnold 以爲反應過程中形成的 HNO_3 將成爲 PSC 的異質凝結核，而大量自空氣中消失。④ Tung et al 以爲極夜時大量 OClO 形成，春天初期迅速光解，放出 ClO。⑤當春天 NO_x 含量恢復正常時，臭氧減少現象將結束。

1986年南極春季（8、9、10月），美國派出 NOZE (National Ozone Expedition) 研究隊，遠赴南極 McMurdo 站 (78°S, 167°E) 測量臭氧，大氣溫度……等有關資料，而發現：

(1)垂直氣柱中 NO_2 分子數在春季初約在 $1\times10^{15}cm^{-2}$ 間，且不具日夜變化，至9月中不斷增加，10月中即逐漸回復到模式所預期之 3×10^{15} cm^{-2} 分子數 (Mount et al., 1987)（圖11）。此資料强烈支持異質反應理論。

(2)垂直氣柱中 OClO 分子數在初春時約爲 $2\times10^{13}cm^{-2}$，而後逐漸減少，至10月中降至 $5\times10^{12}cm^{-2}$ 分子數以下 (Solomon et al., 1987)（圖12）。若與美國 Boulder、加拿大 Gimli 資料相比，顯示初春時 OClO 含量約爲其他地區 5～10倍以上。此資料强烈支持 Tung et al. 的看法。

雖然至今光化學異質反應理論，尚無法完全置入模式中，以充份模擬1979～1986年間之長期年際變化，但 NOZE 研究隊，1986 年的成果强烈支持此理論。不過，仍有二點缺憾：

①爲何臭氧洞包括45°～南極間區域？PSC目前僅在南極被發現，並未在較低緯度區出現，即若異質反應理論能解釋南極臭氧減少的現象，將仍無法解釋較低緯度臭氧減少的事實。

②低平流層溫度降低，是否因爲臭氧減少，而致吸收之 UV 量減少之故？此點尚待詳細分析證實。

3.2 動力傳送理論

Tung et al. (1986), Mahlman and Fels (1986), Newman and Schoeberl (1986) 等以爲總臭氧的長期變化，應與10～25km 高度間大氣環流傳送臭氧有關（參考圖2）。

以下分二部份解釋動力傳送理論：

(一)行星尺度波動 (PSW; Planetary-Scale Wave) 與臭氧。

表二：1979～1985 年間 FSSW 日期

Table 2: The date of FSSW from 1979 to 1985

年	FSSW 發生日期
1979	10 月 14 日
1980	11 月 10 日
1981	11 月 5 日
1982	10 月 19 日
1983	10 月 31 日
1984	10 月 30 日
1985	11 月 2 日

冬季時，對流層內大氣向上（平流層）傳送 PSW，波數爲1或2（McInturff, 1978）。波動傳送熱與臭氧，由低緯源區輸送至高緯冷區（低臭氧含量區）。爲平衡高緯區增加的熱量，緯向平均環流逐漸發展形成 45° S 以南之直接環流（direct cell）與 45° S 以北之非直接環流（Indirect-cell）（圖13）（Eliassen and Palm, 1961; Holton, 1974）。因科氏力作用，高緯區之非直接環流加强極區西風噴射氣流（Polar Night Jet）。但當約 10mb 處西風風速加强到與 PSW 的位移速（Phase Speed）相當時，波動無法再向上傳送（Critical-level theory, Mastuno (1971))。因此在極短時間內，極區聚集大量熱（7日內可增溫 30～50°K），非直接環流也因此迅速瓦解，極區西風噴射氣流迅速減速，此即爲平流層突然增溫現象（SSW; Stratospheric Sudden Warming）（Holton, 1975）。SSW 的現象每年冬天兩極均會發生，次數多寡不一。若是發生在冬末春初之際，且爲最後一個，稱爲 FSSW（Final SSW）。冬季裏，SSW 的發生即爲主要自低緯熱區傳送熱量至高緯極夜區(Polar Night Area) 的過程。（McIntyre, 1982; Holton and Matsuno, 1984)

由於 PSW 在輸送熱時，亦同時輸送臭氧（Hartmann and Garcia, 1979; Wu and Geller, 1987），且 SSW 發生時，大量臭氧經不可逆混合過程（irreversible mixing process）（又稱波動破裂理論，wave breaking theory），由低緯源區輸送至高緯低濃度區。（McIntyre and Palmer, 1983, 1984; Leovy et al., 1985; Butchart and Remsberg, 1986）因此，當極區低平流層突然增溫時，總臭氧在極區亦迅速增加（McInturff, 1978; Wang et al., 1983）。Rood and Schoebel (1983) 並以爲 FSSW 發生後，極區附近累積的臭氧，即達到圖2中兩極春天的最高值（Spring maximum）。

以上討論，明白指出3點：①平流層內臭氧主要經由 PSW 自赤道源區傳送至高緯，冬季時尤其明顯（Wu and Geller, 1987）。②SSW 的發生顯示 PSW 的活躍性，若 PSW 愈强，SSW 愈明顯，FSSW（也即是最後一個 SSW 發生過後，大氣即由冬季狀態進入春季狀態），也應愈早發生（Newman and Schoeberl, 1986）。③冬季時極區低平流層（10～25公里高度間）內溫度增溫，應伴隨臭氧增加。若溫度降低，即表示 PSW 不活躍，臭氧輸送量減少（Mahlman and Fels, 1986）。

(二)動力傳送理論

動力傳送造成臭氧量在春天逐年減少的想法，基本上源自前節討論 PSW 與臭氧之概念中。主要包含：

(1) 1979 年以來 FSSW 發生的日期逐年延後（表2），顯示 PSW 的活躍性逐年衰退，因此冬季延長，極區氣旋區（Polar Vortex，請參考圖5中極區臭氧低濃度區，即相當於重力高度場內之氣旋區位置與大小）內溫度不斷下降。Nagatani and Miller (1987) 分析 1979 年以來 20° S～90° S 間 9 月 100mb 高度處 EP 通量（Eliassen-Palm flux，參考周、李 (1986)）輻合，發現其所導致的緯向西風減速率逐年迅速減少。因此，依據 Andrew et al. (1983) 估計，波動所促發的剩餘環流（residual circulation；請參考周、鄧 (1987)）應明顯減弱，所以熱量傳送入極區亦減少，極區氣旋區溫度應不斷下降。（可能 PSC 的發生也因此逐年增加。）

(2)剩餘環流減弱後，臭氧自赤道傳送入極區的效率降低（周、鄧，1987），赤道——極區間梯度加劇，因此冬季時極區臭氧量增加緩慢（Mahlman et al., 1986）。但是否赤道區臭氧增加呢？目前並無資料顯示此可能，事實上 Angell (1987) 分析地面總臭氧資料，顯示赤道區臭氧亦正逐年減少。不過減少速率較南極區爲緩。

(3)冬末時，南極低平流層氣溫已達到輻射平衡，即大氣環流傳送的熱，與長波輻射冷却的能量相平衡。但當春初太陽光抵達地面，地面迅速加熱，空氣柱中輻射熱增加，而長波輻射冷却量却無法迅速調整。因此低層含低臭氧濃度空氣胞受熱時流擧升，取代高層高濃度區的空氣胞，所以導致觀測之春初（9、10月）臭氧迅速減少的現象。(Tung et al. 1986)

以上(1)、(2)的想法由於 FSSW 確實每年延後，且低平流層氣溫冷却與臭氧減少之正相關存在，所以說服力極大。但(3)的觀點仍待商榷。Mahl-

man and Fels (1986)曾計算輻射導致的垂直上升速度，在 80° S，15公里處，10月時，約爲 5～10m·day^{-1}，與所預期之30m·day^{-1} 相差太遠。（若上升速度爲 30m·day^{-1} 2星期內才足以降低10%之總臭氧量。）Mahlman and Fels 以爲PSC的存在可能加强地表面受熱强度，但 NOZE 研究隊1986年並未測量到期望中的上升氣流速度。

3.3 結語：

化學理論與動力理論顯然各有合理解釋部份臭氧洞形成的可能，因此目前的想法趨向二者相互作用（Austin et al., 1987），但問題是如何定量分辨人爲污染的影響與大氣傳送的比重（NOAA, 1987）？

1987年南極春天臭氧洞是否更形嚴重？此將爲相當重要的資料。美國已派 AAOE (Airborne Antarctic Ozone Experiment) 研究隊與 NOZE-2 研究隊，共百餘位科學家與 DC-8, ER-2 二架飛機，進行至少37種以上不同實驗測量（AAOE, 1987）。希望更了解 NO_x, O_3, OClO, HNO_3, PSC, 極區氣流… 等在冬、春季時的情形。或許屆時吾人將更了解（或更迷惑）。

4. 全球臭氧與東亞臭氧

Angell (1987) 分析全球總臭氧資料（1960～1985）。指出全球臭氧在1960～1970年間緩慢增加，1970～1980年趨於一常值，但1980年以後，至1985年間已減少 3 %（圖14與表 3）（較化學模式預測 CFC 一年增加 3 %，60年後全球臭氧減少10%的速率爲快）。此文送出後，科學界大受震盪，NASA, NOAA 等已有組織地進行分析臭氧地面測站資料、衛星遙測資料、數值模擬研究，等工作，希望確切判斷是否全球臭氧已因人爲污染而大爲減少？

那麼臺灣附近東亞區臭氧是否在近 5 年內正逐年下降呢？

圖15 a、b、c、d、e、f 與 g 分別爲東亞臺北（25°02′N, 121°31′E), Kagoshima（31°38′N, 130°36′E），上海，昆明（25°01′N, 102°41′E），馬尼拉（14°38′N, 121°05′E），曼谷（13°44′N, 100°34′E），與新加坡（11°20′N, 103°53′E）等測站，自開始測量起之總臭氧月平均變化圖，圖中"+"符號代表每年之年平均臭氧量（或有資料期間內平均臭氧量）。明顯地東亞各站 1980～1985 年間臭氧均有減少趨向。若將各站1980年臭氧減去1985年臭氧，臺北約少17 D.U.（忽略1981與1982年之高臭氧量）；Kogashma 約少18 D.U.；上海約少12 D.U.；昆明約少 2 D.U.；馬尼拉約增加 3 D.U.；曼谷約少24 D.U.；新加坡約少 7 D.U.。故東亞區在1980～1985年間平均約減少11 D.U.，而平均總臭氧約爲 285 D.U.，故相當 1980～1985年間減少 3.8%的總臭氧。

當然若仔細分析圖15 a 與 b，目前臭氧量曾在過去出現，因此1980～1985年的臭氧減少趨向不應對人類生態環境立刻造成影響。但吾人仍建議開始進行UV長期測量監視，並分析近年來皮膚癌患者人數。同時吾人應進行更詳細的分析，確定東亞臭氧的減少趨向。譬如長期在臺灣設立垂直臭氧剖面觀測站等。

表三：1980至1985年間，總臭氧偏離長期平均的百分比
(DJF-12,1,2月平均)，(MAM-3,4,5月平均)，(JJA-6,7,8 月平均)，(SON-9,10,11 月平均)

Table 3: Percentage change in seasonal total ozone between 1980 and 1985 (DJF is December-January-February, etc.). (Angell, 1987)

	Season			
	DJF	MAM	JJA	SON
North polar	− 1.0	− 2.0	− 1.7	− 2.8
North temperate	− 1.3	− 3.4	− 2.2	− 1.1
Tropics	− 3.0	− 2.0	− 2.3	− 3.4
South temperate	− 3.8	− 2.7	− 0.8	− 3.2
South polar	− 4.3	− 1.0	− 1.9	−15.0
World	− 2.8	− 2.5	− 2.0	− 3.8

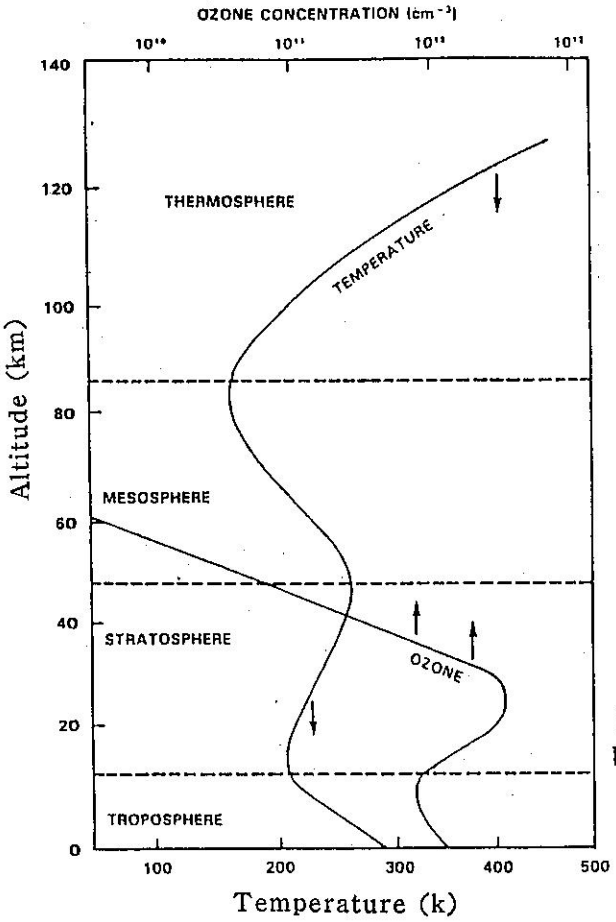


圖 1. 大氣溫度與臭氧剖面

Fig. 1. Temperature profile and ozone distribution in the atmosphere.

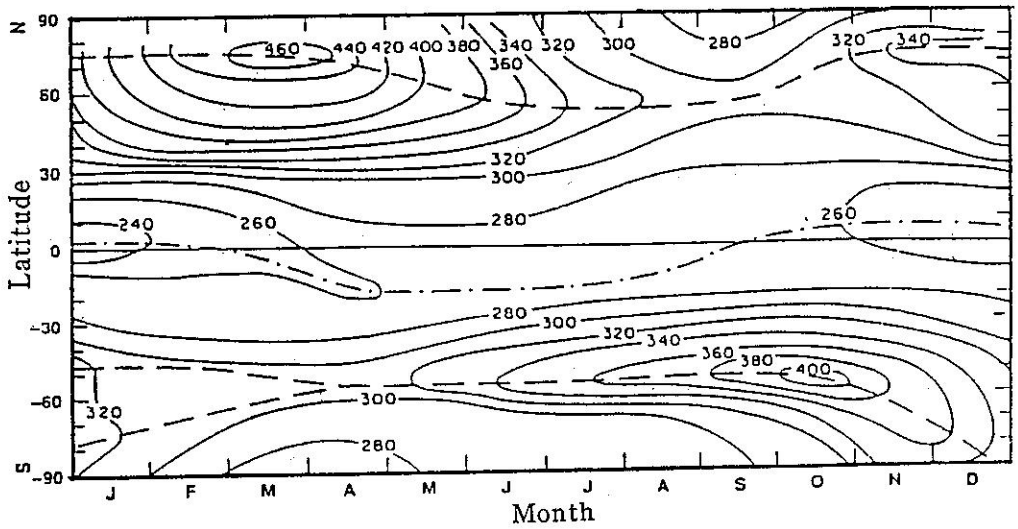


圖 2. 月平均總臭氧之時間與緯度變化圖

Fig. 2. Long-term average of the total amount of ozone (m-atm cm) as a function of latitude and season from ground-based data (1958-1980). The dashed lines show the maximum O_3 amount, and the dashed-dot line shows the maximum O_3 amount.

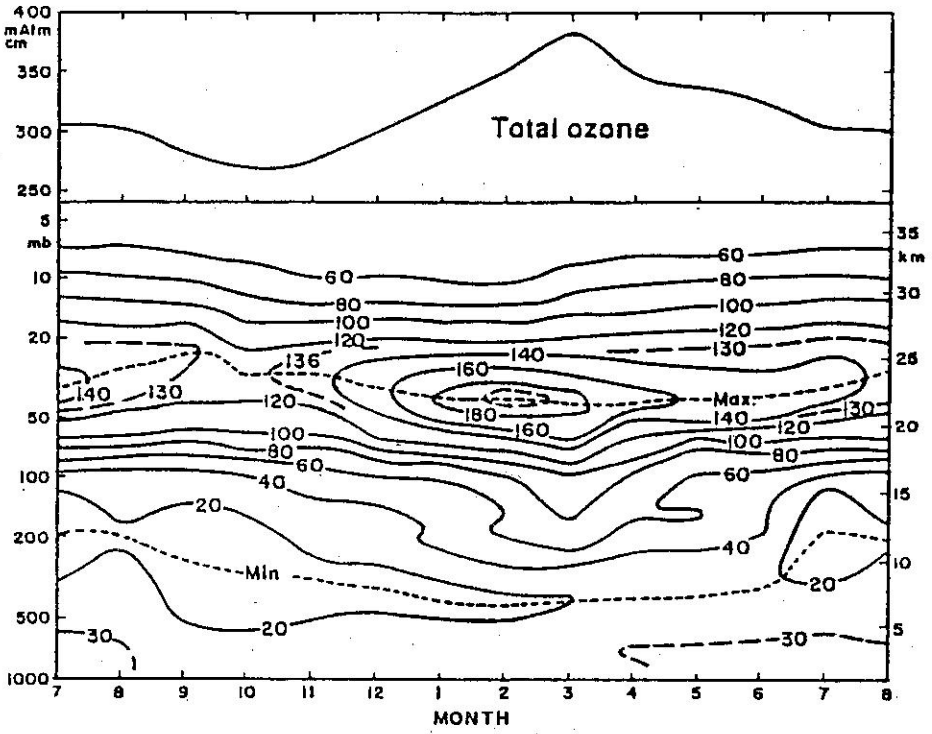


圖 3. 總臭氧與臭氧剖面之時間變化圖

Fig. 3. Time cross section of atmospheric ozone concentration over Boulder, Colo, 40°N

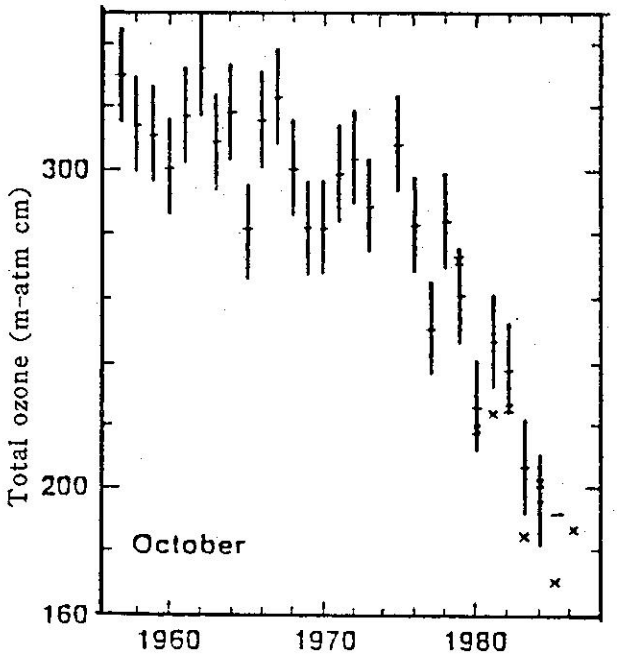


圖 4. 南極 Halley Bay 1957—1986 年間10月平均總臭氧變化圖 (Gceone, 1987)

Fig. 4. Mean values of the total O_3 measured over Antarica for the month of October for the years 1957 through 1986, at Halley Bay(76°S) are shown as horizontal lines (mean values) through vertical bars (±1 standard deviation).

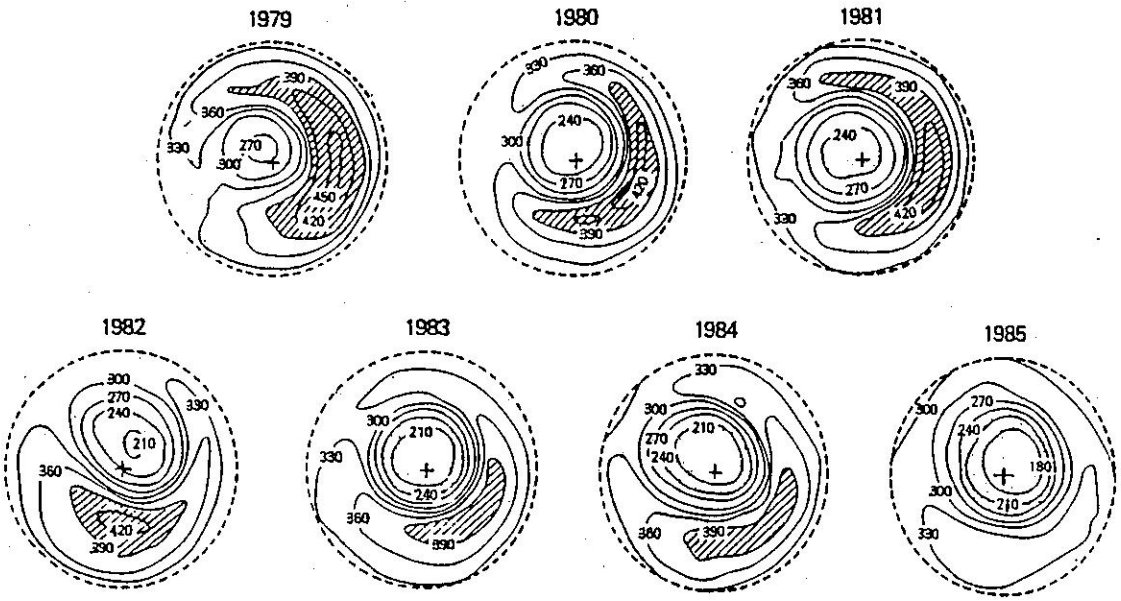


圖 5. 1979～1985年 TOMS 南半球10月平均總臭氧等值線圖
圖中 270 D.U. 等值線由 1979 年起不斷向赤道擴張，此即是臭氧洞。
(Stolarski et al., 1986)

Fig. 5. Six-year sequence of October monthly means of total ozone. South polar projections, with the pole indicated by a cross and 30°S latitude by a dashed circle. The Greenwich meridian is towards the top of each panel. Contours are every 30 DU. The shaded regions indicate monthly mean total ozone amounts of <240 DU and>390 DU.

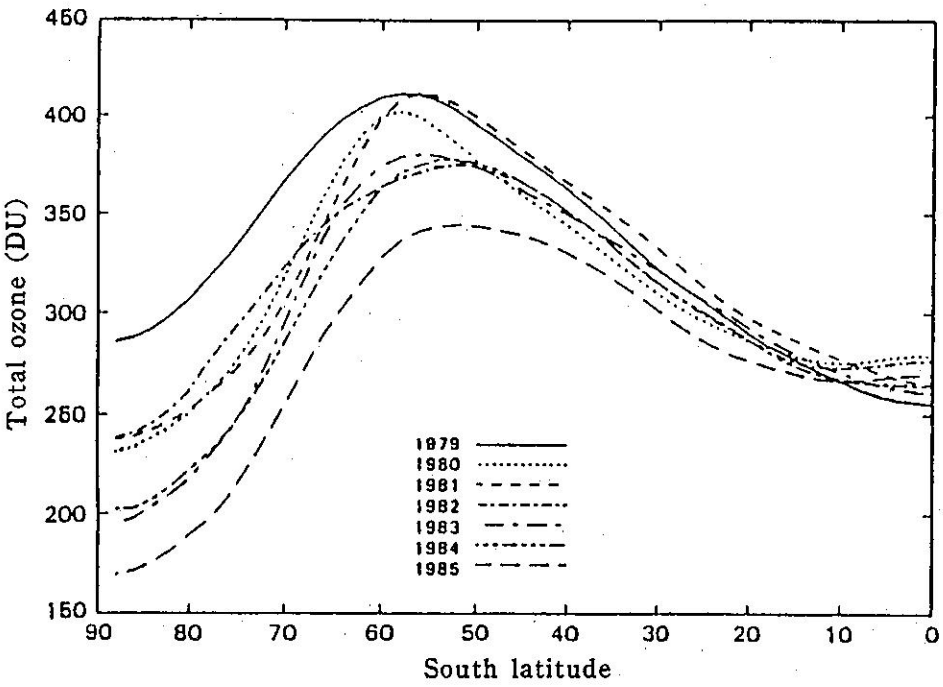


圖 6. TOMS 1979～1985年10月份平均，緯向平均總臭氧變化圖。(Angell, 1986)

Fig. 6. The zonal mean, monthly mean total ozone for seven Octobers.

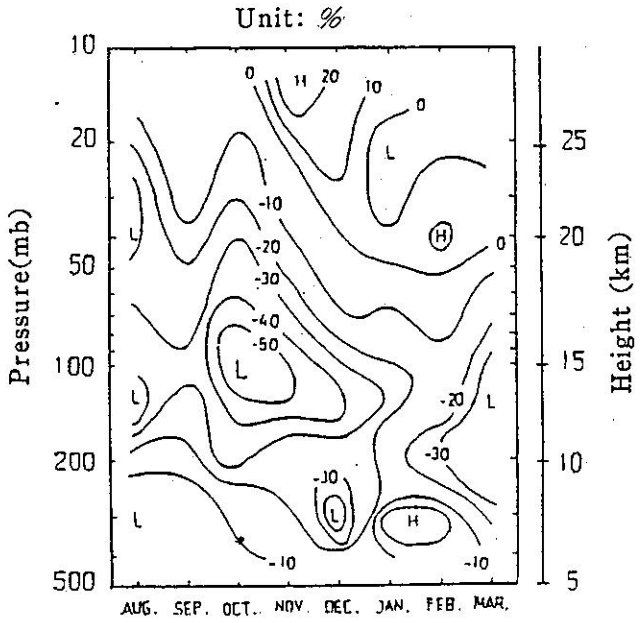


圖 7. 南極 Syowa 站時間～垂直剖面上 1981—1984 臭氧量偏離1971—1980 臭氧量的百分比等值圖 (Iwasaka and Kondoh, 1987)

Fig. 7. Distribution of ozone depletion ratio (%) from the period of 1971-1980 to that of 1981-1984.

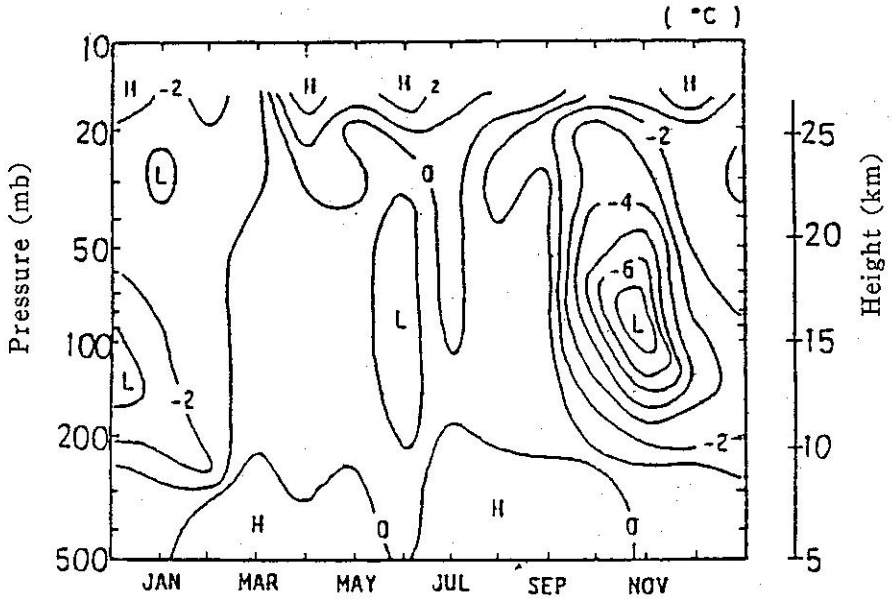


圖 8. 同圖7.，但爲溫度偏離分析。(Iwasaka and Kondoh, 1987)

Fig. 8. Difference of temperatures between averaged measurements in 1981-1985 and those in 1971-1980.

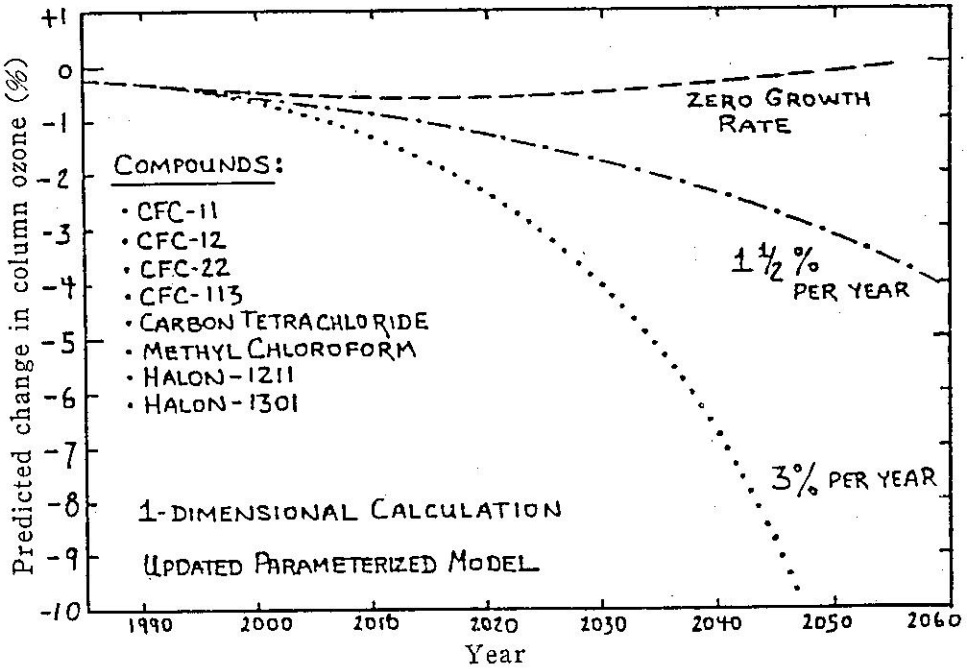


圖 9. 一維模式預測大氣中 CFC 由1985年起分別依不增加，每年1.5%增加與每年3%增加下，全球總臭氧年受損比率圖。(UNEP, 1987)

Fig. 9. Predicted global average column ozone changes for three growth-rate scenarios of chlorinated and brominated compounds and continued increases of CO_2, CH_4, and N_2O emissions. (Source. UNEP, 1987).

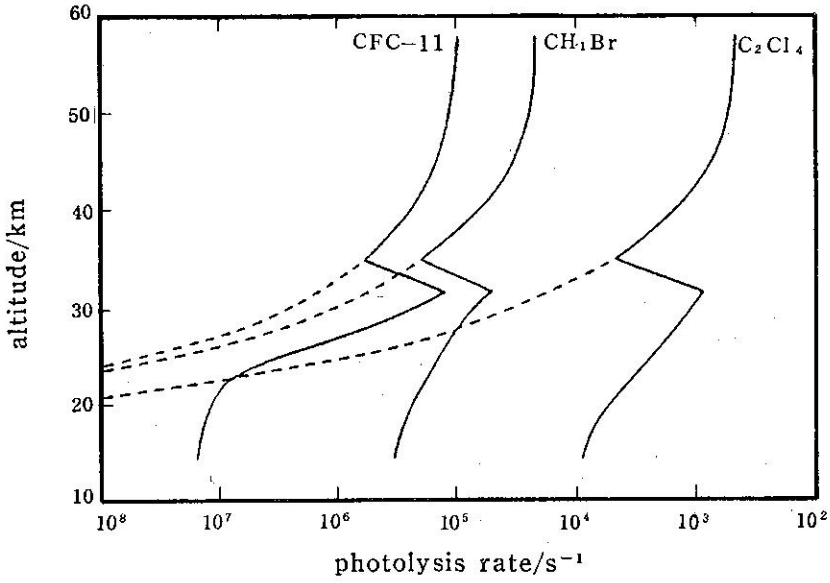


圖 10. CCl_3F, CH_3Br, 與 C_2Cl_4 等光解速率在正常時 (-----)，與吸收波段偏移 7500 cm^{-1} 時 (——)，垂直分佈圖。
(Krüger et al., 1987)

Fig. 10. Photolysis rates of CCl_3F(CFC-11), CH_3Br and C_2Cl_4 versus altitude, calculated with normal homogeneous absorption spectra (below and— above 31.2km) and with a shift by 7500 cm^{-1} to higher wavelengths between 14.3 km and 31.2 km(—).

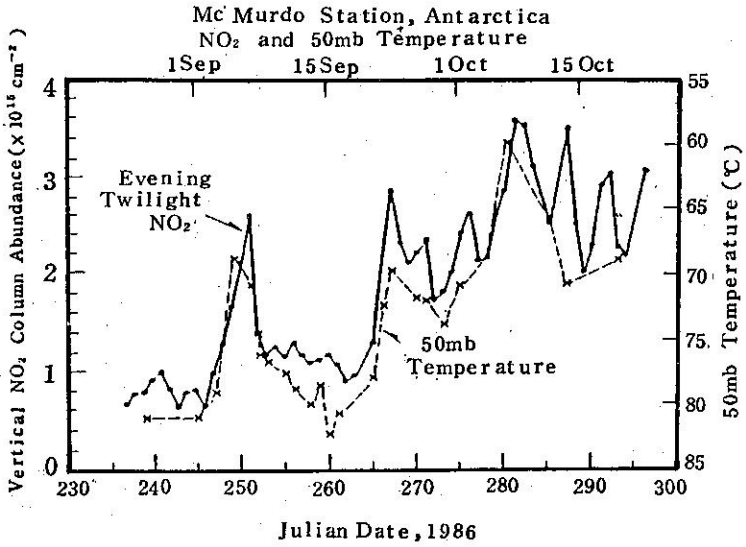


圖 11. 1986年NOZE 研究隊在南極 McMurdo 站所測 NO_2 分子數與 50 mb 氣溫由 9 月初起之變化圖。(Hount et al., 1987)

Fig. 11. Evening twilight observations of NO_2 along with 50-mbar temperatures at McMurdo.

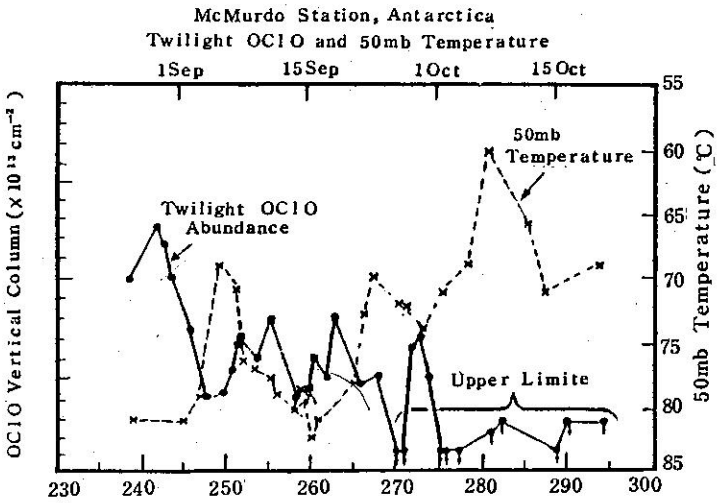


圖 12. 同圖11，但為 OClO 分子數變化圖。(Solomen et al., 1987)

Fig. 12. Temporal variation of OClO abundances, observed at twilight, along with 50-mbar temperatures from U.S. Navy radiosonde observations at McMurdo station from August 26 to October 21, 1986. Triangles indicate observations obtained with a second independent spectrometer on a few days near day 259.

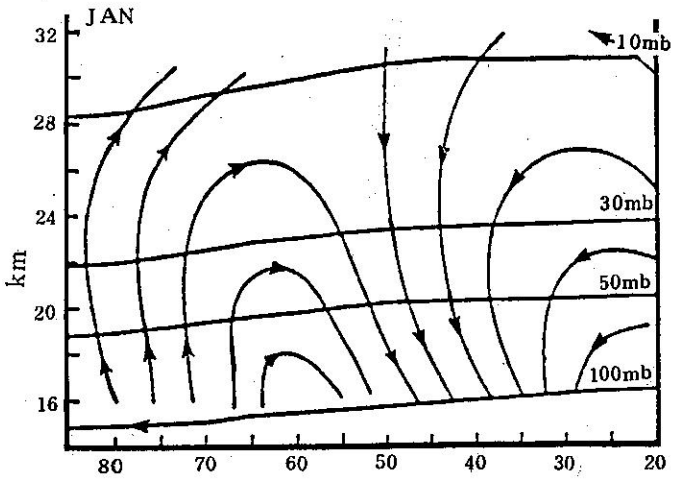


圖 13. 北半球低平流層，元月份平均緯向環流

Fig. 13. January mean meridional circulations in the Northern Hemisphere lower stratosphere.

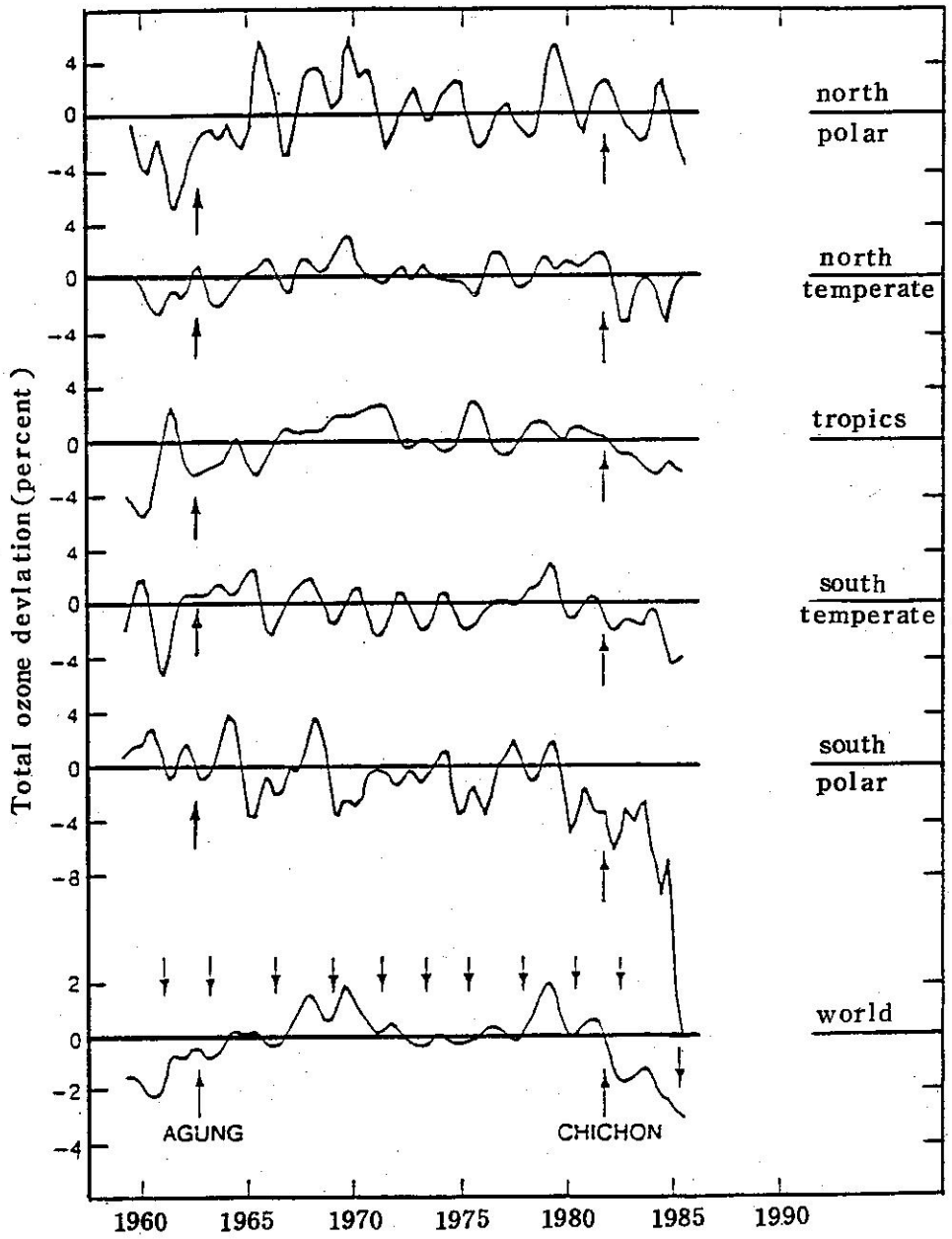


Fig. 14. The time variation of total ozone deviation from the long-term mean Since 1960 to 1985, of North polar, North Temperate, Tropics, South Temperate, South Polar and World.

圖 14. 1960～1985年間，北極區（60°～90°N），北半球中緯度地帶（30～60°N），赤道（30N～30°S），南半球中緯度地帶（30°～60°S），南極區（60°S～90°S）與全球，總臭氧偏離長期平均的百分比變化圖。(Angell, 1987)

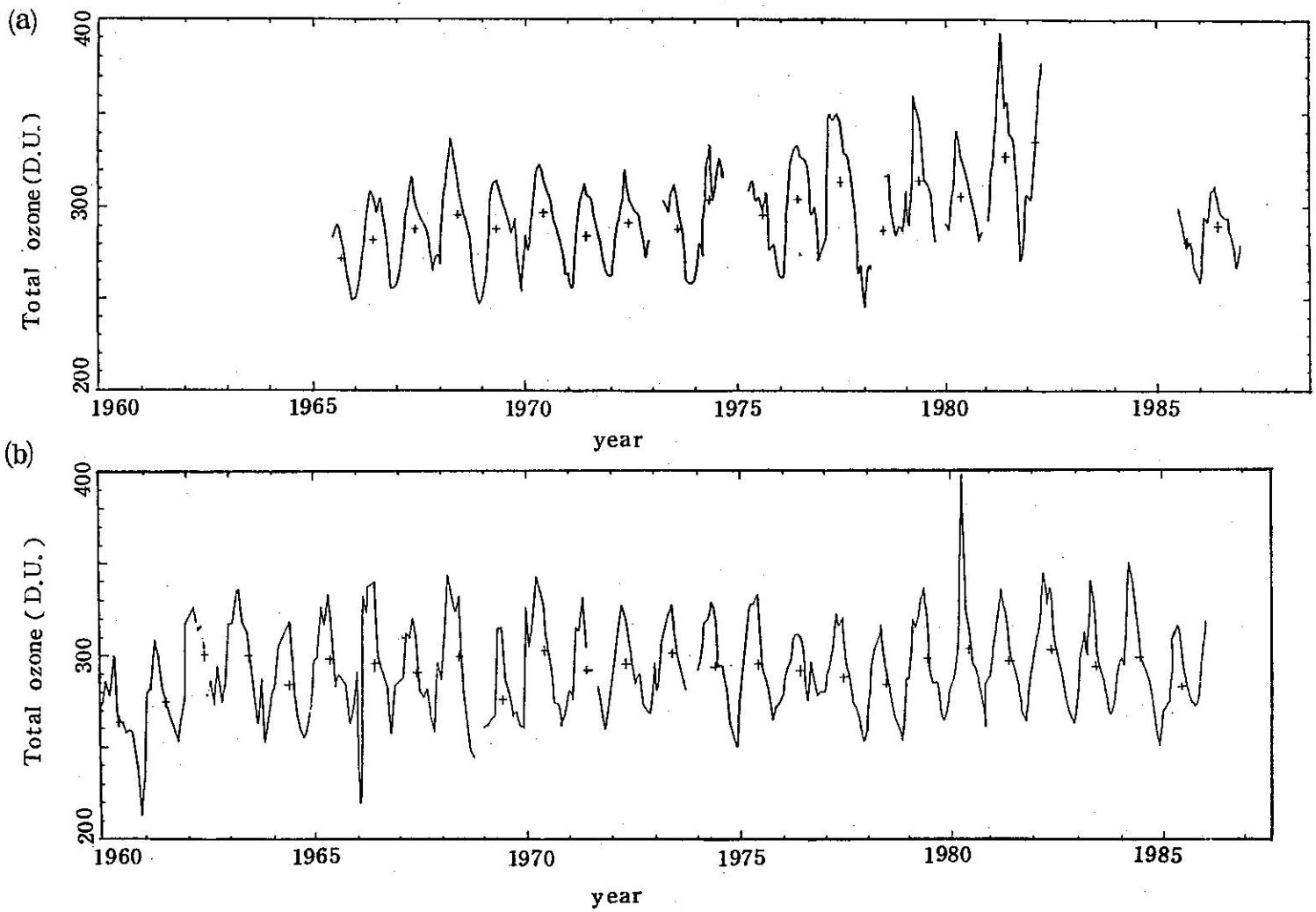
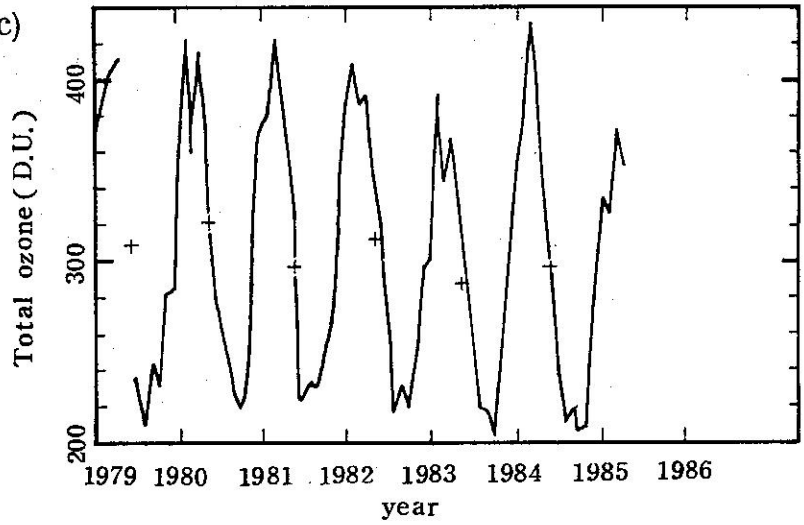


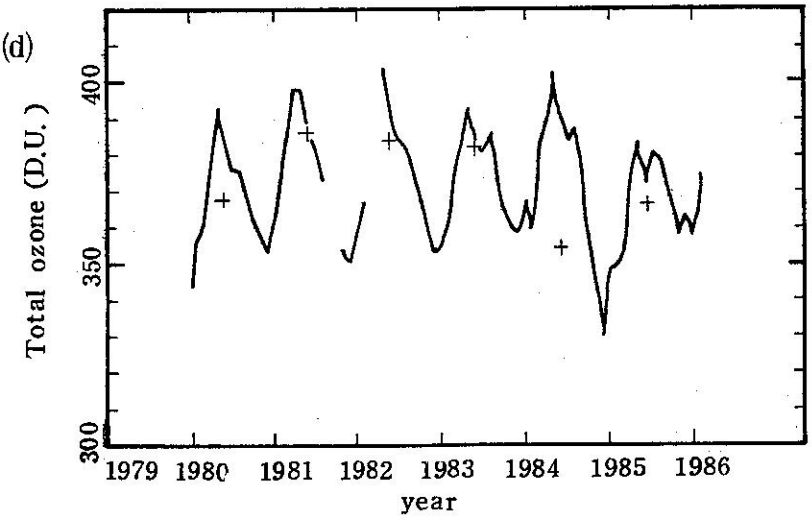
圖 15 (a)臺北、(b)Kagoshima、(c)上海、(d)昆明、(e)馬尼拉、(f)曼谷與(g)新加坡等地月平均總臭氧之時間變化圖。

Fig. 15 The time variation of monthly mean toal ozone of (a) Taipei, (b) Kagoshima, (c) Shanghai, (d) Kunming, (e) Manila, (f) Bangkok and (g) Singapore.

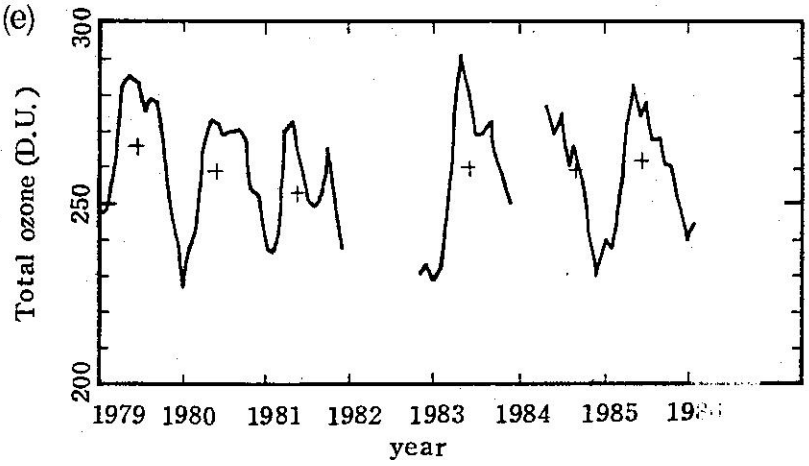
(c)


Total ozone (D.U.)
400
300
200
1979 1980 1981 1982 1983 1984 1985 1986
year

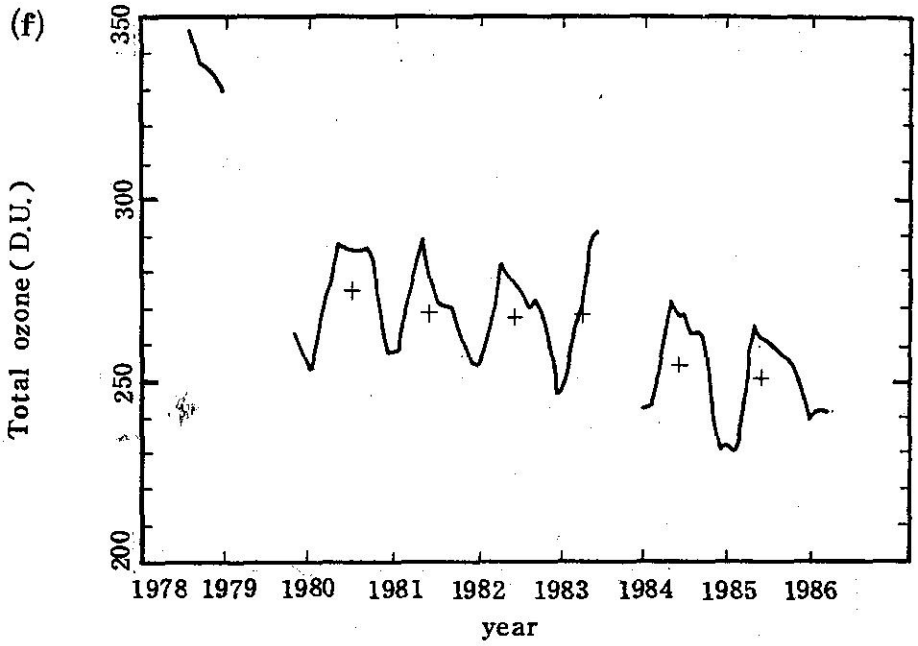
(d)


Total ozone (D.U.)
400
350
300
1979 1980 1981 1982 1983 1984 1985 1986
year

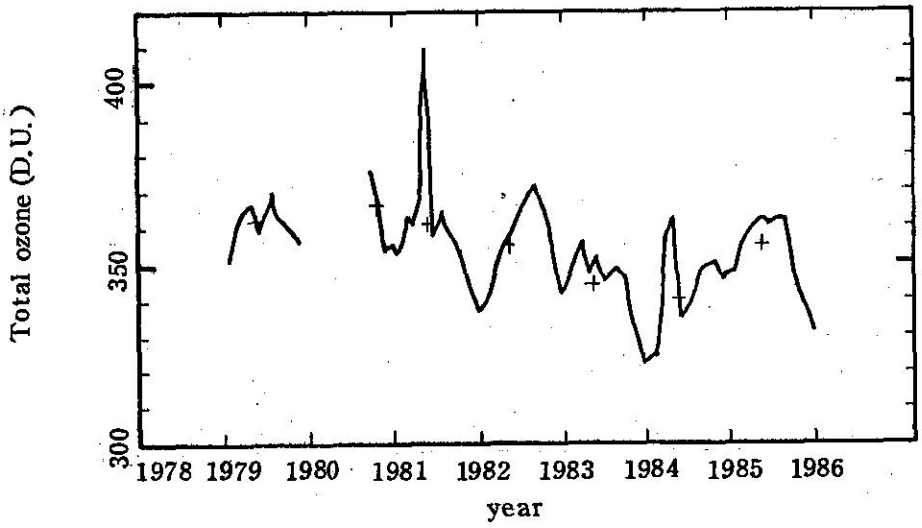
(e)


Total ozone (D.U.)
300
250
200
1979 1980 1981 1982 1983 1984 1985
year

(f)


Total ozone (D.U.)
350
300
250
200
1978 1979 1980 1981 1982 1983 1984 1985 1986
year

(g)


Total ozone (D.U.)
400
350
300
1978 1979 1980 1981 1982 1983 1984 1985 1986
year

誌　　謝

作者在此感謝美國 NOAA Aeronomy Lab 劉紹臣博士提供大量資料，以及中央研究院資助1987年8月9～22日參加 IUGG 會議發表論文。同時感謝周仲島博士的許多寶貴意見。並感謝中央氣象局陳福來科長提供東亞區總臭氧資料。最後感謝楊之遠博士鼓勵投稿「氣象學報」。

參 考 文 獻

周仲島、李淑貞，1986 渦流運動與季節平均緯向平均環流的診斷研究—E—P剖面圖的應用，大氣科學，13，33－52。

周仲島、鄧秀明，1987 全球二維模式在長生命期大氣追踪劑分析的研究，大氣科學，15，199－214。

AAOE 1987: Airborne Antarctic Ozone Experiment. 49 pp.

Andrews, D.G., J.D. Mahlman, and R.W. Sinclair, 1983: Eliassen-Palm diagnostics of wave-mean flow interaction in the GFDL "SKYHI" general circulation model, J. Atmos. Sci., 40, 2768-2784.

Angell, J.K., 1986: The close relation between antarctic total-ozone deplection and cooling of the antarctic low statosphere, Geophys. Res. Lett., 13, 1240-1243.

Angell, J.K., 1987: An update through 1985 of the variations in globel total ozone and north temperate layer-mean ozone, (Submitted to M.W.R.)

Austin, J., R.L. Jones, T.N. Palmer and A. F. Tuck, 1987: Circulation changes and chemistry: Implications for the destruction of ozone in antarctica. (Submitted to Nature).

Austin, J., E.E. Remsberg, R.L. Jones, and A.F. Tucks 1986: Polar stratospheric clouds inferred from satellite data, Geophys, Res. Lett., 13, 1256-1259.

Butchart, N., and E.E. Remsberg, 1986: The area of the stratospheric polar vortex as a diagnostic for tracer transport on an isentropic surface. J. Atmos. Sci., 43, 1319-1339.

Chubachi, S., 1984: Preliminary result of ozone observations at Syowa station from February, 1982 to January, 1983, Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue Jpn., 34, 13.

Cicerone, R. J., 1987: changes in stratospheric ozone, Science, 237, 35-42.

Crutzen, A. J., and F. Arnold, 1986: Nitric acid clod formation in the cold antarctic stratosphere: a major cause for the springtime ozone hole, Nature, 324, 651-555.

Dütsch, H.U., 1971: Photochemistry of atmospheric ozone. Advances in Geophys., 15, 219-322.

Dütsch, H.U., 1981: Ozone research-past-present-future. Bull. Amer. Meteor. Soc., 62, 213-217.

Eliassen, A., and E. Palm, 1961: On the transfer of energy instationary mountain waves. Geofysiske Publikasjoner, 12, 3, 1-23.

Farman, J.C., B.G. Gardiner, and J.D. Shanklin, 1985: Large losses of totel ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_X/NO_X insteraction, Nature, 315, 207-210.

Hartman, D.L., and P.R. Garcia, 1979: A Mechanistic model of ozone transport by planetany waves in the stratosphere. J. Atmos. Sci., 36, 350-364.

Holton, J.R., 1974: Forcing of mean flows by stationary waves. J. Atmos. Sci., 31, 942-945.

Holton, J.R., 1975: The dynamic meteorology of the strateosphere and mesophere. Meteor-Mon., 37, 218, pp.

Holton, J.R., and J. Matsuno, 1984: Dynamics of the Middle Atmosphere. Terra Scientific.

Iwasaka, Y., and K. Kondoh, 1987: Depletion of antarctic ozone: Height of ozone loss region and its temporal changes. Geophys. Res. Lett., 14, 87-90.

Krueger, A.J., M.R. Schoeberl, and R.S. Stolarski, 1987: TOMS observations of total ozone in the 1986 Antarctic Spring. (Submitted to Geophys. Research letters).

Krueger, B.C., G.Q. Wang and P. Fabian, 1987: The antarctic ozone depletion caused by heteorogeneous photolysis of halogenated hydrocarbons. Geophys. Res. Lett., 14, 523-526.

Leovy, C.B., C.-R. Sun, M.H. Hitchman, E.H. Remsberg, J.M. Russell, L. Gordley, J.C. Gille and L.V. Lyjak, 1985: Transport of ozone is the middle stratosphere: Evidence for planetary wave breaking. J. Atmos. Sci., 42, 230-244.

Liou, K.N. 1980: An introduction to atmospheric radiation. Academic Press, 392 pp.

Mahlman, J.D., and S.B. Fels., 1986: Antarctic ozone decreases: A dynamical cause? Geophys. Res. Lett., 13, 1316-1319.

Mahlman, J.D., H. Leovy II, and W. J. Moxim, 1986: Three-dimensional simulations of stratospheric N_2O: Predictions for other trace constituents, J. Geophys. Res., 91, D2, 2683-2707.

Matsuno, J. 1971: A dynamical model of the stratospheric sudden warming. J. Atmos. Sci., 28, 1479-1494.

McElroy, M.B., R.J. Salawitch, S.C. Wofsy and J.A. Logan, 1986: Reductions of antarctic ozone due to synergistic interactions of chlorine and bromine, Nature, 321, 759-762.

McInturff, R.M., 1978: stratospheric Warmings: Synoptic, Dynamic and General-circulation Aspects. NASA RP 1017.

McIntyre, M.E., 1982: How well do we understand the dynamics of stratospheric warmings? J. Meteor. Soc. Japan, 60, 37-65.

McIntyre, M.E., and J.N. Palmer, 1983: Breaking planetany waves in the stratosphere. Nature, 305, 593-600.

McIntyre, M.E., and J.N. Palmer, 1984: The "Surf-zone" in the stratosphere. J. Atmos. Terresi. Phys., 46, 825-850.

Molina, M., and F.S. Rowlond, 1974: Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: Chlorine atom-catalysed destruction of ozone, Nature, 249, 810-812.

Mount, G.H., R.W. Sanders, A.L. Schmeltekopf and S. Solomon, 1987: Visible spcetroscopy at McMurdo station, Antarctica. I. Overview and daily variation of NO_2 and O_3, Austrial Spring, 1986. J. Geophys. Res., 92, 8320-8328.

Nagatani, R.M., and A.J. Miller, 1987: The influence of lower stratospheric forcing on the October antarctic ozone decrease: (in preparation).

Newman, P., and M.R. Schoeberl, 1986: October antarctic temperature and total ozone trends from 1979-1985. Geophys. Res. Lett., 13, 1206-1209.

NOAA, 1987: Stratospheric ozone: The state of the science and NOAA's current and future research. 39 pp.

Rood, R.B., and M.R. Schoeberl, 1983: Ozone transport by diabatic and planetary wave circulations in a β plane. J. Geophys. Res., 88, 8491-8504.

Solomon, S., R.G. Garcia, F.S. Rowland, and D.J. Wuebbles, 1986: On the depletion of antarctic ozone, Nature, 321, 755-758.

Solomon, S., G.H. Mount, R.W., Sanders, and A.L. Schmeltekopf, 1987: Visible spectroscopy at McMurdo Station, Antarctica. 2. Observations of OClO J. Geophys. Res., 92, 8329-8338.

Stolarski, R.S., A.J. Krüger, M.R. Schoeberl, R.D. McPeters, P.A. Newman and J.C. Alpert, 1986: Nimbus 7 satellite measurements of the spring time Antarctic ozone decrease, Nature, 322, 808-811.

Tung, K.K., M.K.W. Ko, J.M. Rodriguez and N.D. Sze, 1986: Are antarctic ozone variations a manifestion of dynamics or chemistry? Nature, 322, 811-814.

United Nations Environmental Programme, 1987: Ad hoc scientific meeting to compare model generated assessments of ozone layer change for various strategies for CFC control (Würzburg, FRG, 9-10 April 1987), UNEP/NG. 167/2NF. 1, 31 pp.

Wang, P.H., M.P. McCormick and W.P. Chu, 1983: A study on the planetary wave transport of ozone during the late February 1979 stratospheric warming using the SAGE ozone observation and meteorological information. J. Atmos. Sci., 40, 2419-2431.

Wu, M.-F., and M.A. Geller, 1987: A study of global ozone transport and the role of planetary waves using satellite data. J. Geophys. Res., 92, 3081-3097.

Antarctic Ozone Hole—Fact and Cause

C. M. Liu

ABSTRACT

The phenomena of Antarctic ozone hole is detailedly presented in the beginning of this paper. Followings are to discuss the possible causes of the ozone hole, even though none of them are well proved to be correct,

Does human pollution cause the ozone hole? Or just the climatic change of the Atmospheric circulation?

In the end the trend of ozone decreasing in East Asia between 1980 and 1985 is presented, in along with the discussion of the world trend.