



El ozono estratosférico

Manuel Gil Ojeda

Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA)

Recibido: 22-V-2006 – Aceptado: 23-XI-2006 – **Versión original**

Correspondencia a: gilm@inta.es

Resumen

El ozono estratosférico adquirió una enorme relevancia hace dos décadas a raíz del descubrimiento de fuertes anomalías sobre la Antártida motivadas por gases de origen antropogénico. Desde esa fecha, la estratosfera se ha convertido en una de las líneas de investigación más financiadas. Como resultado de este apoyo se ha producido un considerable avance en técnicas de observación, dinámica en las regiones polares y, sobre todo, interacciones químicas entre las especies que influyen en el balance químico-radiativo del ozono. En el presente artículo se hace una revisión general de la distribución del ozono en la estratosfera, mecanismos que intervienen en su equilibrio, gases que contribuyen a su destrucción, situación actual y previsiones futuras del estado de salud de la capa.

1 Introducción

El descubrimiento, en 1985, de inesperadas destrucciones masivas de ozono en la estratosfera antártica durante la primavera austral inmediatamente convirtió este campo de investigación en prioritario. Ante las importantes consecuencias que la extensión de un fenómeno de estas características hacia latitudes más bajas podía implicar sobre el equilibrio del ecosistema, a través de los incrementos de radiación ultravioleta en el rango B (280-320 nm), se adoptaron medidas encaminadas, inicialmente, a conocer el origen de la destrucción, y más tarde a limitar la producción de aquellas especies implicadas directamente en el problema.

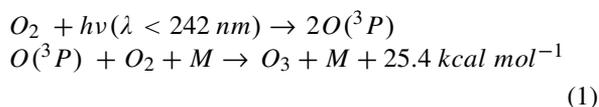
Los organismos de financiación de investigación, fundamentalmente la NSF en USA y los Programas Marco de I+D+I de la UE dedicaron una significativa cantidad de recursos que se ha traducido en un importante impulso a la investigación de la estratosfera, tanto en métodos de observación como en desarrollo de modelos.

En la actualidad puede decirse que se comprende bien la química y la dinámica de la región a macroescala aunque aún existen dudas sobre los mecanismos de microfísica sobre las nubes estratosféricas y los procesos de intercambio estratosfera-troposfera.

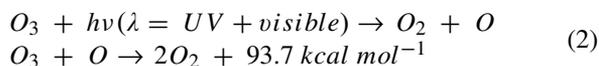
2 Descripción general de la estratosfera

La estructura vertical de la atmósfera terrestre se define, desde un punto de vista térmico, por los cambios en el signo de la pendiente del gradiente vertical de temperatura. Se denomina estratosfera la región con gradiente positivo con la altura, comprendida entre la troposfera y la mesosfera y se extiende entre alturas de 8-15 km y unos 50 km. El aumento de la temperatura con la altura es debido a la presencia del ozono en la región a través de las siguientes reacciones exotérmicas de formación y destrucción:

- Formación



- Destrucción



El resultado es que la estratosfera se calienta a expensas de la energía solar absorbida por el ciclo de reacciones denominado “atmósfera de sólo oxígeno” o de Chapman,



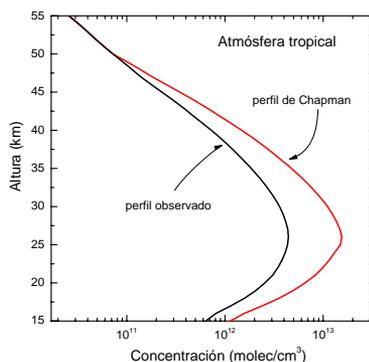


Figura 1. Distribución vertical de ozono usando las ecuaciones de Chapman (línea a trazos) y observada (línea continua).

por ser este científico británico el que lo propuso en 1930 para explicar la existencia de una capa de ozono en la estratosfera. La temperatura de cada capa es función de la cantidad de calor aportada y de la densidad del aire.

El modelo de Chapman se ha confirmado cómo válido en cuanto la producción de ozono pero resulta insuficiente para explicar los mecanismos de destrucción. De acuerdo con Chapman, la atmósfera debería tener un factor 4 más de ozono del que realmente existe (figura 1). En los años 60 y 70 se propusieron ciclos catalíticos de tres familias de gases; radicales OH, óxidos de nitrógeno y halógenos. El ciclo general es el siguiente:



donde X pueden ser básicamente NO, OH, ClO o BrO.

Mientras que la producción de los dos primeros es fundamentalmente natural, los compuestos clorados no existían en la estratosfera más que en concentraciones de un 1% de los valores actuales antes de la revolución industrial, o más exactamente hasta 1929 fecha del inicio de la producción comercial de CFCs (clorofluorocarburos). La contribución de las actividades humanas a las concentraciones observadas de compuestos bromados, es menor, de unas decenas por ciento, aunque la incertidumbre en la magnitud de la producción natural es alta. Más adelante volveremos a los halógenos.

En términos de concentración absoluta, la distribución vertical del ozono en la atmósfera presenta su máximo a unos 25 km, altura donde la relación producción/destrucción es máxima (figura 2). La concentración troposférica no supone más que el 10% de la columna total, y, además, su variabilidad es pequeña, por lo que en ocasiones se utiliza la columna total de ozono o TOC (valor integrado para la altura de toda la atmósfera) para el análisis de ozono en la estratosfera. Desde su máxima concentración absoluta, la

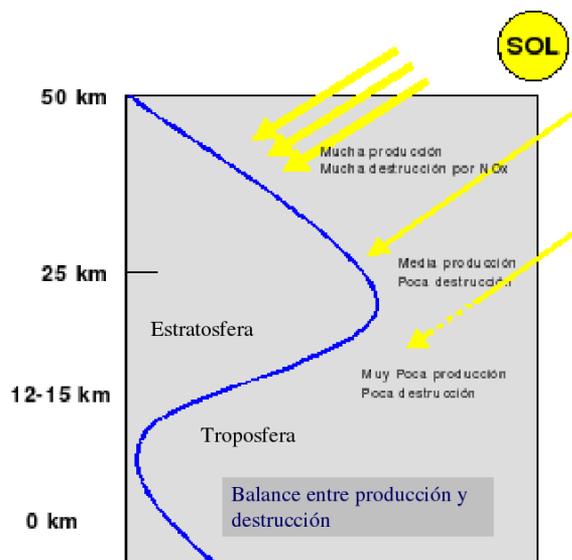


Figura 2. El máximo de concentración de ozono se encuentra a unos 25 km. En esta altura la relación producción/destrucción es máxima.

producción aumenta con la altura puesto que existe mayor concentración de oxígeno atómico disponible, pero la destrucción fotoquímica también lo hace, y más rápidamente. Por debajo del máximo la producción disminuye, pero la baja radiación y la ausencia de oxígeno atómico hacen que su tiempo de vida media (tiempo requerido para que, en ausencia de producción, su concentración disminuya a 1/e) es de varios meses. Es por esta razón por la que los estudios de transporte en escala global son necesarios para comprender cómo se distribuye el ozono alrededor de todo el globo.

Atendiendo a la distribución espacial global (figura 3) resulta paradójico contemplar que los mínimos de ozono total tienen lugar en el cinturón tropical, donde la radiación ultravioleta es mayor, y por tanto la producción de oxígeno atómico también lo es. Brewer y Dobson postularon en los años 50 un modelo conceptual basado en una célula meridiana hemisférica única con ascendencias en las regiones del cinturón de convergencia intertropical (ZCIT) y descensos en las regiones polares durante el invierno (figura 4). El modelo de célula Brewer-Dobson está aceptado en la actualidad, aunque una explicación detallada de los mecanismos dinámicos que la producen es todavía un tema abierto.

Una de las principales dificultades para su estudio es la pequeña magnitud de la velocidad del aire en sentido meridiano (según la célula). La circulación en la estratosfera es, desde luego horizontal, ya que los movimientos verticales son dificultados por el gradiente vertical superadiabático (aumento de temperatura con la altura), pero además es básicamente zonal, es decir siguiendo los círculos de los

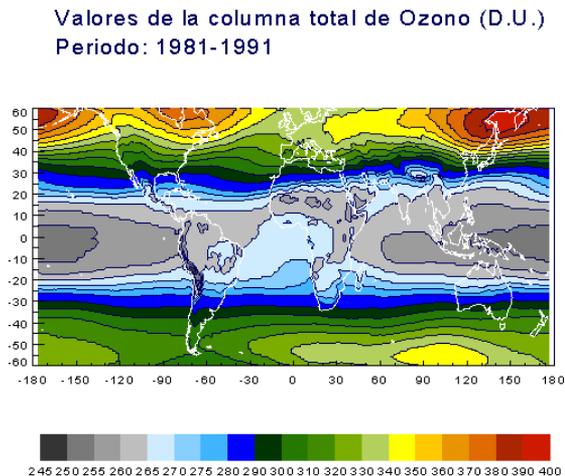


Figura 3. Los campos promedio de la columna de ozono obtenidos a partir de datos de satélite (TOMS), indican que existe una circulación meridiana en sentido a los polos que transporta este gas desde las regiones tropicales de producción hasta las regiones polares donde se acumula.

paralelos, con alguna actividad de ondas de largo periodo superpuesta al flujo básico. La aproximación geostrofica del viento, donde el gradiente de presión entre las áreas de alta y baja presión se equilibra con la fuerza debida a la aceleración de Coriolis, falla en las regiones muy cercanas al Ecuador donde la ecuación presenta una discontinuidad, y también donde la influencia del rozamiento es importante, pero es sustancialmente válida en la estratosfera donde las perturbaciones son de escala planetaria. El viento geostrofico debe corregirse de los efectos diabáticos de intercambio de calor no contemplados, pero puede utilizarse sin correcciones en periodos comprendidos entre 1 y 2 semanas. Frente al viento zonal el transporte meridiano es muy lento. Mientras que una partícula de aire invierte 7-10 días para dar una vuelta a la Tierra en dirección zonal W-E, necesita varios meses para recorrer el trayecto entre el ecuador y el polo. ¿Cuál es el mecanismo que hace que la máxima concentración de ozono se dé en las regiones polares a finales de invierno, allí donde la radiación solar es mínima?

Tradicionalmente se ha considerado que el motor de la célula estratosférica hemisférica era el gradiente meridiano de temperaturas entre el ecuador y el polo. Holton et al. (1995) propone que el transporte es inducido mediante “bombeo” impulsado por las ondas planetarias. En cualquier caso, el ozono producido en las regiones tropicales en la alta estratosfera es transportado a las regiones polares durante el invierno y la primavera, mientras existe gradiente hemisférico y la actividad de ondas planetarias es intensa, y cesa en verano. Por esta razón los máximos en latitudes medias y altas ocurren en primavera, y a partir de ahí el ozono disminuye lentamente por procesos químicos hasta que el invierno siguiente se pone en marcha de nuevo el

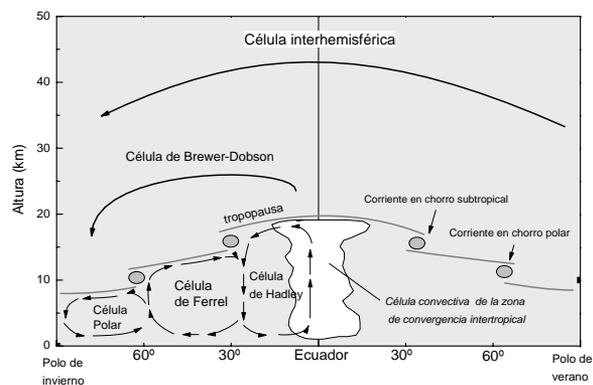


Figura 4. Esquema de circulación meridiana en la atmósfera. En la baja estratosfera existe una célula hemisférica forzada radiativamente (el desigual calentamiento entre ecuador y polos induce un gradiente meridiano) conocida como célula de Brewer-Dobson.

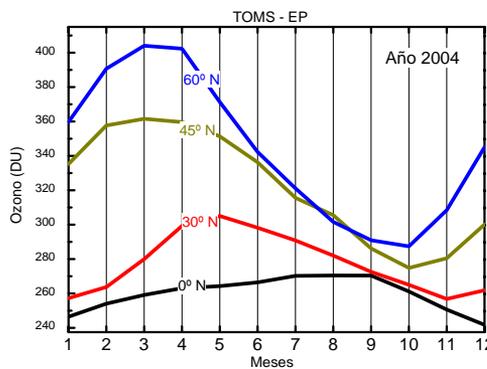


Figura 5. Distribución anual de la columna de ozono. En las regiones polares existe una fuerte diferencia estacional. En los trópicos, por el contrario, es muy estable a lo largo del año.

mecanismo “de bombeo” hacia el polo. De este modo se obtiene una gran variabilidad en los polos, pero todo el globo terrestre está cubierto durante todo el año de una capa de ozono más o menos homogénea (figura 5).

La densidad de ozono en la atmósfera es extraordinariamente baja ($< 4 \times 10^{-6}\%$ del aire), pero su capacidad de absorción de la radiación ultravioleta energética, de longitudes de onda inferiores a 300 nm (UVB lejano y UVC), es tan elevada que filtra por completo toda la radiación procedente del sol. A 280 nm, por ejemplo, con el sol en el cenit, sólo el 1 % de la radiación alcanza la altura de 30 km (figura 6). Por esta razón, la vida es posible incluso en latitudes donde la capa de ozono es más débil y los ángulos cenitales solares muy bajos.

Los gases que mantienen la densidad de ozono en sus valores de equilibrio tienen sus fuentes en compuestos muy

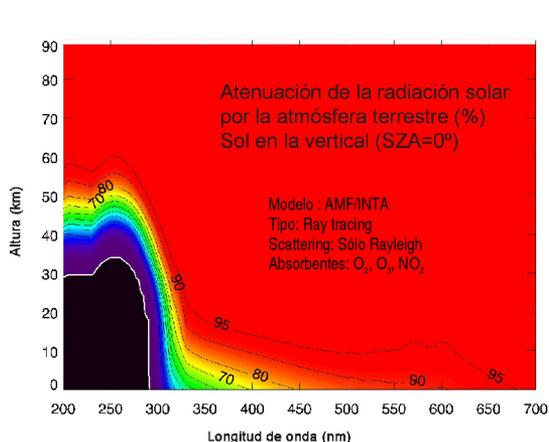


Figura 6. Proporción de radiación solar cenital que alcanza los distintos niveles atmosféricos. En la región UV-B (280-320 nm), el fuerte gradiente hace que pequeñas variaciones de ozono se traduzcan en importantes cambios en la intensidad que se recibe en la superficie (Modelo INTATRANS). La isolínea blanca representa la altura en la que se alcanza el 1% de la radiación extraterrestre.

estables de origen troposférico. Los óxidos de nitrógeno proceden del óxido nítrico, los radicales OH de la oxidación del metano y los óxidos de elementos halogenados de los CFCs, halocarburos y sus sustitutos (tabla 1).

Con vidas medias muy largas, los compuestos son transportados a la estratosfera, donde son descompuestos, generalmente por fotólisis en el ultravioleta B y C. Los óxidos producidos entran en los ciclos de la química del ozono.

Tradicionalmente se ha considerado la zona de convergencia intertropical (ITCZ) como el cinturón por donde los gases fuente accedían a la estratosfera. En especial la región de Indonesia donde la actividad convectiva es máxima. Holton ha propuesto como segunda opción el transporte quasi-horizontal sobre superficies isentrópicas en las regiones extratropicales, cerca de las corrientes en chorro subtropical y polar. Mientras que la proporción de intercambio troposfera-estratosfera en esta región puede ser globalmente importante, sobre todo en la entrada irreversible de aire estratosférico a la troposfera, los datos aportados por satélites sobre la distribución global de compuestos de larga vida son concluyentes: Los máximos en la estratosfera se encuentran en las regiones tropicales indicando que es esa la región principal de entrada de aire troposférico a la estratosfera (figura 7).

Actualmente sabemos que los intercambios de materia y energía con la troposfera controlan el equilibrio termodinámico de la región y que la química, y, en particular, las concentraciones de ozono dependen fundamentalmente de gases emitidos desde la superficie por lo que resulta obsoleta la visión clásica de la estratosfera como un sistema aislado, sin interacción importante con otras regiones de la atmósfera.

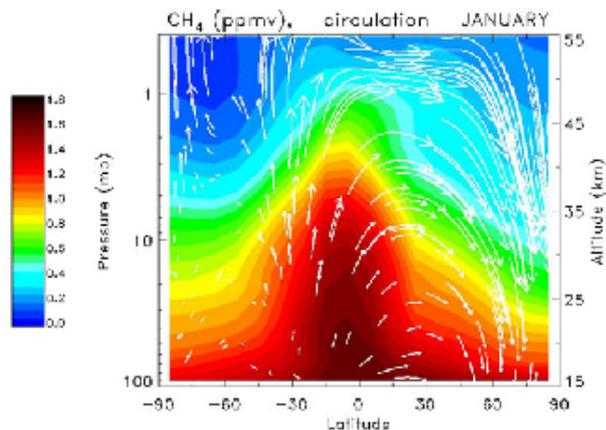


Figura 7. El corte meridiano de metano (producido en la superficie terrestre) obtenido por el instrumento orbital HALOE aporta una clara información sobre el lugar de entrada de los contaminantes a la estratosfera y el transporte hacia los polos (<http://haloedata.larc.nasa.gov>).

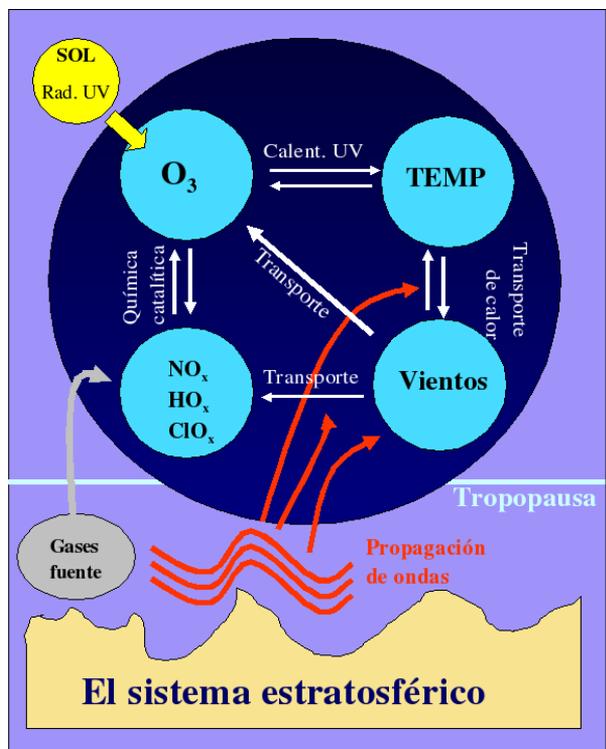


Figura 8. El sistema estratosférico está regulado por la radiación solar (básicamente la estratosfera está en equilibrio radiativo), el transporte de energía troposférica por ondas, y la fotoquímica. Los distintos elementos están interrelacionados con importantes mecanismos de realimentación.

En resumen, la estratosfera es un sistema complejo (figura 8) en un crítico equilibrio entre la radiación UV solar, la entrada de energía en forma de ondas de propa-

Tabla 1. Principales gases que intervienen en la química del ozono.

Compuesto	Vida media en la atmósfera (en años)	Concentración Preindustrial (1750)	Concentración actual (2005)
Óxido nitroso (N_2O)	114	270 ppb	318 ppb
CFC-12	100	Cero	255 ppt
CFC-113	85	Cero	80/80 ppt
CFC-11	45	Cero	255 ppb
Metano (CH_4)	12	688/730 ppb	1730/1853 ppbv

gación vertical, el balance termodinámico inducido por el propio ozono y el aporte de gases fuente que, fotolizados reaccionan catalíticamente con el ozono. La concentración de este gas a escala planetaria es función de la radiación UV disponible, del volumen de emisiones de los gases fuente y de la actividad de ondas de escala planetaria (ondas de Rossby). La concentración global de ozono también depende fuertemente de la cantidad de aerosoles en la estratosfera. Después de erupciones volcánicas explosivas en donde se inyectan en la estratosfera de grandes cantidades de sulfatos se han observado disminuciones de hasta un 20% con una duración de 1-2 años (Las últimas debidas al volcán Chichón en 1982 y Cerro Pinatubo en 1991). Localmente, y en escalas de tiempo cortas, el ozono estratosférico también depende de los sistemas meteorológicos troposféricos que modifican la altitud de la tropopausa y de la dirección del viento meridiano. Una modelización global exige la incorporación de todos los aspectos mencionados. Los modelos CTM (Chemistry-Transport Models) que trabajan off-line usando campos meteorológicos de los grandes modelos predictivos tipo ECMWF, UKMO, NCEP han conseguido éxitos importantes en la última década, no sólo en reproducir la distribución vertical global de ozono, sino también de otras especies minoritarias que intervienen en su química.

Las predicciones futuras fiables se extienden a unos días, pero aún fallan para escalas temporales más largas.

3 Problemas de origen antropogénico en el equilibrio del ozono

3.1 El agujero de ozono

Hace más de dos décadas científicos de la Universidad de California (Molina y Rowland, 1974) plantearon la posibilidad de que pequeñas concentraciones de gases de origen antropogénico estables en la troposfera perturbaran la capa de ozono mediante reacciones catalíticas con radicales halogenados descompuestos fotoquímicamente en la estratosfera. En particular sugerían potenciales destrucciones químicas a partir de halógenos liberados de productos sintéticos muy estables, de uso, extensivo, ya en esa época, en numerosas aplicaciones industriales. Estos productos, denominados genéricamente cloro-fluoro-carburos o CFC

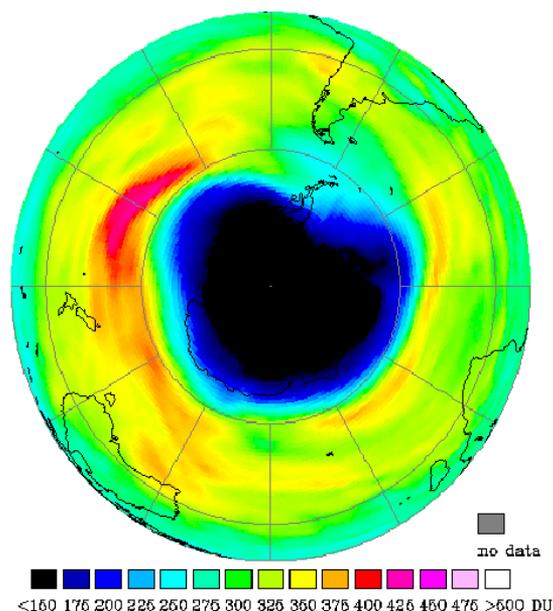


Figura 9. Mapa en falso color de la distribución de ozono sobre la Antártida durante el agujero de ozono. El valor de 200 DU marca la frontera del agujero (datos del instrumento TOMS/NASA) (http://toms.gsfc.nasa.gov/eptoms/ep_v8.html).

poseen tiempos de vida media muy largos, en algunos casos del orden de siglos, que permiten su difusión y acumulación en toda la atmósfera. Cuando los CFC alcanzan la alta estratosfera son fotodisociados por la radiación UV corta, presente en esa región liberando el Cloro. Molina y Rowland proponen un ciclo catalítico del tipo a los expuestos en 5 alertando sobre las posibles consecuencias negativas sobre la capa de ozono.

A pesar de la intensificación de las observaciones en años siguientes, hasta 1985, con el descubrimiento del “agujero de ozono” en la Antártida, no se encuentran pruebas de la eficiencia del mecanismo propuesto. De hecho el descubrimiento de que el 99% del cloro liberado de los CFC volvía a especies inactivas restó credibilidad a la teoría de Rowland y Molina. En efecto, la especie destructora más importante por su abundancia, el monóxido de cloro, se desactiva inmediatamente a su producción mediante las

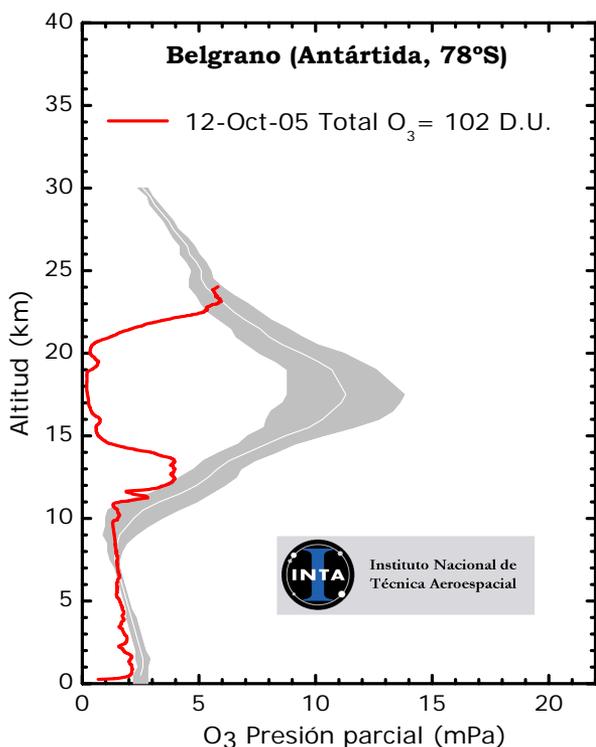
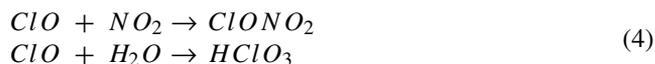


Figura 10. Durante los meses de septiembre-octubre el ozono desaparece literalmente en un estrato entre 14-15 y 20-21 km (curva roja). El perfil gris representa valores medios normales correspondientes a invierno (agosto) y sus desviaciones estándar.

reacciones siguientes:



Es decir, los óxidos de nitrógeno y el agua son los encargados de inhibir la destrucción de ozono. Ante este hecho, algunos autores han especulado sobre la capacidad de la Tierra, como sistema vivo, de defenderse ante agresiones externas, en cierto modo en sintonía con la hipótesis Gaia.

El agujero de ozono es una destrucción masiva y completa en toda el área cubierta por el vórtice polar antártico, de dimensiones de unos 35 millones de km² en su máximo apogeo (figura 9) en un rango de alturas entre 14-15 y 20-21 km durante los meses de la primavera austral (figura 10). Fue descubierto por científicos del British Antarctic Survey a partir de los datos de un espectrofotómetro desarrollado por Dobson e instalado en la base de Halley Bay con motivo del año geofísico internacional de 1958 (Farman et al., 1985).

El vórtice polar es una estructura depresionaria de escala planetaria persistente en invierno que se extiende desde la tropopausa hasta la alta estratosfera, motivada por



Figura 11. Nube estratosférica Polar (PSC) del tipo II (agua) observada en Islandia en 1998. Estas nubes tienen un espesor óptico tan débil que sólo pueden observarse después de la puesta de sol cuando la troposfera está ya en sombra.

el fuerte gradiente hemisférico en la estratosfera entre el ecuador y los polos (rama superior de la célula hemisférica). Aproximadamente centrada en el polo, se extiende hasta una latitud de unos 60°. Los fuertes vientos ciclónicos de hasta 200 km h⁻¹ actúan como barrera para el intercambio de materia y energía entre latitudes medias y polares. Veremos más adelante que la existencia del vórtice es una condición necesaria para que se produzcan destrucciones masivas de ozono.

Enseguida del descubrimiento del “agujero”, la destrucción se asoció a la radiación solar, puesto que el proceso se desencadenaba con los primeros rayos del sol, después del invierno austral, pero produjo un desconcierto inicial por cuanto las destrucciones ocurrían en una época en donde la radiación es débil (el sol está muy bajo en el horizonte primaveral en latitudes altas) y, por tanto, el oxígeno atómico es casi inexistente.

Los mecanismos propuestos y posteriormente confirmados son más complejos que el simple ciclo de dos reacciones. El proceso consta de dos fases diferenciadas.

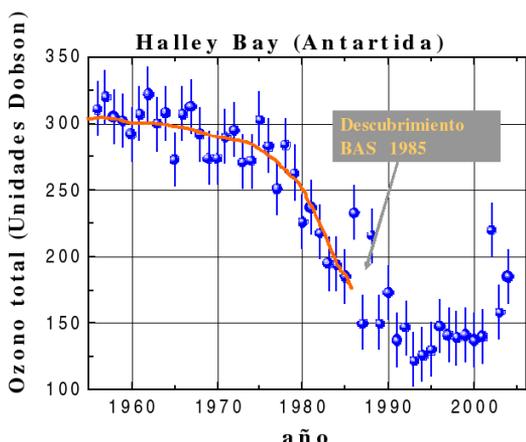


Figura 12. Valores medios para el mes de octubre de ozono total medidos en la Base de Halley Bay por los descubridores del agujero en 1985. Los datos desde 1958 indican que el problema se inicia en los años 70.

Vorticidad Potencial 2005-02-25 Nivel 475 K

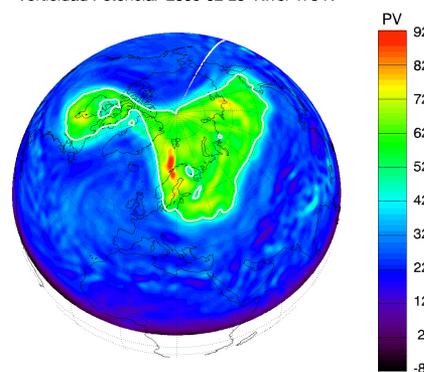
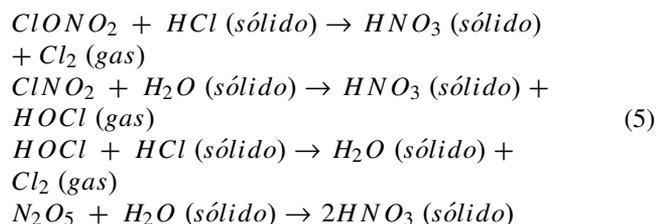


Figura 13. La vorticidad potencial se emplea para definir morfológicamente el vórtice polar. En este caso el valor de 42 PVU (representado en blanco) delimita el vórtice. Las deformaciones respecto a la posición circumpolar típica de la Antártida son las responsables de una mayor mezcla y relleno de ozono en las áreas donde se ha producido la destrucción química.

La fase uno, o de precondicionamiento, sucede en el invierno, cuando la estratosfera se enfría radiativamente hasta alcanzarse temperaturas inferiores a la de la tropopausa, desapareciendo por tanto la inversión que delimita la troposfera y la estratosfera (este hecho fue observado por vez primera en las campañas antárticas iniciadas con motivo del Año Geofísico Internacional de 1958, en las que participó un científico catalán, Manuel Puigcerver) alcanzándose valores mínimos de hasta -95°C no encontrados en ningún otro lugar del planeta. Cuando la temperatura desciende por debajo de -78°C el ácido nítrico presente en el aire se condensa en lo que se ha denominado PSC - tipo I (de Polar Stratospheric Clouds). Más adelante en el invierno, con temperaturas menores de -83°C también el agua pasa a estado sólido formando las PSC del tipo II. Estas nubes estratosféricas eran conocidas en los países escandinavos como nubes nacaradas o madreperla pero su constitución nunca había sido estudiada antes (figura 11).

Las PSC juegan un papel dual determinante en todo el proceso de formación del agujero de ozono. Por un lado eliminan los óxidos de nitrógeno y el agua de la fase gaseosa, procesos conocidos como denoxificación y deshidratación, respectivamente. Por otro actúan como superficies sobre las que se producen reacciones que liberan cloro molecular mediante las reacciones siguientes:



Unas reacciones similares tienen lugar con el monóxido de bromo, cuya concentración en la atmósfera es menor, pero de mayor potencial destructor por molécula.

La consecuencia de este ciclo de reacciones es la liberación masiva de cloro (bromo) molecular. La situación juega a favor de una acumulación de Cl_2 por dos razones: En el invierno antártico no hay radiación solar que fotodisocie la molécula, y además, el vórtice polar actúa de recipiente impermeable que impide que el Cl_2 escape a latitudes medias. Puesto que el área de temperaturas por debajo del umbral de formación de las PSC cubre todo el continente antártico, la formación de nubes estratosféricas ocurre en toda una región extensa en el interior del vórtice. Por tanto, el Cl_2 se acumula en toda la estratosfera antártica. Por otra parte las PSC sedimentan gravitacionalmente hasta la troposfera donde se evaporan. Por este procedimiento los compuestos nitrogenados son eliminados irreversiblemente de la estratosfera. Se dice entonces que la atmósfera está precondicionada.

La fase dos se inicia con la llegada de los primeros rayos solares. La molécula de cloro es inmediatamente fotodisociada. Los átomos de cloro entran en una serie de reacciones catalíticas que no necesitan oxígeno atómico. Se han descrito varios ciclos. Uno de ellos es el propuesto por el matrimonio Molina (Molina y Molina, 1987):

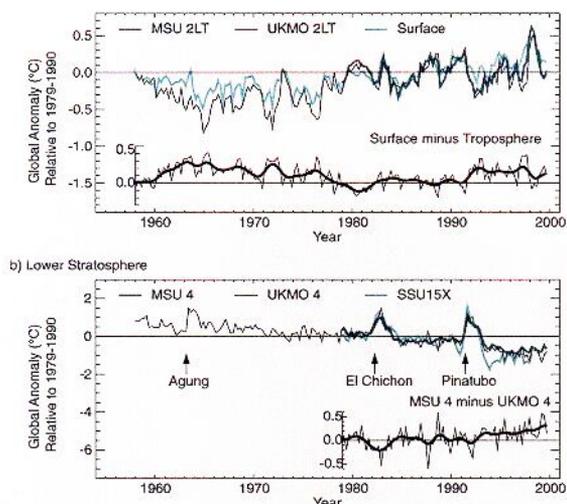
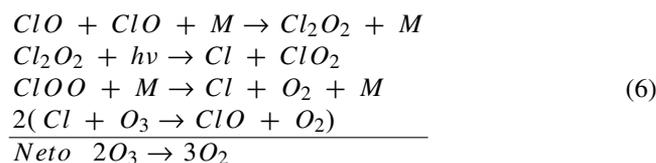


Figura 14. Anomalías en las temperaturas en la superficie de la Tierra (curva superior del panel superior) y anomalías en la baja estratosfera (curva superior del panel inferior). Mientras que la primera muestra un incremento medio de $0.2^{\circ}\text{C}/\text{década}$, la estratosfera se enfría cuatro veces más rápido (IPCC, 2001).



La consecuencia es una rápida destrucción de ozono, que ocurre inicialmente en el cinturón más externo y en las capas más altas y se extiende hacia el interior a medida que la primavera avanza y el sol va alcanzado latitudes más altas. En menos de un mes la destrucción es total en el estrato de unos 13 a los 24 km, allí donde el Cl_2 estaba presente. En los mapas bidimensionales obtenidos por el instrumento orbital TOMS de NASA, único con cobertura global y diaria en 1985, el vórtice quedaba perfectamente delimitado simplemente observando el campo de ozono total. Los valores medios del contenido de ozono en el interior del vórtice no superaban las 100 DU (básicamente el ozono remanente en la troposfera y alta estratosfera) en fuerte contraste con los valores típicos de latitudes medias de unas 300 DU. La imagen de los datos tratados con colores sirvió para acuñar el, en cierto modo, confuso término de “agujero de ozono” inicialmente restringido a uso para difusión pública por los medios pero finalmente empleado también por la comunidad científica (Solomon, 1999, ver review).

Gracias a la instalación de algunos espectrómetros de tierra concebidos por Dobson específicamente para la medida de ozono durante el IGY-1958 sabemos que el agujero no ha existido siempre. Los valores medios mensuales del mes de octubre muestran claramente cómo en los años 60 se encontraban por encima de las 300 DU, y cómo la destrucción primaveral se inició a finales de los años setenta,

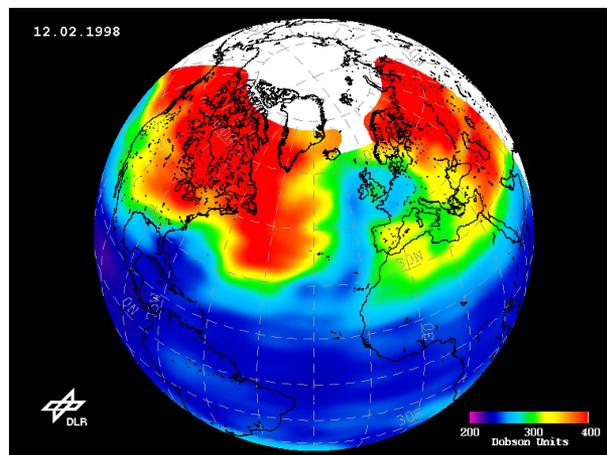


Figura 15. “Streamer” o corrientes de masas de aire con bajo ozono sobre Centro-Europa. Estos episodios también se conocen como “mini-agujeros” y son causados, en su mayor parte, por la dinámica de la región cercana a la tropopausa.

cuando el cloro efectivo en la estratosfera alcanzó el valor de 1.8 ppbv, valor considerado como umbral y referencia para estimar cuando se producirá la recuperación total como veremos más adelante (figura 12). De define el cloro efectivo como el equivalente en cloro de todos aquellos compuestos que destruyen el ozono, básicamente cloro y bromo. Con una serie de datos más corta, el instrumento TOMS ha permitido realizar una evolución bidimensional del fenómeno desde su lanzamiento en 1978, coincidiendo con el inicio del problema.

3.2 El ozono en el Ártico

El descubrimiento de que las razones necesarias para la existencia del agujero de la Antártida eran básicamente astronómicas en presencia de halógenos, sensibilizó a los científicos, especialmente europeos y canadienses a orientar su investigación a los procesos en el vórtice ártico. Al contrario que la Antártida, la región subpolar boreal está poblada y potenciales destrucciones similares a las australes podrían tener consecuencias significativas. Sin embargo las primeras observaciones indicaban que, por alguna razón, presumiblemente relacionada con las más altas temperaturas árticas, el contenido de ozono apenas variaba en primavera.

Desde el año 1991 Europa ha liderado la investigación en el Ártico con extensas observaciones y experimentos de campo, con el desarrollo de modelos tridimensionales acoplados químicos-dinámicos y con estudios de laboratorio en microfísica de nubes y en estudio de constantes de reacción en condiciones estratosféricas. Los proyectos se han realizado de forma coordinada desde la EORCU (European Ozone Research Coordinating Unit) y han producido un sustancial avance en el conocimiento de los procesos en la estratosfera ártica. Como resumen de los trabajos puede

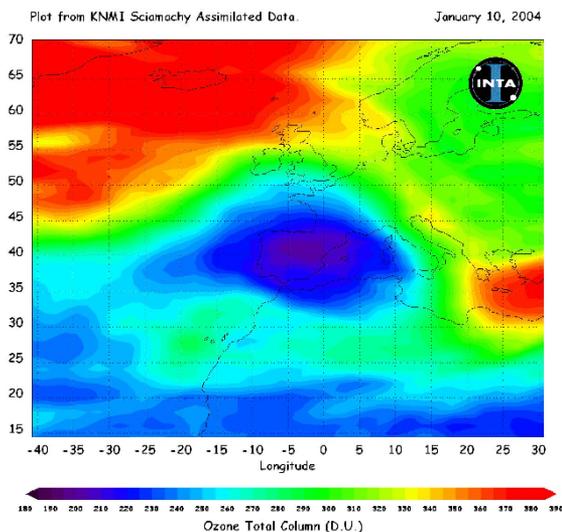


Figura 16. Excepcional “mini-agujero” ocurrido el 10 de enero de 2004 sobre la península Ibérica. En este caso, se produjo una inusual configuración cerrada como resultado mixto de aire tropical en niveles bajos y destrucción química en niveles altos.

decirse que los procesos que dan lugar a la destrucción antártica ocurren de manera idéntica en el Ártico (los interesados pueden consultar WMO (2003)). Más aún, aunque la variabilidad año a año es sensiblemente mayor que en la Antártida, en años fríos tienen lugar destrucciones de hasta el 40%, el caso reciente más intenso ha sido el invierno 2004/2005. ¿Cómo es posible que destrucciones tal elevadas pasaran desapercibidas a los observadores durante años?

Para comprenderlo es necesario considerar las diferencias entre los vórtices antártico y ártico. En el hemisferio Norte la irregular distribución de continentes y océanos inducen una actividad de ondas planetarias sensiblemente mayor con dos consecuencias determinantes. Por un lado las ondas planetarias en la estratosfera son las responsables del transporte polar del ozono generado en el ecuador, por otra las ondas actúan como transporte de energía desde la troposfera que se traduce en incrementos de la temperatura. Como la actividad de ondas es muy irregular los campos de temperatura en el ártico son muy variables. Scherhag (1952) ya descubrió la existencia de calentamientos súbitos que incrementaban la temperatura en la estratosfera hasta 40°C en menos de una semana. Estos calentamientos deforman el vórtice hasta el punto de, en ocasiones, hacerlo desaparecer (figura 13). El resultado es la paralización de destrucción química por desaparición de las PSC y sobre todo aporte de ozono “fresco” al polo. En otras palabras, el ozono se destruye durante el invierno y el inicio de la primavera como en el otro polo, pero no se ve en las observaciones porque la región polar de “rellena” con nuevo ozono procedente de las zonas de producción tropical.

Para solventar este problema ha sido necesario recurrir

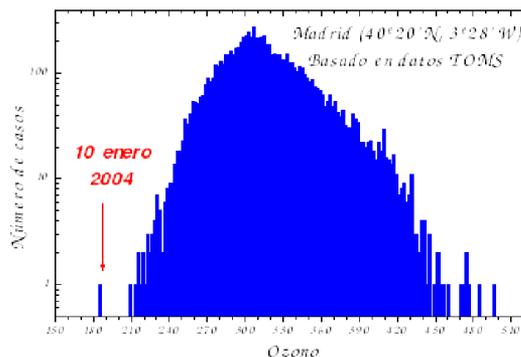


Figura 17. El contenido de ozono del día 10 de enero de 2004 fue, con diferencia, el más bajo desde que se tienen registros (1978). Los valores son más propios de la Antártida durante el agujero de ozono.

a técnicas indirectas que escapan a los objetivos de este trabajo, pero que se basan en la discriminación entre las variaciones de ozono debidas a la dinámica y las debidas a la química recurriendo a modelos tridimensionales y observaciones en distintos tiempos de la misma masa de aire (trayectorias lagrangianas) (Rex et al., 2002).

La constatación de que los mecanismos de preconditionamiento e incluso los ciclos de reacciones en la Antártida y en el Ártico son los mismos y que el grado de destrucción sólo depende de la evolución de la temperatura en cada invierno, obliga a un seguimiento año a año del proceso, más aún cuando es frecuente la formación de PSC orográficas por enfriamiento local que escapan a las previsiones de los modelos globales. Algunos autores han pronosticado futuras tendencias negativas en el ozono, incluso para las mismas cantidades de halógenos, como resultado del enfriamiento por el efecto invernadero (0.8°C/década a 25 km), un factor 4 más intenso que el calentamiento junto al suelo (figura 14).

3.3 Ozono en latitudes medias

Los procesos de destrucción no sólo ocurren en las regiones polares. Aunque en mucha menor medida, también se observan tendencias negativas significativas estadísticamente en primavera en latitudes medias. Habida cuenta que los mecanismos polares no funcionan en otras regiones, se han propuesto varias alternativas. A) El aire del interior del vórtice se diluye por latitudes más bajas cuando el vórtice se rompe a finales del invierno contribuyendo a hacer descender la columna de ozono en latitudes medias. B) Restos de los halógenos activados durante el periodo de temperaturas bajas en el interior del vórtice se distribuyen por latitudes medias destruyendo el ozono “in situ”. C) Las reacciones heterogéneas tienen lugar también fuera del vórtice.

La posibilidad de una contribución dinámica a la des-

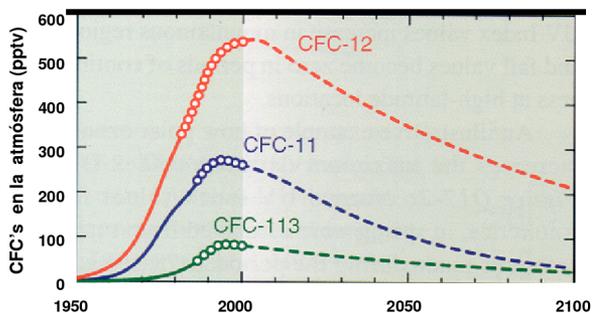


Figura 18. Concentración de cloro-flúor-carburos en la atmósfera (las observaciones se muestran con círculos) y previsión de su evolución futura según modelos de 2002 (WMO, 2003).

trucción observada ha ido cobrando fuerza en los últimos años, después de un periodo en que el campo ha estado dominado por una visión puramente química de la estratosfera. En la medida en que la densidad de ozono en las regiones polares depende de la intensidad del transporte meridiano, tendencias en esta intensidad forzosamente motivarán tendencias en el ozono. Si la magnitud del transporte meridiano es función, en última instancia, del campo global de temperaturas, parece evidente que el incremento de CO_2 puede jugar un papel en la modulación del transporte meridiano. Un enfoque distinto del mismo problema ha sido propuesto por científicos del DWD alemán (Steinbrecht et al., 1998) quienes aseguran que pueden justificar casi la mitad de las disminuciones de ozono observadas sobre Baviera simplemente como consecuencia de una elevación de la tropopausa en las últimas dos décadas. Esta elevación de la tropopausa la atribuyen al calentamiento de la troposfera, vinculando los problemas del calentamiento global con la destrucción de ozono.

4 Streamers y mini-agujeros de ozono

En el sector europeo de latitudes medias es relativamente frecuente encontrar bandas con una orientación más o menos siguiendo los paralelos conteniendo concentraciones de ozono manifiestamente más bajo del normal. Estos episodios ocurren en invierno y están asociados a deformaciones y roturas de las dorsales de las ondas planetarias en latitudes medias. Estas estructuras son conocidas como “Streamers” de ozono aunque también se han referido como “mini-agujeros” de ozono (ver figura 15). Existe en Europa una sub-comunidad del ozono que dedica sus esfuerzos de investigación en este campo, tanto a estudiar sus orígenes (Orsolini y Limpasuvan, 2001) como estadísticas espaciales y temporales (Bojkov y Balis, 2001; Erbertseder, 2004). El máximo de ocurrencias tiene lugar en Centro-Europa aunque las frecuencias dependen fuertemente de los años y de los meses considerados. Los valores bajos de ozono medidos

coinciden con intrusiones de aire tropical y tropopausas muy altas por lo que estos episodios no tienen una componente química. Un aumento de las ocurrencias con el tiempo tendría como consecuencia una disminución de ozono sobre Europa, aunque por el momento las series de datos no permiten obtener resultados concluyentes.

Un caso especialmente interesante por su intensidad, su estructura, sus orígenes y su ubicación tuvo lugar el 10 de enero de 2004 sobre la Península Ibérica (Gil et al., 2004). En esa fecha se alcanzaron los valores históricos más bajos desde que se tienen medidas (1980). Madrid registró un valor de 181 DU, propio de las regiones antárticas durante el agujero de ozono (figura 16). Morfológicamente podemos definirlo como un “mini-agujero” puesto que, a diferencia de los streamers, se trata de un mínimo espacialmente cerrado. En este caso tres efectos se asociaron para dar lugar a los excepcionales valores registrados. Por debajo del nivel de 80 hPa la situación es típica de streamers. Rotura de la dorsal de una onda intensa muy deformada en el Atlántico que introduce una masa de aire tropical en la Península. Siguiendo las retrotrayectorias se observa que las masas de aire proceden del Caribe, donde las temperaturas de la tropopausa eran anormalmente bajas (3°C por debajo de la media 1978-2003 para la estación). Cuando alcanza la vertical de Madrid, la temperatura a 80 hPa era 11°C inferior a la media del mes. Es decir, el día 10 el aire sobre la vertical de Madrid además de tropical, contenía menos ozono por las bajas temperaturas del cinturón tropical. El radiosondeo de Madrid recoge la tropopausa de latitudes medias y una segunda tropopausa, tropical, más alta y más fría que la primera. Un tercer fenómeno coincidió con los expuestos. Durante esos días el vórtice polar y el campo de temperaturas sufren una elongación sobre el continente europeo, extendiéndose las bajas temperaturas y los valores bajos de ozono propios del vórtice hasta el norte de África. En resumen, bajo ozono hasta 18 km por la entrada de aire tropical y bajo ozono por encima de unos 20 km por encontrarse aire polar. La excepcionalidad del evento se pone de manifiesto observando el gráfico de frecuencias de ocurrencias (figura 17).

5 Perspectivas futuras

La principal demanda de la opinión pública a los científicos en el tema del ozono estratosférico, que se canaliza a través de las organizaciones internacionales implicadas en la protección de la capa de ozono y de las estructuras políticas con responsabilidades medioambientales, es conocer si el acuerdo adoptado en el Convenio de Viena y materializado en las medidas adoptadas en el Protocolo de Montreal y sus sucesivas enmiendas están siendo efectivas. Los datos de emisiones proporcionados por los productores de las sustancias destructoras, los inventarios recopilados por los organismos internacionales (OMM, UNEP, etc) y las observaciones globales de los últimos años han servido para crear una percepción entre los responsables políticos,

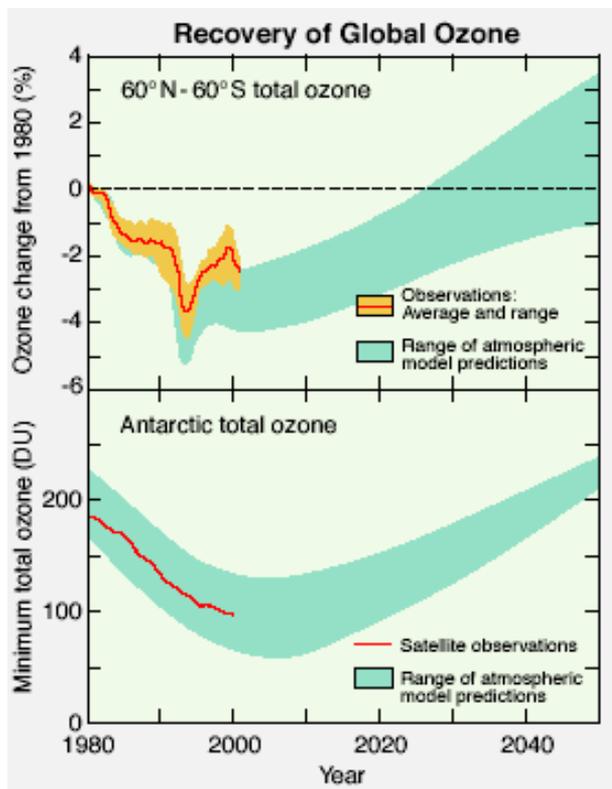


Figura 19. Predicciones de recuperación del ozono global (panel superior) y del agujero de ozono (panel inferior). Predicciones a tan largo plazo presentan incertidumbres asociadas al propio modelo y también a los escenarios escogidos sobre la evolución futura de los contaminantes (WMO, 2003).

e incluso de política científica, de que el problema de la disminución de la capa de ozono es un problema resuelto, hasta el punto de que los fondos en este campo y en la estratosfera en general ya están sufriendo las consecuencias. Muchos científicos incorporados a este campo en décadas pasadas están reconduciendo sus intereses hacia alturas más bajas buscando áreas de financiación mejor dotadas.

Este panorama encuentra su explicación en el desacoplamiento entre las escalas de tiempo científicas y políticas. En la figura 18 se muestra las observaciones de CFC en el aire y la previsible disminución teniendo en cuenta su tiempo de vida media. Aunque todos ellos se encuentran ya en su rama descendente, la limpieza total de la atmósfera llevará décadas. La situación respecto a los halones es aún peor. La mayor parte de ellos están regulados pero su concentración en la atmósfera aún continúa aumentando. Aún en la hipótesis de que nuevos elementos no entren en la escena, la situación no se va a normalizar hasta mediados del presente siglo. Lamentablemente las incertidumbre de los modelos a largo plazo hace que no pueda establecerse con precisión una fecha (figura 19). La incertidumbre está asociada a distintos escenarios de aerosoles en la estratosfera motivadas por erupciones volcánicas no predecibles, grado

de disminución de la temperatura o eficacia en la eliminación de productos bromados, entre otros.

Esta incertidumbre está creando un movimiento entre las instituciones con responsabilidad de monitorización (p.e. centros meteorológicos) y entre los científicos con instrumentación sofisticada que estudian la estratosfera (p.e. red NDSC, comunidad de satélites atmosféricos, etc) en el sentido de sensibilizar a los responsables de política científica de la necesidad de programas de observación a largo plazo, tradicionalmente considerados como actividades rutinarias no susceptibles de financiación por los programas de I+D. En este sentido el Programa europeo GMES (Global Monitoring for Environment and Security) ha servido para establecer un Marco bajo el que previsiblemente se desarrollarán grandes proyectos coordinados internacionalmente para el seguimiento de la capa de ozono.

6 Conclusiones

La capa de ozono se encuentra en equilibrio químico-dinámico-radiativo, de manera que cualquier modificación en uno de estas tres áreas influirá sobre la densidad medida. El aumento de especies halogenadas en la atmósfera ha hecho que en las últimas décadas todo el esfuerzo se haya orientado en esta dirección, sin embargo recientemente ha vuelto a tenerse en cuenta los posibles efectos dinámicos sobre la capa. En particular, las tendencias en la temperatura pueden: a) modificar el equilibrio mediante calentamiento en las capas bajas que elevan la tropopausa, b) alterar el gradiente meridiano estratosférico que, a su vez, c) perturba la actividad de ondas y el transporte meridiano a los polos y, d) la frecuencia de rotura de ondas en latitudes medias que tienen como consecuencia un mayor aporte de aire tropical bajo en ozono en latitudes medias (especialmente en el sector europeo). Unos efectos mixtos química-dinámica serían las modificaciones en las constantes de las reacciones, y el aumento de PSC motivadas por un enfriamiento de la estratosfera asociado a la sobre-emisión del radiación IR por el CO₂ y otros gases invernadero.

Las medidas adoptadas para la eliminación de gases que destruyen la capa de ozono parece que está proporcionando buenos resultados aunque aún es pronto para establecer de forma concluyente que el problema está resuelto. Las observaciones continuadas en las próximas décadas, no sólo del propio ozono, sino de los gases que intervienen en su química, y en la evolución de la temperatura de la estratosfera son necesarias para poder confirmar si el ozono recupera los valores medidos en la década de los setenta y anteriores. Las observaciones son también necesarias para detectar otras posibles interferencias no previstas y para avanzar en la investigación de la estratosfera.

Referencias

- Bojkov, R. D. y Balis, D. S., 2001: *Characteristics of episodes with extremely low ozone values in the northern middle latitudes 1957-2000*, Ann. Geophys., **19**, 797–807.
- Erbertseder, T., 2004: *Tesis doctoral, en ejecución, comunicación privada*, DLR.
- Farman, J. C., Gardiner, B. G., y Shanklin, J. D., 1985: *Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction*, Nature, **315**, 207–210.
- Gil, M., Parrondo, C., Navarro, M., Cuevas, E., Redondas, A., Camacho, J. L., Labajo, A., Balis, D. S., y Zerefos, C. S., 2004: *Extreme Low Ozone events during the 2003/2004 winter*, Quadrennial Ozone Symposium.
- Holton, J. R., Haynes, P. S., McIntyre, M. E., and R. D. Rodd, A. R. D., y Pfister, L., 1995: *Stratosphere-Troposphere Exchange*, Rev. Geophys., **33**, 403–439.
- IPCC, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, Intergovernmental Panel on Climate Change, http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/wgl/index.htm.
- Molina, L. T. y Molina, M. J., 1987: *Production of Cl₂O₂ from the self-reaction of the ClO radical*, J. Phys. Chem., **91**, 433–436.
- Molina, M. J. y Rowland, F. S., 1974: *Stratospheric sinks for chlorofluoromethanes: Chlorine atoms catalyzed destruction of ozone*, Nature, **249**, 810–814.
- Orsolini, Y. J. y Limpasuvan, V., 2001: *The North Atlantic Oscillation and the occurrences of mini-holes*, Geophys. Res. Lett., **28**, 4099–4102.
- Rex, M., Salawitch, R. J., Harris, N. R. P., von der Gathen, P., Braathen, G., Schulz, A., Deckelman, H., Chipperfield, M., Sinnhuber, B., Reimer, E., Alfier, R., Bevilacqua, R., Hoppel, K., Fromm, M., Lumpe, J., Küllmann, H., Kleinbhl, A., Bremer, H., von Knig, M., Künzi, K., Toohey, D., Vmel, H., Richard, E., Aikin, K., Jost, H., Greenblatt, J. B., Loewenstein, M., Podolske, J., Webster, C., Flesch, G., Scott, D., Herman, R., Elkins, J., Ray, E., Moore, F., Hurst, D., Romashkin, P., Toon, G., Sen, B., Margitan, J., Wennberg, P., Neuber, R., Allart, M., Alpers, M., Bojkov, B. R., Cisneros, J., Claude, H., Davies, J., Davies, W., Backer, H. D., Dier, H., Dorokhov, V., Fast, H., Godin, S., Johnson, B., Kondo, Y., Kyr, E., Litynska, Z., Mikkelsen, I. S., Molyneux, M. J., Moran, E., Murphy, G., Nagai, T., Na-kane, H., Parrondo, C., Ravegnani, F., Schmidlin, F. J., Skrivankova, P., Varotsos, C., Vialle, C., Viatte, P., Yushkov, V., y Zerefos, C., 2002: *Chemical depletion of arctic ozone in winter 1999/2000*, J. Geophys. Res., **107**, 10.1029/2001JD000533.
- Scherhag, R., 1952: *Die explosionsartige Stratosphärenenerwärmung des Spätwinters 1951/52*, Ber. Deut. Wetterdienst, **38**, 51–63.
- Solomon, S., 1999: *Stratospheric Ozone Depletion: A review of concept and history*, Rev. Geophys., **37**, 275–316.
- Steinbrecht, W., Claude, H., Khler, U., y Hoinka, K. P., 1998: *Correlations between tropopause height and total ozone: Implications for long-term changes*, J. Geophys. Res., **103**, 183–192.
- WMO, 2003: *Scientific Assessment of ozone depletion: 2002*.