

EL OZONO ATMOSFERICO

Juan M^a Cisneros

¿Por qué el ozono, cuya proporción de mezcla con el aire en la región atmosférica en que es más abundante, apenas alcanza a ser una cienmilésima, ha llegado a ser noticia frecuente en los titulares de los periódicos?. La causa principal de este protagonismo parece ser su constitución como capa protectora de la vida sobre la superficie terrestre. Nuestro pequeño planeta Tierra posee la singularidad de albergar en su seno un fenómeno del que, de momento, no tenemos noticia que exista en otro lugar del universo: la vida. La especie humana, uno de los productos actuales de la evolución de la vida sobre la Tierra, es capaz de pensar y hacerse preguntas:

¿Qué condiciones se han dado en la Tierra, diferentes a las de los otros planetas del sistema solar, para permitir el nacimiento y desarrollo de la vida?. ¿Son las especiales condiciones de nuestra atmósfera las que han permitido el desarrollo de la vida en la Tierra con toda su actual pujanza?. ¿Cuáles han sido las causas de que nuestro planeta posea una atmósfera que permita el desarrollo de la vida?. ¿Qué papel juega el ozono atmosférico en el mantenimiento de unas condiciones ambientales favorables para el desarrollo de la vida sobre la superficie terrestre?

En el año 1944, Baltá y Catalá publicaron una breve monografía sobre "El problema de la ozonósfera". En ella destacan el interés que tiene el estudio de la llamada "capa de ozono".

Unos 20 años más tarde, Catalá y Calvo realizaron las primeras medidas en España de la distribución vertical del ozono atmosférico mediante una sonda con globo.

Tuvieron que transcurrir unos 10 años más para que en 1975, el autor de este artículo estableciera, en el Campo de Lanzamiento de Cohetes de El Arenosillo (Huelva), la primera estación de vigilancia de la capa de ozono de nuestro país. Esta estación que continua activa, fue dotada de un espectrofotómetro Dobson y de un sistema de ozonosondeos con globos. Esto fué posible gracias al desarrollo de un proyecto de investigación aprobado y financiado por la Comisión Asesora de Investigación Científica y Técnica (CAICYT).

EL OZONO

Este gas oxidante, cuya presencia en las capas bajas de la atmósfera provoca graves daños a los seres vivos, en particular a los seres humanos, constituye, en la estratósfera, el tenue filtro protector de aquellas radiaciones ultravioletas solares que impedirían el desarrollo de la vida sobre la superficie terrestre.

El ozono (O₃) y el oxígeno (O₂) son dos formas moleculares del mismo elemento

químico. Ambas están formadas por la asociación de átomos de oxígeno, pero sus moléculas respectivas poseen diferente energía química. Por tanto, son dos formas "alotrópicas" del oxígeno.

Van Marum, en 1785, detectó el olor del ozono en las proximidades de las máquinas electrostáticas, y observó que el aire que era atravesado por descargas eléctricas adquiría una coloración azul. Pero fue Schönbein, en 1839, quien lo identificó como una nueva sustancia a la que llamó ozono, palabra derivada de la raíz griega que significa olor, debido a su fuerte olor característico. Fue Schönbein, también, el primero que lo consideró un componente permanente del aire, y el primero que lo midió. Para ésto empleó unos papeles impregnados en yoduro potásico y engrudo de almidón. En Viena, desde 1853 hasta 1920, se tomaron medidas del ozono del aire por este procedimiento.

El ozono es un gas tóxico para la gran mayoría de los seres vivos. Su toxicidad se debe a su fuerte carácter oxidante. En los seres humanos produce irritaciones en los tejidos blandos expuestos a su contacto, tales como los de los ojos y los del tracto respiratorio. En este sentido, los umbrales de toxicidad para su inhalación son muy inferiores a los del peligrosísimo gas cianhídrico.

HISTORIA DEL EQUILIBRIO DEL OZONO ATMOSFERICO

El oxígeno molecular (O₂) pudo

empezar a formarse, en la primitiva atmósfera, como un producto de la descomposición del vapor de agua por la luz solar, que llegaba entonces a la superficie terrestre con toda su pujanza. El vapor de agua procedía de las emisiones de los volcanes que, en sus erupciones, arrojan grandes cantidades de agua (H₂O), bióxido de carbono (CO₂), cloro (Cl₂), flúor (F₂), nitrógeno (N₂) y otros gases menos abundantes. Pero este único origen no puede explicar la alta proporción de oxígeno que hay actualmente en la atmósfera (aproximadamente el 21 %).

Parece claro que el alto contenido en oxígeno de la actual atmósfera de la Tierra ha de ligarse al desarrollo de la vida.

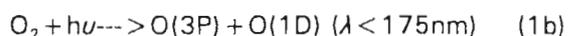
Los seres vivos hemos estado contaminando la primitiva atmósfera (mineral y abiótica) desde que hicimos aparición sobre la Tierra, hace 3 800 millones de años.

La primitiva vida fue anerobia y produjo oxígeno como producto de desecho. Estos primitivos seres vivos, semejantes a las actuales bacterias y otros microorganismos, para los cuales el oxígeno constituye una basura contaminante, inundaron con ella el medio que les rodeaba.

Cuando ya existía una cierta cantidad de oxígeno en la atmósfera, las radiaciones ultravioletas solares más "duras" (de más cortas longitudes de onda), fueron absorbidas en la descomposición del oxígeno molecular en atómico según la reacción



o más detalladamente,



siendo el O(3P) y el O(1D) dos átomos de oxígeno en diferente estado de excitación.

Entonces, hicieron su aparición los organismos verdes, que necesitan habitar en zonas húmedas superficiales donde tenga acceso la luz solar. Estos seres, cuya coloración se debe a la clorofila, emplean como principal alimento el bióxido de carbono atmosférico. Mediante la clorofila, y usando la luz solar como fuente de energía, son

capaces de transformar el bióxido de carbono en hidratos de carbono, que emplean como constituyentes de sus tejidos. En el proceso de transformación se desprende oxígeno como sustancia de desecho.

Los seres vivos continuaron contaminando la atmósfera.

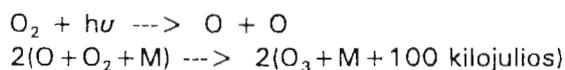
La vida es una forma de la energía que es capaz de irse adaptando a las circunstancias adversas: ésta es, es capaz de evolucionar. Cuando las cosas se ponen difíciles para unas determinadas formas de vida, pueden aparecer otras que proliferen en el ambiente que llevó a la ruina a las anteriores. Así ocurrió, cuando el oxígeno llegó a ser tan abundante que hizo replegar la vida anaerobia a zonas restringidas, protegidas del, para ella, letal oxígeno. Sin embargo, nuevas formas vitales, cada vez más evolucionadas y adaptadas, fueron capaces de aprovechar las abundantes "basuras" generadas por las anteriores y llegar a convertirlas en su principal alimento.

Cuando el oxígeno llegó a ser suficientemente abundante en la atmósfera, y a partir de un cierto valor de la presión, aproximadamente por debajo de los 80 km, altitud de la mesopausa, los átomos y las moléculas de oxígeno se combinaron entre sí, en presencia de un tercer cuerpo (normalmente, el nitrógeno) para formar ozono,



que es una reacción exotérmica.

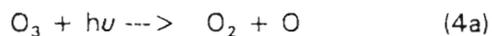
La suma, miembro a miembro, de las reacciones (1) y (2),



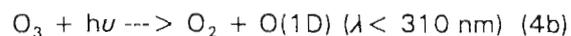
expresa que se liberan 200 kilojulios al convertir tres moléculas-gramo (moles) de oxígeno en dos de ozono, y que esta energía procede de la radiación ultravioleta solar de longitud de onda inferior a 242,4 nm.

Este ozono, recién formado, es capaz de descomponerse, bien por medio de

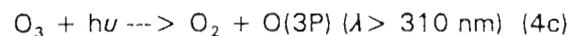
la radiación ultravioleta solar,



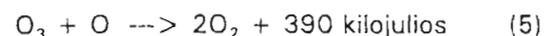
que, de la misma forma que en el caso de la (1), se puede considerar más detalladamente,



y

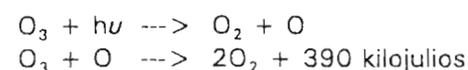


o bien por recombinación con el oxígeno atómico,



que, como se ve es una reacción fuertemente exotérmica.

La suma, miembro a miembro, de las reacciones (4) y (5),



expresa que se liberan 390 kilojulios cuando se descomponen dos moles de ozono en tres de oxígeno, y que esta energía procede de la radiación solar.

Sumando, a su vez, miembro a miembro las ecuaciones (3) y (6)



en la que no figura ninguna de las tres especies de oxígeno. Esto quiere decir que el conjunto de estas especies químicas se encuentra en equilibrio fotoquímico. El ozono forma, de esta manera, lo que se denomina una capa atmosférica: la ozonósfera.

El resultado (7) expresa, también, que la energía solar puesta en juego en este equilibrio es de 590 kilojulios por cada tres moles de oxígeno que se convierten en dos de ozono, y que vuelven a convertirse en tres

de oxígeno. Esta energía, procedente de la absorción de la radiación solar en este proceso, se emplea en calentar la atmósfera. Gran parte de esta energía se libera hacia los 45 km de altitud, produciendo un máximo de temperatura que se denomina estratopausa. Este máximo, junto con el mínimo de la tropopausa, establece un gradiente de temperatura positivo en la estratósfera que condiciona la dinámica de estos niveles atmosféricos.

Las plantas verdes pudieron conquistar las tierras con la protección biológica de la superficie terrestre frente a la radiación solar, que se alcanza cuando existen alrededor de 6×10^{18} moléculas de ozono por cm^2 de columna atmosférica, que es, aproximadamente, la mitad del contenido de la atmósfera actual y que se alcanzó hace unos 550 millones de años, cuando el contenido de O_2 en la atmósfera llegó a ser un 10% del actual.

De esta forma, los vegetales, una vez protegidos de las radiaciones ultravioletas solares más dañinas, conquistaron la superficie terrestre y aumentaron considerablemente la emisión de oxígeno a la atmósfera, contribuyendo así a robustecer la acción protectora de la capa de ozono.

APARICION DE LA ESPECIE HUMANA

Más tarde, la abundancia de oxígeno en la atmósfera, permitió la aparición de especies vivas que tienen este gas como principal alimento. Entre estas especies se encuentra el ser humano que, no sólo necesita el oxígeno atmosférico para sus más primitivas funciones vitales (unos 16 kg diarios), sino que es un consumidor especialmente activo de este gas en el desarrollo de sus funciones más elaboradas. Así, los especímenes humanos considerados más desarrollados necesitan grandes cantidades supletorias de oxígeno para las innumerables combustiones que exige la civilizada vida moderna. Pensemos en las necesidades de oxígeno que tiene una persona de un país desarrollado para calentarse, alimentarse, transportarse, divertirse, etc. Cada día se consume en la Tierra más oxígeno que el anterior en una progresión acelerada.

Los mecanismos actuales de

regeneración natural del oxígeno y, en consecuencia, del ozono, que se encuentran fundamentalmente en el fitoplancton marino y en las plantas verdes, han empezado a ser insuficientes. La rotura del equilibrio se detecta en la disminución del espesor de la capa de ozono. De esta manera el ozono es un paradigma de lo que está sucediendo con nuestra atmósfera.

HISTORIA RECIENTE DEL OZONO

Hemos visto cómo la historia del oxígeno y del ozono en la atmósfera está ligada a la de los seres vivos. La especie humana no es una excepción y, por tanto, no puede extrañarnos que las actividades humanas estén alterando profundamente el equilibrio del ozono en la atmósfera, de la misma forma como los organismos dotados de clorofila alteraron el equilibrio del oxígeno.

A medida que se ha ido profundizando en el conocimiento de la química de la atmósfera, ha ido aumentando el reconocimiento del papel clave que juega el ozono en los delicados equilibrios que, a lo largo de su evolución, han establecido los seres vivos con la atmósfera que los envuelve.

En principio, conviene distinguir entre el ozono estratosférico, de origen ajeno a las actividades humanas, considerado como capa filtrante de la radiación ultravioleta solar, cuya máxima concentración (alrededor de 10 partes por millón en volumen) se sitúa hacia los 30 km de altitud; y el ozono troposférico, que procede, en parte del transporte desde la estratósfera o generado por los rayos γ , en parte, de las actividades humanas.

EL OZONO TROPOSFERICO

La concentración del ozono en el aire troposférico se está midiendo desde hace más de 150 años. Ya vimos que fue el mismo descubridor del ozono, Schönbein (véase la fig.1), quien empezó este tipo de medidas en Viena en 1839. En el observatorio de Montsouris, en las cercanías de París, comenzaron a realizarse medidas químicas del ozono del aire en 1876, interrumpiéndose en 1910. Más adelante, han vuelto a tomarse medidas de ozono en este lugar, sirviendo de comparación para ver cómo ha ido cambiando

la concentración de este gas en las capas bajas de la atmósfera desde hace más de un siglo. Se observa un aumento de unas 10 veces los valores iniciales. En la actualidad, el ritmo de crecimiento de la concentración en las regiones del globo más alejadas de las fuentes de contaminación se acerca al 10% anual. Se puede comprender fácilmente que, con este ritmo de crecimiento, pronto se van a alcanzar niveles intolerables de toxicidad. De hecho, así está sucediendo con frecuencia en las ciudades, tales como Madrid, y sus proximidades, donde, el ambiente seco y abundantemente contaminado con óxidos de nitrógeno e hidrocarburos, el aire encalmado y la intensa radiación solar, sobre todo durante el verano, favorecen la generación fotoquímica del ozono.



Fig.1.- Christian Friedrich Schönbein

EL OZONO ESTRATOSFERICO

En contraposición a lo que está sucediendo con el ozono troposférico, el ozono estratosférico está disminuyendo. El ritmo de disminución media anual depende bastante de la zona geográfica y de la época del año que se considere. Así, mientras en las latitudes altas del hemisferio sur puede estimarse de un 2% por año al comienzo de la primavera, en las latitudes bajas puede detectarse sólo un 0,1% por año, independientemente de la época del año que se considere. En nuestro país se ha detectado una disminución del espesor de la capa de ozono del orden de un 10% desde hace unos 20 años, aunque el ritmo de disminución medio por año se puede estimar en la actualidad en el 1%.

Como ya hemos visto, esta disminución del espesor de la capa de ozono provoca un incremento de la intensidad de la radiación ultravioleta B (longitudes de onda comprendidas entre 290 y 320 nm.) que llega a la superficie terrestre. No se conocen bien los efectos biológicos que este incremento puede provocar en los seres vivos. Parece claro que, en los seres humanos, está provocando un aumento del número de casos de cáncer de piel y que incide en un incremento de las patologías oculares y en un debilitamiento del sistema inmunológico.

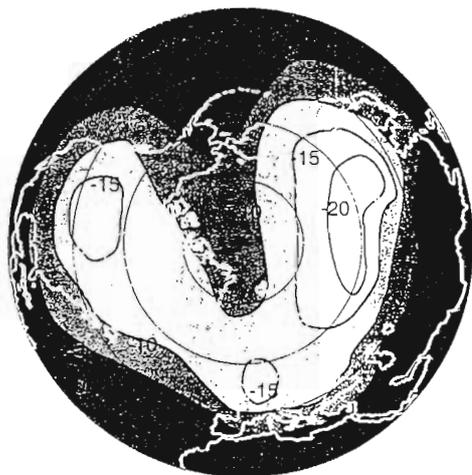


Fig.2.- Disminución de la capa de ozono en el hemisferio norte. Las isófonas representan el tanto por ciento sobre los valores medios a largo plazo, tomados antes de 1979

Los mayores riesgos para la especie humana podrían ser los indirectos. Por ejemplo: una disminución en la producción de productos agrícolas, que alimentan con precariedad a grandes masas de población humana, podría provocar hambrunas mucho más catastróficas que las actuales.

Recientemente, se ha estimado que las consecuencias climáticas de la alteración del ozono atmosférico pueden ser mucho mayores que lo previsto hasta ahora. En particular, las temperaturas medias superficiales de nuestro planeta podrían alterarse más debido al ozono que por todos los gases de efecto invernadero juntos.

No cabe esperar que el crecimiento del ozono en la tropósfera compense su disminución en la estratósfera, beneficiándose así todos los seres vivos con la

contaminación producida por los humanos. Si el ozono superficial alcanzase las concentraciones que existen actualmente a la altitud donde se sitúa el máximo del ozono estratosférico, el aire sería totalmente irrespirable por tóxico.

A pesar del carácter dramático de estas consecuencias de la disminución de la capa de ozono, podrían no ser las peores. Una reducción sustancial de la masa planetaria de organismos fotosintéticos, produciría una disminución de la capacidad de regeneración del, para nosotros, imprescindible oxígeno. Nuestra especie podría ponerse en el camino de su desaparición.

RED DE OBSERVACION DEL OZONO

La primera red europea de medida del ozono se estableció en 1926; contó con seis estaciones: Oxford (Inglaterra), Valentia (Irlanda), Lerwick (Shetlands), Abisko (Suecia), Lindenberg (Alemania) y Arosa (Suiza). Poco después, en 1928, G.M.B. Dobson extendió la red de ozono: Table Mountain (California), Helwan (Egipto), Kodaikanal (India) y Christchurch (Nueva Zelanda), fueron las nuevas estaciones.

Un interés más general por el estudio de la capa de ozono se puso de manifiesto cuando, en el año 1956, la Organización Meteorológica Mundial (OMM) establece la primera red mundial de vigilancia del ozono, dando normas para la calibración de los instrumentos, programación y homogeneización de las medidas, almacenamiento y concentración de datos, etc. Los datos de esta red fueron publicados para el Año Geofísico Internacional (1957-58). A continuación, la OMM auspició la creación de un Centro Mundial de Datos de Ozono, encargándose del mismo el Servicio de Medioambiente Atmosférico de Canadá. Este centro publicó unos boletines anuales de estos datos desde 1960 a 1964 y, desde 1965 en adelante pasaron a ser bimensuales.

Respondiendo a la preocupación pública sobre los peligros de la capa de ozono, como consecuencia de los contaminantes emitidos a causa de las actividades humanas, algunos países pusieron en marcha programas de vigilancia del ozono estratosférico. De especial importancia fue el

Climate Impact Assessment Program (CIAP) de Estados Unidos. En España, en el año 1974, financiado con fondos de la Comisión Asesora de Investigación Científica y Técnica (CAICYT), se puso en marcha un proyecto titulado " Estudio de la radiación ultravioleta solar a través del contenido de ozono en la atmósfera ". La duración prevista para el desarrollo de este proyecto fue de tres años, al término de los cuales fue prorrogado, con fondos de la Comisión Nacional de Investigación del Espacio (CONIE), constituyéndose en programa propio de esta Comisión nacional. Tanto el proyecto inicial como el subsiguiente programa fueron dirigidos por el autor de esta memoria. El desarrollo del llamado " Programa Ozonoférico " de la CONIE se prolongó hasta la extinción de esta Comisión nacional, en el año 1985. El proyecto de la CAICYT permitió la adquisición y puesta en estación de la instrumentación necesaria para medir el ozono atmosférico, creándose un equipo de personas dedicadas a la investigación experimental del ozono estratosférico¹.

La instalación de un espectrofotómetro Dobson y un sistema de recepción de datos de distribución vertical, empleando ozonosondas electroquímicas, permitió integrar a la estación de El Arenosillo en la red de vigilancia mundial del ozono y generar la primera serie de medidas del ozono estratosférico en nuestro país.

En estas fechas, los profesores Molina y Rowland, de la Universidad de Irvine (California) descubrían en el laboratorio el proceso según el cuál la radiación ultravioleta es capaz de descomponer las moléculas de los halocarburos, dejando el halógeno libre. Este halógeno, cloro o bromo, pero no flúor, actúa como destructor catalítico del ozono en la estratósfera intermedia y alta.

Poco después, el VII Congreso de la OMM (mayo de 1975), acordó que "hay una necesidad urgente de realizar más estudios para determinar en qué medida, los contaminantes emitidos por los seres humanos son responsables de la reducción del ozono en la estratósfera".

EL PARADIGMA DEL OZONO EN LA ANTARTIDA

Lo ajustado del equilibrio del ozono

estratosférico se ha puesto de manifiesto con la aparición del agujero del ozono en la Antártida (fig. 3).

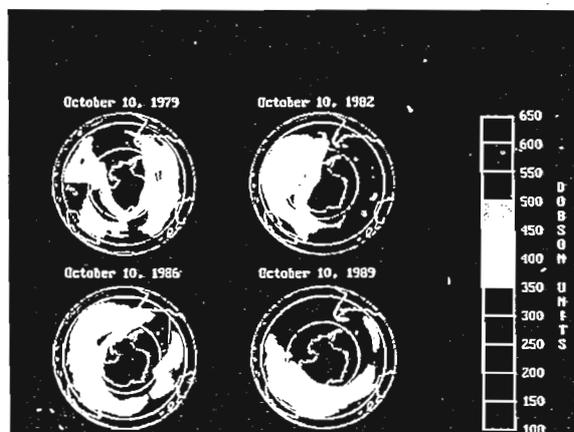


Fig.3.- Evolución del agujero del ozono en la Antártida. Datos suministrados por el instrumento TOMS del satélite Nimbus 7 de la NASA.

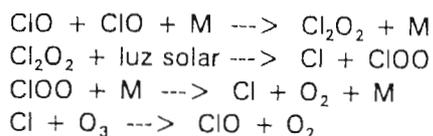
El agujero del ozono de la Antártida fue, en 1993, más profundo (menos ozono total en columna) y tan extenso como el del año 1989, que fue el que mostró con más intensidad el fenómeno. El valor más bajo de ozono total, registrado este año 1993 pasado, fue 90 unidades Dobson, un 75% de pérdida comparado con los valores medidos durante la primera mitad de la década de los 70. La oscilación cuasibienal, que se había señalado en los años 1986, 1987 y 1988, no se ha apreciado en los últimos cuatro años.

Una mejora en el conocimiento de los procesos que tienen lugar en la baja estratósfera, ha permitido determinar las causas del agujero del ozono en la Antártida y de los miniagujeros que se han empezado a detectar en el Artico.

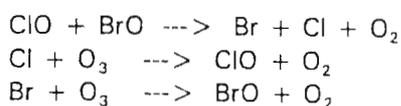
Se sabe que las pérdidas de ozono, que se producen cada primavera sobre la Antártida y al final de cada invierno sobre el Artico, se deben, en gran parte, a la destrucción catalítica del ozono producida por el cloro y el bromo. La acumulación de cloro y bromo, en esta región de la atmósfera, se debe a procesos químicos en fase heterogénea, que se producen en las condiciones meteorológicas de la estratósfera invernal de las latitudes altas. Mediante estos procesos, y con el concurso de los

compuestos NO_x, se forman los nitratos de cloro y bromo (ClONO₂ y BrONO₂) que sirven para acumular grandes cantidades de estos halógenos en las superficies de las frías partículas de las nubes estratosféricas polares. Con la aparición de las primeras luces solares, se liberan los ClO y BrO que dan lugar a los Cl y Br que provocan la destrucción del ozono.

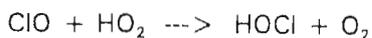
Los procesos catalíticos básicos, responsables de estas pérdidas de ozono, son (Molina y Molina, 1987):



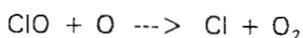
y (McElroy y otros, 1986):



Otros ciclos catalíticos, en los que entra la reacción



y la



tienen menor incidencia en el proceso general. Los productos resultantes de la fotólisis del Cl₂O₂, se han podido identificar como Cl y ClOO (Molina y otros, 1990). Los datos de laboratorio indicaban, ya el año 1989, que la reacción del nitrato de cloro con el ácido nítrico trihidratado es lenta en presencia de H₂O, que la reacción entre el HOCl y el HCl es rápida sobre las superficies de hielo y que la química del cloro y del nitrógeno se produce sobre los aerosoles líquidos sulfúricos, que existen en estas regiones antes de que aparezcan las nubes estratosféricas polares. Estas reacciones heterogéneas provocan la aparición del cloro y el bromo en sus formas activas (atómicas), a partir de las sustancias donde se han ido acumulando.

Cuando se calcularon en 1989 las pérdidas de ozono previsibles, a partir de las concentraciones medidas de ClO y BrO, se obtuvieron valores inferiores a los que la

realidad de las medidas de ozono suministraba. Recientes cálculos de las pérdidas de ozono (Anderson y otros, 1991), usando los valores nuevamente corregidos de las medidas de ClO y BrO con instrumentos bien recalibrados, han puesto de manifiesto que las pérdidas de ozono pueden explicarse completamente a partir de la catálisis del cloro y del bromo.

Aunque las medidas realizadas durante enero y febrero de 1989, indican que el torbellino estratosférico del Artico es una región casi tan perturbada químicamente como el torbellino estratosférico de la Antártida, no ha aparecido hasta ahora un agujero de ozono semejante. A altitudes entre 16 y 20 km, dentro del torbellino polar, se han observado abundante presencia de cloro y bromo activos. Ahora bien, la abundancia de óxidos de nitrógeno (NO_x) controla la presencia de ClO y BrO a través de la formación de ClONO₂ y BrONO₂. La necesaria desnitrificación para la formación del agujero no llega a producirse en el Artico, en contra de la que sucede en la Antártida, donde se observa una completa desaparición de este tipo de compuestos. La presencia de NO₂, procedente de la fotólisis del HNO₃, conduce a su combinación con el ClO para dar lugar al ClONO₂, retardando la destrucción catalítica del ozono.

Por otro lado, el torbellino polar ártico se rompe a menudo un mes antes de que aparezcan los rayos solares en la zona, mientras que en la Antártida la ruptura del torbellino polar no se realiza hasta dos meses después de las correspondientes fechas. Por ésto, aunque las nubes estratosféricas llegan a formarse, y aunque se alcanzan temperaturas casi tan bajas como las que se presentan en la estratósfera antártica, los procesos de destrucción del ozono en el Artico no pueden presentar el carácter de agujero. Con todo, si aumentase la concentración de fondo del cloro y del bromo estratosférico y se alterase la intensidad de la circulación estratosférica invernal en estas regiones, podrían alcanzarse las condiciones para que se desencadenen fenómenos semejantes a los del agujero del ozono en la Antártida.

BIBLIOGRAFIA

1) Anderson, J.G., D.W. Tooney and W.H. Brune, *Free radicals within the Antarctic vortex: The role of CFCs in Antarctic ozone loss*. Science, **251**, 39, (1991).

2) Austin, J., N. Butchart and K.P. Shine, *Possibility of an Arctic ozone hole in a doubled-CO₂ climate*. Nature, **360**, 221-225, (1992).

3) Cisneros, J.M., *El cambio planetario en la Meteorología y las Ciencias de la Atmósfera*. VII Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, San Fernando, 2-5 dic., 1991. Bol. R.O.A., No. 6/92.

4) McElroy, M.B., R.J. Salawitch, S.C. Wofsy and J.A. Logan, *Antarctic ozone reductions due to synergistic interactions of chlorine and bromine*. Nature, **321**, 759, (1986).

5) Molina, L.T. and M.J. Molina, *Production of Cl₂O₂ from the self-reaction of the radical*. J. Phys. Chem., **91**, 433, (1987).

6) Molina, M.J., A.J. Colussi, L.T. Molina, R.N. Schindler and T.-L. Tso, *Quantum yield of chlorine-atom formation in the photodissociation of chlorine peroxide (ClOOCI) at 308 nm*. Chem. Phys. Lett., **173**, 310, (1990).

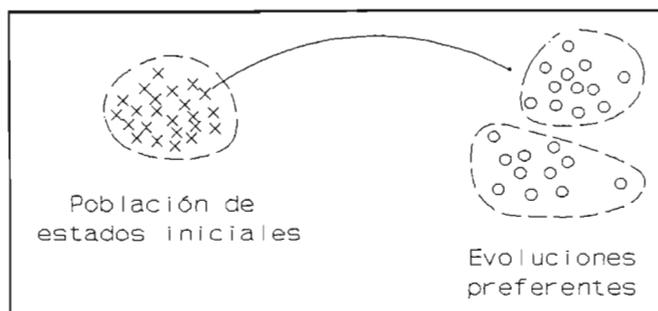
7) Molina, M.J. and M.S. Rowland, *Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: chlorine atom catalyzed destruction of ozone*. Nature, **249**, 810-814, (1974).

LA PREDECIBILIDAD DEL TIEMPO YA ES OPERATIVA

La predicción del tiempo, tanto si se realiza utilizando métodos empíricos o bien resolviendo el problema de valores iniciales de las ecuaciones que rigen la evolución atmosférica, está sometida a grandes fluctuaciones en cuanto a sus éxitos. Todos estamos familiarizados con el hecho de que empleando los mismos métodos y los mismos modelos numéricos podemos obtener una predicción excepcionalmente precisa en el corto plazo o una predicción tan inexacta que sea completamente inútil. ¿A qué se debe esta **variabilidad tan alta de la calidad de las predicciones**? ¿Cuándo un estado de la atmósfera se deja predecir bien?, o lo que es lo mismo, ¿cuándo es muy predecible?. ¿Depende solamente del estado de la atmósfera o la predecibilidad está ligada al modelo que utilizemos para hacer las predicciones?. Para tratar de dar respuesta a todas estas preguntas se va abriendo paso en la comunidad de meteorólogos numéricos una nueva disciplina: la **predecibilidad**. La finalidad última de esta disciplina es eminentemente práctica, a saber, asignar a cada predicción - realizada mediante un modelo numérico- un índice de calidad y a ser posible presentar predicciones alternativas con su correspondiente probabilidad.

En primer lugar, las causas de este comportamiento tan aparentemente errático tenemos que buscarlas en la atmósfera misma, **la atmósfera es un sistema dinámico caótico** cuya evolución depende críticamente de las condiciones iniciales. Los sistemas caóticos se caracterizan por lo altamente variable que es su predecibilidad, estando esta predecibilidad muy

determinada por las condiciones iniciales. Esto se traduce en que pequeñas variaciones en el estado inicial, incluso inferiores al umbral de los errores de observación, pueden dar lugar a evoluciones posteriores claramente divergentes. Y es esta característica de la atmósfera, que aparece también simulada mediante los modelos numéricos, la que se utiliza para estimar el grado de predecibilidad del estado futuro de la atmósfera. El



procedimiento utilizado operativamente consiste en considerar una **población de estados iniciales** "próximos" al estado inicial de control y hacerlos evolucionar observando si las distintas evoluciones divergen en mayor o menor medida o si presentan una varias vías preferenciales de evolución. Una mayor divergencia en la evolución de las poblaciones se asocia a una menor predecibilidad.

En los últimos años se han venido estudiando