

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

DEPARTAMENTO DE FÍSICA DE LA TIERRA Y ASTROFÍSICA



TRABAJO DE FIN DE GRADO

Código de TFG: FTA27

Impacto del cambio climático en la recuperación de la capa de ozono

Impact of climate change on ozone layer recovery

Supervisora: Marta Ábalos Álvarez

Aida Escudero Sánchez

Grado en Ciencias Físicas

Curso académico 2023-24

Convocatoria ordinaria

Calificación: 9,9 (MH)

Resumen:

El ozono es un gas que se encuentra de forma natural en la atmósfera de la Tierra, principalmente en la estratosfera media-baja. Su abundancia está determinada por reacciones químicas que se producen continuamente debido a la presencia de radiación ultravioleta solar. La destrucción de ozono en las zonas polares se debe a la emisión de sustancias que agotan el ozono, como los clorofluorocarbonos (CFC), que disminuyeron considerablemente tras la aplicación del Protocolo Montreal en 1987. La abundancia de ozono se ve cada vez más influida por el impacto del cambio climático. Las emisiones de gases de efecto invernadero siguen aumentando, modificando la estructura térmica y dinámica de la estratosfera, enfriándose la parte superior y acelerándose la circulación de Brewer-Dobson. Utilizando un modelo climático se analiza la evolución de la abundancia del ozono en la estratosfera baja a lo largo del siglo XXI, comparando su concentración en distintas regiones de la Tierra (Ártico, Antártida y trópicos) al inicio y al final de siglo, así como su evolución temporal utilizando tres escenarios de concentración de gases de efecto invernadero distintos. Los resultados muestran que la evolución de los gases de efecto invernadero afecta a la velocidad de la recuperación de ozono de forma distinta en las regiones estudiadas. Mientras que se espera que la superficie de la Tierra siga aumentando su temperatura, se prevé que la estratosfera siga enfriándose, provocando un aumento de ozono al ralentizarse las reacciones responsables de su pérdida.

Abstract:

Ozone is a gas found naturally in the Earth's atmosphere, mainly in the lower-middle stratosphere. Its abundance is determined by chemical reactions that occur continuously due to the presence of solar ultraviolet radiation. The destruction of ozone in the polar areas is due to the emission of ozone-depleting substances such as chlorofluorocarbons (CFCs), which decreased considerably after the implementation of the Montreal Protocol in 1987. Ozone abundance is increasingly influenced by the impact of climate change. Greenhouse gas emissions continue to increase, changing the thermal structure and dynamics of the stratosphere, cooling the upper stratosphere and accelerating the Brewer-Dobson circulation. Using a climate model, the evolution of ozone abundance in the lower stratosphere throughout the 21st century is analyzed, comparing its concentration in different regions of the Earth (Arctic, Antarctic and tropics) at the beginning and end of the century, as well as its temporal evolution using three different greenhouse gas concentration scenarios. The results show that the evolution of greenhouse gases affects the rate of ozone recovery differently in the regions studied. While the Earth's surface is expected to continue to increase in temperature, the stratosphere is expected to continue to cool, leading to an increase in ozone by slowing down the reactions responsible for ozone loss.

Índice

1. Introducción	2
2. Objetivos	5
3. Datos y metodología	5
4. Resultados	8
4.1. Cambio de ozono entre el inicio y el final de siglo	8
4.1.1. Escenario intermedio de cambio climático	8
4.1.2. Escenario extremo de cambio climático	9
4.1.3. Escenario sin aumento de gases de efecto invernadero	11
4.2. Evolución temporal promediada	13
4.2.1. Círculo polar ártico	13
4.2.2. Trópicos	14
4.2.3. Círculo polar antártico	15
5. Discusión y conclusiones	15
Referencias	17
A. Cambio de ozono en simulación REFC2	18
B. Cambio de ozono en simulación SENC285	18
C. Cambio de ozono en simulación SENC2-f-GHG	19
D. Evolución temporal de ozono ártico	19
E. Evolución temporal de ozono tropical	20
F. Evolución temporal de ozono antártico	20

1. Introducción

El ozono es un gas presente de forma natural en la atmósfera de la Tierra. Cada molécula de ozono contiene tres átomos de oxígeno y se denomina químicamente como O_3 . Las moléculas de ozono constituyen una pequeña fracción de las moléculas de gas de la atmósfera, dado que la mayoría de las moléculas de aire son nitrógeno (N_2) u oxígeno (O_2) (Salawitch et al., 2023).

El ozono se encuentra principalmente en dos regiones de la atmósfera: alrededor del 10 % se encuentra en la troposfera, que se extiende desde la superficie hasta unos 10-15 kilómetros de altitud; el 90 % restante del ozono de la Tierra reside en la estratosfera, la región de la atmósfera entre la parte superior de la troposfera y unos 50 kilómetros de altitud (Figura 1). La parte de la estratosfera con la mayor cantidad de ozono se conoce comúnmente como «capa de ozono».

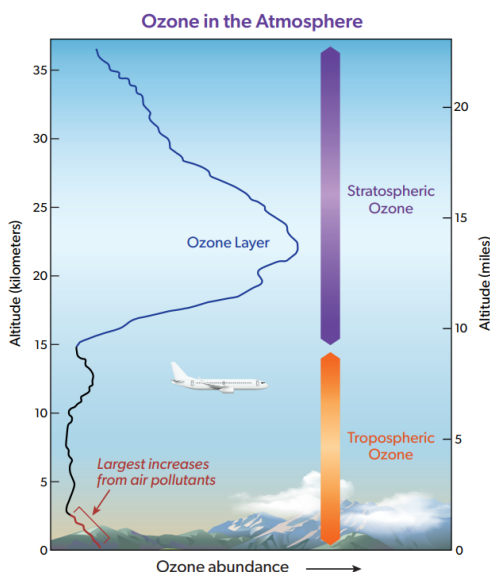


Figura 1: Distribución del O_3 en la atmósfera (Salawitch et al., 2023)

La abundancia de ozono en la estratosfera y la troposfera viene determinada por el equilibrio entre los procesos químicos que producen y destruyen ozono. El equilibrio viene determinado por las cantidades de gases reactivos y por cómo varía la velocidad o eficacia de las distintas reacciones en función de la intensidad de la luz solar, la situación en la atmósfera, la temperatura y otros factores.

Concretamente, el ozono estratosférico se forma de manera natural por reacciones químicas en las que intervienen la radiación ultravioleta solar y moléculas de oxígeno, que constituyen aproximadamente el 21 % de la atmósfera. En el primer paso, la radiación solar rompe una molécula de oxígeno para producir dos átomos de oxígeno. En el segundo paso, cada uno de estos átomos de oxígeno altamente reactivos se combina con una molécula de oxígeno para producir una molécula de ozono. Estas reacciones se producen continuamente siempre que la radiación ultravioleta solar está presente en la estratosfera. Como resultado, la mayor producción de ozono se produce en la estratosfera tropical (Salawitch et al., 2023).

Cuando las condiciones atmosféricas cambian para favorecer las reacciones que producen ozono

en un lugar determinado, aumenta la abundancia de ozono. Del mismo modo, si las condiciones cambian para favorecer otras reacciones que destruyen el ozono, la abundancia disminuye. El equilibrio de las reacciones de producción y pérdida combinado con los movimientos del aire atmosférico que transportan y mezclan aire, determina la distribución global del ozono en escalas temporales de entre pocos días a muchos meses.

El ozono estratosférico global disminuyó considerablemente desde los años 70 hasta finales de los 90. Esto se debió a que gran parte de las sustancias que agotan el ozono (ODS por sus siglas en inglés, Ozone Depleting Substances) emitidas alcanzan la estratosfera, donde se convierten en gases reactivos y de reserva que contienen cloro y bromo y que provocan la destrucción del ozono. Las ODS que solo contienen cloro, flúor y carbono se denominan clorofluorocarbonos, normalmente abreviados como CFC. Estas y otras ODS que contienen cloro se han utilizado en muchas aplicaciones, como la refrigeración, el aire acondicionado, el soplado de espumas, los propulsores de latas de aerosol, la limpieza de metales...; productos de consumo dan lugar a la emisión final de estos gases a la atmósfera (Salawitch et al., 2023).

Las emisiones totales de ODS como los CFC aumentaron sustancialmente desde mediados hasta finales del siglo XX, alcanzaron su punto álgido a finales de la década de 1980 y en la actualidad están disminuyendo (véase Figura 2) gracias al Protocolo Montreal: en 1987 el Convenio de Viena para la Protección de la Capa de Ozono fue firmado por 26 países. El descubrimiento del agujero de ozono antártico en 1985 dio lugar a un gran esfuerzo comunitario que estableció, en pocos años, que este fenómeno estaba causado por la liberación humana de diversos compuestos de cloro y bromo. Por ello, las naciones firmantes acordaron tomar medidas adecuadas para proteger la capa de ozono de las actividades humanas. Posteriores enmiendas del protocolo han extendido su alcance y actualmente está ratificado por todos los países de la ONU.

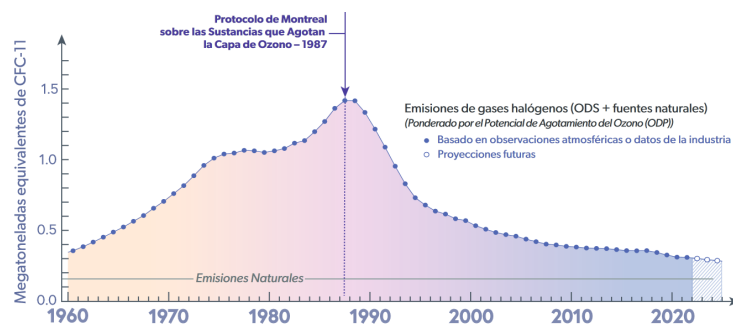


Figura 2: Curva de variación de la emisión de CFC-11 a lo largo del tiempo, modificada de Salawitch et al. (2023)

El Protocolo de Montreal ha logrado establecer y aplicar controles jurídicamente vinculantes para los países desarrollados y en la producción y el consumo de gases halógenos causantes del agotamiento de la capa de ozono. Aunque se tomaron medidas de manera casi inmediata tras la implementación del protocolo, y se han alcanzado hitos significativos (Figura 2), la persistencia prolongada de estos compuestos en la atmósfera y las considerables emisiones pasadas han llevado al estado actual más crítico de la capa de ozono en su historia. Por ello, no se espera que recupere su estado “normal” hasta el año 2050 (Salawitch et al., 2023).

Las ODS están presentes en toda la capa de ozono estratosférico porque son transportadas a grandes distancias por los movimientos atmosféricos. Cuando se exponen a la radiación ultravioleta

del Sol, gases fuente de halógenos se convierten en otros gases que contienen cloro y bromo. Estos gases son altamente reactivos y destruyen el ozono estratosférico en ciclos catalíticos formados por dos o más reacciones separadas. Como resultado, un solo átomo de cloro o bromo puede destruir muchos miles de moléculas de ozono antes de abandonar la estratosfera. Por tanto, una pequeña cantidad de estas sustancias tiene un gran impacto en la capa de ozono (Salawitch et al., 2023).

El ozono, además, varía en escalas temporales estacionales, interanuales y decenales como resultado de forzamientos naturales y antropogénicos (Hassler et al., 2022). Por ejemplo, el agotamiento de la capa de ozono a finales del invierno y principios de la primavera en la Antártida, conocido como «agujero de ozono» se debe a unas condiciones meteorológicas y químicas especiales que se dan allí y que no se dan en ningún otro lugar del planeta. Las bajísimas temperaturas invernales de la estratosfera antártica provocan la formación de nubes estratosféricas polares (PSC por sus siglas en inglés, Polar Stratospheric Clouds). Las reacciones químicas específicas que se producen en estas nubes, combinadas con el aislamiento del aire estratosférico dentro del vórtice polar, permiten que reacciones de cloro y bromo produzcan el agujero de ozono sobre la Antártida en primavera (Salawitch et al., 2023).

También se produce un agotamiento significativo de la capa de ozono del Ártico en la mayoría de los años a finales del invierno y principios de la primavera boreal (enero-marzo). Al igual que en la Antártida, el agotamiento del ozono en el Ártico se produce debido a: por un lado, periodos de temperaturas muy bajas, que dan lugar a la formación de PSC; por otro lado, la gran abundancia de gases halógenos reactivos producidos en reacciones en las PSC; finalmente, por el aislamiento del aire estratosférico polar, que da tiempo a que se produzcan procesos de destrucción química tras el retorno de la luz solar. Sin embargo, estas condiciones se dan con menos frecuencia en esta zona del planeta. Incluso el agotamiento más severo del ozono en el Ártico no conduce a cantidades totales de ozono tan bajas como las observadas en la Antártida (Figura 3). En consecuencia, en el Ártico no se produce un «agujero de ozono» extenso y recurrente como el de la estratosfera antártica

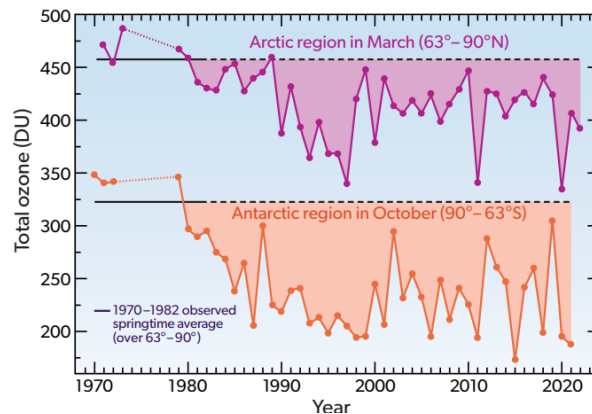


Figura 3: Ozono total medio en las regiones polares (Salawitch et al., 2023)

En cuanto a latitudes medias-bajas, la abundancia de ozono total entre 60°S y 60°N es ahora aproximadamente un 2-3 % inferior a la cantidad presente durante 1964-1980. En ambos hemisferios, la disminución total del ozono es pequeña cerca del ecuador y aumenta hacia los polos (Salawitch et al., 2023). Estas diferencias sistemáticas en la composición del aire estratosférico son consecuencia del transporte atmosférico a gran escala: el aire entra en la estratosfera en los trópicos, se desplaza hacia los polos en ambos hemisferios, desciende y finalmente vuelve a la troposfera en latitudes

medias y altas.

Además de la esperada recuperación por la disminución de las concentraciones de ODS, la abundancia de ozono se verá cada vez más afectada por el impacto del cambio climático, y depende en gran medida de las futuras emisiones de dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4) y óxido nitrroso (N_2O). Asimismo, durante el largo periodo de recuperación que se prevé, los acontecimientos esporádicos, como las grandes erupciones volcánicas y los incendios forestales, o las acciones deliberadas, como la inyección de aerosoles en la estratosfera para mitigar el calentamiento global, también pueden influir en los futuros niveles de ozono (Salawitch et al., 2023).

La Organización Meteorológica Mundial (WMO 2007) definió tres etapas de la recuperación actual y futura del ozono estratosférico: (1) una ralentización de la disminución del ozono, (2) la aparición de aumentos del ozono por encima de los valores mínimos anteriores (es decir, un cambio de tendencia) debido a la disminución del cloro estratosférico efectivo equivalente, y (3) la recuperación total de las ODS.

Para poder analizar bien la abundancia de distintos gases en la atmósfera, y poder realizar un estudio del comportamiento futuro de los mismos, se utilizan modelos climáticos con química atmosférica acoplada. Estos modelos son complejos programas informáticos que simulan la evolución del sistema climático con todas sus componentes (atmósfera, océano, hielo, tierra y biosfera). En concreto, la parte atmosférica simula de manera acoplada la evolución de las variables dinámicas y termodinámicas, la radiación y un gran número de compuestos químicos, entre ellos el ozono.

Los estudios realizados con estos modelos han demostrado que el aumento de la abundancia de gases de efecto invernadero (CO_2 , CH_4 y N_2O) provoca un enfriamiento en la estratosfera superior y media del invierno ártico. Este enfriamiento acelera la recuperación de ozono provocado por las ODS en la estratosfera superior al ralentizar los ritmos de las reacciones de pérdida de ozono en fase gaseosa. Por otro lado, las proyecciones de los modelos impulsados por el aumento de la abundancia atmosférica de gases de efecto invernadero en las próximas décadas muestran un reforzamiento de la circulación atmosférica a escala global, que se denomina circulación de Brewer-Dobson, que lleva el aire de la troposfera a la estratosfera en los trópicos, desplaza el aire estratosférico hacia los polos en ambos hemisferios y, a continuación, devuelve el aire a la troposfera en latitudes medias y altas (Chipperfield et al., 2022).

2. Objetivos

El objetivo de este trabajo es estudiar a lo largo del siglo XXI la evolución de la abundancia de ozono en la estratosfera baja en distintas regiones de la Tierra (Antártida, Ártico y trópicos) utilizando un modelo climático con química acoplada que simula su concentración siguiendo tres escenarios de concentración de gases de efecto invernadero distintos.

3. Datos y metodología

Los datos analizados son de simulaciones realizadas con el modelo CESM1-WACCM (Community Earth System Model – Whole Atmosphere Community Climate Model). Este modelo climático desarrollado en el National Center for Atmospheric Research de EEUU tiene componentes acopla-

das de atmósfera, océano, tierra y hielo, así como química interactiva. La resolución horizontal es de 1.9° de latitud y 2.5° de longitud; la resolución vertical es de 1.2 km cerca de la tropopausa, y 2 km cerca de la estratopausa, con el tope del modelo situado a unos 140 km de altura, y un total de 66 niveles. La versión del modelo utilizada es capaz de simular de manera realista el agujero de ozono (Solomon et al., 2015).

En concreto para el TFG se han utilizado datos de ozono promediados en longitud en función de la latitud (de 90°N a 90°S), de la presión (de 1000hPa a 10⁻⁶hPa) y del mes desde enero de 1960 hasta diciembre de 2099. Se ha trabajado específicamente con tres simulaciones que forman parte de las desarrolladas para el proyecto internacional Chemistry-Climate Model Initiative Phase I (Eyring et al., 2013).

La primera es la simulación de referencia (REFC2). En esta simulación, los gases de efecto invernadero siguen el escenario RCP6.0 del IPCC (2013), esto es, en un rango de valores de forzamiento radiativo de 6W/m² a finales de siglo.

La segunda es un experimento de sensibilidad con gases de efecto invernadero siguiendo el escenario RCP8.5 (SENC285). Esto es, en ella hay un forzamiento radiativo de 8.5 W/m². En este escenario, las emisiones continúan aumentando durante todo el siglo XXI, mientras que en el RCP6.0 aumentan en menor medida hasta 2080 aproximadamente y después se estabilizan. Este experimento comienza desde 2001, por lo que se cuenta con menos datos temporales que los otros dos.

Finalmente, se tiene una tercera simulación: experimento de sensibilidad con gases de efecto invernadero fijados a niveles de 1960 (SENC2-f-GHG). Esta simulación, al igual que la de referencia, tiene una longitud temporal desde 1960 hasta diciembre de 2099.

Para cada una de las simulaciones se tienen tres miembros. En estos miembros las condiciones de contorno son las mismas (por ejemplo, la concentración de gases de efecto invernadero es la misma en los tres, así como las sustancias que destruyen el ozono, la radiación solar...). Sin embargo, a cada una se le introduce una pequeña perturbación en las condiciones iniciales. De esta manera, el comportamiento caótico de uno será distinto del otro. Por tanto, al realizar el promedio de estos tres miembros del conjunto (ensemble, en inglés), se obtiene información más clara de la respuesta a forzamientos externos, y es con este *ensemble* con el que se va a trabajar. Se han incluido los resultados, además, de los tres miembros por separado en los apéndices.

En una primera parte, se analizará el cambio de la concentración de O₃ para las tres simulaciones en la estratosfera media-baja, donde la evolución del ozono se ve más afectada por los cambios en la dinámica. Para ello, se realizará la media de concentración en periodos de 20 años al comienzo y al final de siglo, y se calculará su cambio en porcentaje (C_{O_3}) siguiendo la ecuación:

$$C_{O_3}(\%) = \frac{b - a}{a} \cdot 100 \quad (1)$$

donde a es la media de concentración de ozono al inicio del siglo (periodo comprendido entre 2001 y 2020), y b la media de concentración a finales de siglo (periodo comprendido entre 2080 y 2099). Para hallar la significación estadística de los cambios obtenidos, se ha realizado un test estadístico t de Student, para lo cual se ha utilizado un código proporcionado por la tutora. Esta función determina si los valores medios de a y b son significativamente diferentes, con un intervalo de confianza que se ha establecido del 95 %.

Para la primera parte lo ideal sería escoger periodos de 30 años para poder realizar una buena

estadística, pero la simulación SENC285 comienza desde 2001, contando con menos datos en torno al comienzo de siglo. Por tanto, para realizar los análisis de manera consistente en las tres simulaciones analizadas, hemos reducido el tamaño de la muestra. Tras realizar un análisis para las dos primeras simulaciones tanto para periodos de 20 como de 30 años, hemos comprobado que el resultado final es muy similar.

En una segunda parte, representamos la evolución de ozono en función del tiempo para cada región de interés: Ártico, Antártico y trópicos. Concretamente, se representarán estos resultados mirando únicamente los meses en los que los cambios totales del ozono son mayores: la cantidad de concentración de ozono en la atmósfera sigue un ciclo anual, donde la cantidad de radiación solar que alcanza la Tierra varía estacionalmente, coincidiendo la mayor concentración cuando los rayos solares son más directos. Por tanto, se analizará en el Ártico los meses de marzo (primavera boreal) y en el Antártico los meses de octubre (primavera austral). En los trópicos no ocurre esta variación, por lo que se tendrán en cuenta todos los meses del año. Además, se incluyen en los apéndices D, E y F la evolución temporal de los tres miembros por separado.

Existen varias maneras de expresar la concentración de ozono, como se muestra en la Figura 4. La razón de mezcla da el número de moles de ozono por cada mol de aire, y se representa en partes por millón en volumen. Por otro lado, la presión parcial es proporcional al número de moléculas de ozono sin pesar por el número de moléculas de aire, por lo que nos da una representación más fiel de la cantidad de este gas en las distintas regiones. Por ejemplo, se distingue claramente la “capa de ozono”, la región con altas concentraciones en la baja estratosfera.

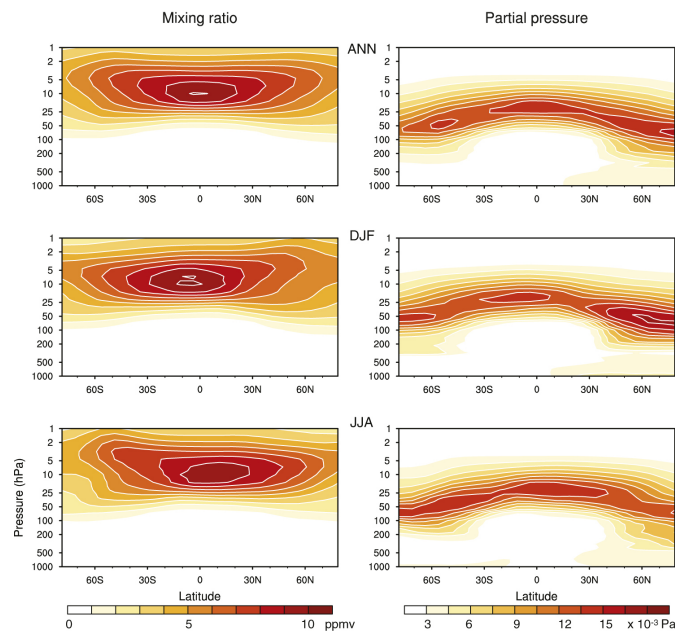


Figura 4: Razón de mezcla y presión parcial del ozono (Wallace et al., 2023)

Las series temporales se han expresado como la columna parcial de ozono (PCO) en la estratosfera, en unidades Dobson (DU). Esta cantidad se obtiene integrando la presión parcial a toda la columna de aire, por lo que es la cantidad relevante cuando interesa conocer, por ejemplo, los efectos sobre la radiación ultravioleta solar que alcanza la superficie terrestre. Este cálculo se ha realizado utilizando un código proporcionado por la tutora.

4. Resultados

4.1. Cambio de ozono entre el inicio y el final de siglo

Mediante el uso de la ecuación 1 se obtiene el cambio de ozono entre el inicio del siglo (2001-2020) y el final del siglo (2080-2099). Se muestra el cambio de ozono desde 300hPa hasta 1hPa en función de la latitud, junto con los puntos significativos de cambio.

4.1.1. Escenario intermedio de cambio climático

Para la simulación de referencia, se obtiene el resultado mostrado en la Figura 5.

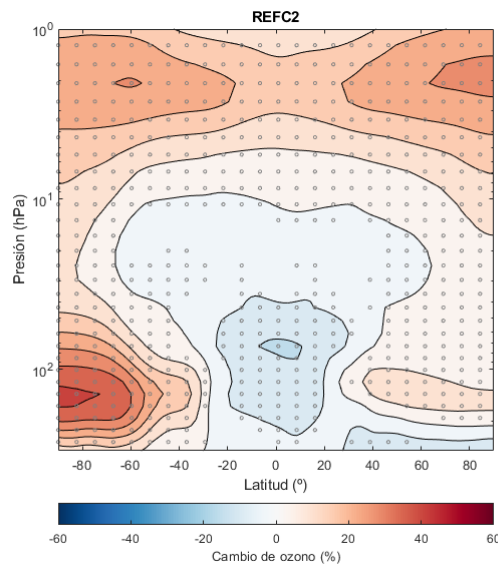


Figura 5: Cambio en porcentaje de ozono en función de la presión (desde 300hPa hasta 1hPa) y de la latitud entre dos periodos del siglo XXI: inicial (2001-2020), y final (2080-2099). Se ha utilizado la media del *ensemble* de tres miembros de la simulación de referencia (REFC2). En colores rojizos se muestra el aumento de O_3 , y en colores azulados la disminución. Las líneas de contorno dividen intervalos de aproximadamente 6 % de cambio. Los puntos grises indican cambios significativos.

Se pueden distinguir tres regiones de interés: el círculo polar ártico (60° - 90° N), los trópicos (30° N- 30° S) y el círculo polar antártico (60° - 90° S). En el apéndice A se encuentra el resultado de los tres miembros por separado.

En el círculo polar antártico se observa un cambio positivo. Aumenta hasta un 42 % en algunos puntos. La mayor parte del cambio ocurre a 150hPa, aproximadamente. Se corresponde con la zona del agujero de la capa de ozono, recuperándose mucho más que otras zonas analizadas en esta misma simulación.

En los trópicos se observa, por otro lado, un cambio negativo. La concentración de ozono disminuye hasta un 10 % en la zona del ecuador. La disminución máxima ocurre, además, a unos

70hPa. Esto se debe a que el nivel de la tropopausa en los trópicos tiene más altura que en los polos. Por consecuencia, la baja estratosfera (que es donde se ubica la mayor cantidad de ozono, véase Figura 4) se ubica en presiones más bajas, siendo donde mayor cambio se produce.

En el círculo polar ártico lo que se observa es un cambio positivo de concentración de ozono, como ocurría con el círculo polar antártico. Este cambio vuelve a ser más acusado a una altura de 150hPa, y se observa un aumento de hasta un 12%, menor que para el caso del círculo polar antártico. Tiene sentido que ocurra así, pues en el caso del polo sur se partía desde una situación con menor cantidad de ozono, por lo que su recuperación sería mayor.

Estas tres zonas son las más relevantes, ya que es donde mayor cambio se produce. No obstante, también se puede ver un cambio positivo en zonas más altas de la estratosfera, coincidiendo el mayor cambio en latitudes altas que bajas. Aun así, al tratarse de la estratosfera alta, la cantidad de ozono es mucho menor (véase Figura 4). Se ha decidido representar esta zona igualmente para ver el comportamiento general de la atmósfera, sin aislar innecesariamente otras partes de la estratosfera.

La estructura del cambio en la baja estratosfera (aumento en los polos y disminución en latitudes tropicales), se explica por la aceleración de la circulación de Brewer-Dobson, asociada al cambio climático (Garny et al., 2022). Por otro lado, la recuperación en la alta estratosfera está asociada al enfriamiento en esta región en respuesta a la mayor concentración de gases de efecto invernadero, que ralentiza las reacciones de destrucción en esta parte de la atmósfera (Banerjee et al., 2016).

Los puntos grises muestran dónde el cambio es significativo, con un intervalo de confianza del 95%. Se observa que en general los cambios son estadísticamente significativos, excepto en regiones en las que los cambios son muy pequeños, en concreto en la zona de transición entre aumento y disminución.

4.1.2. Escenario extremo de cambio climático

Para analizar el efecto de un escenario más extremo de gases de efecto invernadero se analiza la simulación SENC285. Mediante el mismo procedimiento que se ha seguido en el apartado anterior, se obtiene el resultado mostrado en la Figura 6.

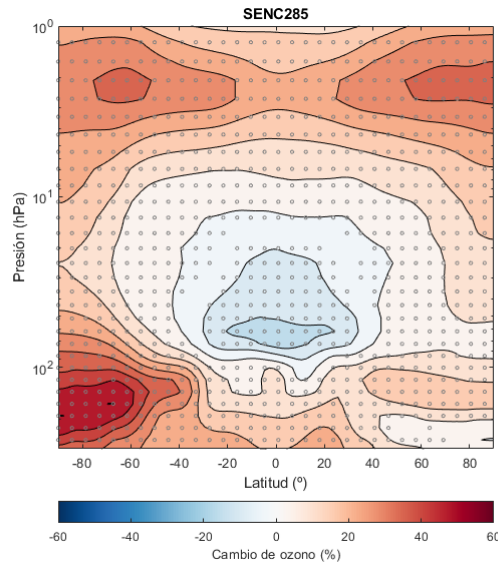


Figura 6: Cambio en porcentaje de ozono en función de la presión (desde 300hPa hasta 1hPa) y de la latitud entre dos periodos del siglo XXI: inicial (2001-2020), y final (2080-2099). Se ha utilizado la media del *ensemble* de tres miembros del escenario extremo de cambio climático (SENC285). En colores rojizos se muestra el aumento de O_3 , y en colores azulados la disminución. Las líneas de contorno dividen intervalos de aproximadamente 6% de cambio. Los puntos grises indican cambios significativos.

La Figura 6 tiene la misma estructura que la Figura 5, pero con valores más intensos debido a que sigue un escenario más extremo, en el que los gases de efecto invernadero siguen los niveles RCP8.5 del IPCC (2013). Se vuelven a identificar tres regiones de interés divididas en función de la latitud y el nivel. Se muestra en el apéndice B los resultados de los tres miembros por separado.

En el círculo polar antártico el cambio en ozono es notablemente mayor que en la simulación anterior, abarcando una mayor área de cambio que llega hasta un 53% en algunos puntos. La contribución de los gases de efecto invernadero tiene un gran impacto en esta zona en concreto debido al enfriamiento de la estratosfera alta, y además por la aceleración de la circulación de Brewer-Dobson, que acumula ozono en el polo (Garny et al., 2022). Esto provoca una super recuperación del agujero de la capa de ozono, es decir, se obtienen concentraciones mayores de las que se tenían antes de la destrucción, como se verá en la sección 4.2.3. Además, en la alta estratosfera el enfriamiento es mayor y por tanto la recuperación también es mayor en este escenario (Banerjee et al., 2016).

Respecto a los trópicos, la zona donde hay más pérdida de concentración se encuentra también en torno a 70hPa, con una pérdida de hasta un 13%. Por debajo de este nivel se observa un aumento de la concentración, llegando hasta un 23% en algunos puntos. Los cambios en la troposfera son más inciertos, y se deben a cambios en los precursores químicos que producen ozono en la troposfera (metano, óxidos de nitrógeno...). Aun así, la concentración en esta región es muy pequeña (Figura 4), por lo que los cambios no son tan importantes para la columna total de ozono.

A presiones más bajas (niveles más altos), el cambio también es positivo y se regenera parte del ozono, llegando hasta un 25% en algunas zonas. Esto se debe al mayor enfriamiento radiativo por CO_2 de la alta estratosfera. Esto mismo ocurriría en la simulación de referencia, aunque con menor

porcentaje de cambio debido a un forzamiento menor.

En el círculo polar ártico aumenta también la cantidad de ozono a finales de siglo, en torno a un 20%. La regeneración en esta zona sigue siendo menor que en el caso del antártico, como era de esperar, pero notablemente mayor que en la simulación de referencia.

Respecto a los puntos significativos de cambio, la significatividad se extiende a toda la región. Quiere decir que en esta simulación el cambio es significativo en muchas más zonas que en el caso anterior debido al mayor forzamiento.

4.1.3. Escenario sin aumento de gases de efecto invernadero

Al trabajar con datos en los que los gases de efecto invernadero quedan fijados a los de 1960 se obtiene como resultado la Figura 7, en el que se vuelven a identificar las mismas zonas que en los apartados anteriores:

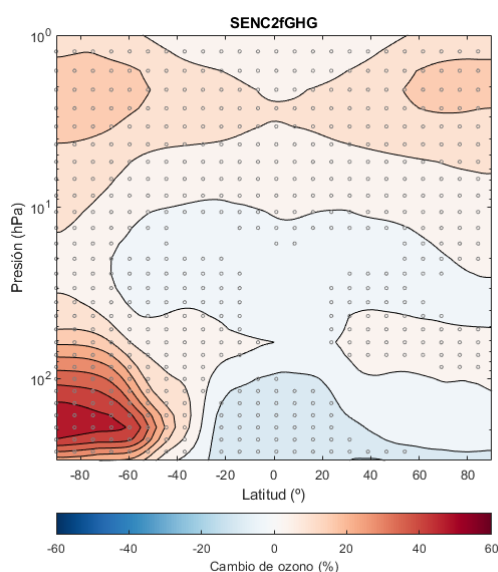


Figura 7: Cambio en porcentaje de ozono en función de la presión (desde 300hPa hasta 1hPa) y de la latitud entre dos periodos del siglo XXI: inicial (2001-2020), y final (2080-2099). Se ha utilizado la media del *ensemble* de tres miembros del escenario sin aumento de gases de efecto invernadero (SENC2-f-GHG). En colores rojizos se muestra el aumento de concentración de O₃, y en colores azulados la disminución. Las líneas de contorno dividen intervalos de aproximadamente 6% de cambio. Los puntos grises indican cambios significativos.

De forma análoga a los apartados anteriores, se cuenta con el resultado de los tres miembros por separado en el apéndice C.

En el círculo polar antártico, el cambio en porcentaje es mayor que en la simulación de referencia al mismo nivel de presión. Con el mismo número de líneas de contorno, es fácil identificar que hay mayor área de porcentaje alto de aumento que en la simulación de referencia (es decir, se regenera más ozono) llegando hasta un 51% en algunos puntos.

En los trópicos, la disminución en la baja estratosfera es mucho menor (no llega al 1 %) y no es significativa, y la reducción queda confinada a la troposfera.

En el círculo polar ártico resulta menos identificable el cambio en esta simulación con respecto a la de referencia. Tiene un porcentaje bajo de aumento, indicando que la regeneración es menos notoria que en el caso del antártico. Para una misma presión de 150hPa, se tiene un aumento que no supera el 2%.

Resulta de gran interés analizar el cambio en la cantidad de ozono debido a los gases de efecto invernadero exclusivamente. Para ver este cambio, se restan los valores de los resultados de la Figura 5 y 7, y se divide entre el resultado obtenido del primer periodo de la simulación de referencia. El resultado es el que se muestra en la Figura 8.

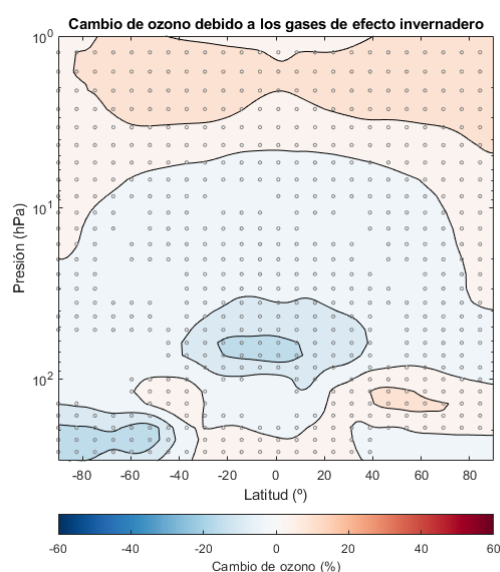


Figura 8: Cambio de ozono debido a los gases de efecto invernadero exclusivamente en función de la presión (desde 300hPa hasta 1hPa) y de la latitud entre dos periodos del siglo XXI: inicial (2001-2020), y final (2080-2099). Las líneas de contorno dividen intervalos de aproximadamente 6 % de cambio. Los puntos grises indican cambios significativos.

En la Figura 8 se ve que el aumento de gases de efecto invernadero da lugar a disminución de ozono en la baja estratosfera tropical, y aumento en la baja estratosfera ártica. Esto es consistente con la aceleración de la circulación de Brewer-Dobson, que transporta el ozono desde latitudes bajas a polares. Además se observa el aumento en la concentración en la alta estratosfera, asociada al enfriamiento de esta región por el aumento de los gases de efecto invernadero. Sin embargo, el comportamiento de la Antártida es opuesto al esperado. La explicación se obtendrá al representar las series temporales, en la siguiente sección.

4.2. Evolución temporal promediada

Para mirar la evolución temporal de la cantidad de ozono en el círculo polar ártico y círculo polar antártico se han promediado los datos entre las latitudes 60° y 90° de cada hemisferio y por encima del nivel de 300hPa. Para el caso de los trópicos, se han promediado entre los 30°N y 30°S por encima de los 100hPa. Estos niveles coinciden con el límite aproximado de la tropopausa en cada región, pudiéndose observar en las Figuras 5, 6 y 7.

4.2.1. Círculo polar ártico

Para el círculo polar ártico, concretamente en el mes de marzo a lo largo de todo el periodo se obtiene el resultado que se muestra en la Figura 9.

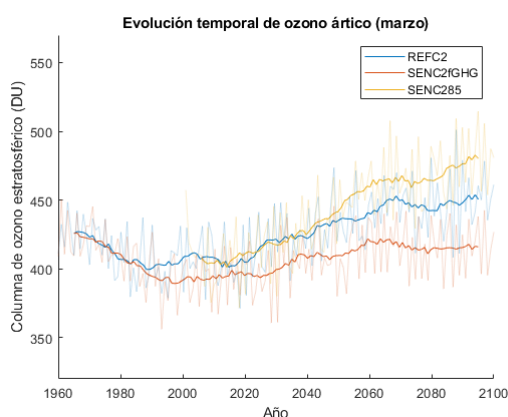


Figura 9: Evolución temporal en el círculo polar ártico (60° - 90°N) en el mes de marzo desde 1960 hasta 2100 por encima de 300hPa de la columna de ozono estratosférico (DU). Se ha utilizado la media del *ensemble* de tres miembros. Las líneas opacas muestran la media móvil de 12 puntos para la simulación de referencia (azul), el escenario sin aumento de gases de efecto invernadero (rojo) y el escenario extremo de cambio climático (amarillo).

Se ha incluido en el apéndice D el resultado obtenido de cada miembro por separado.

Lo primero que se debe comentar es que la evolución temporal para la simulación SENC285 comienza en 2001 y no en 1960 como las otras dos. Se ha pintado por debajo la evolución total de los meses de marzo, para posteriormente pintar por encima la media móvil de la evolución. Como resultado, los valores en los extremos de la media móvil no aparecen porque no se cuenta con datos de antes de 1960 y de después de 2100 para los casos de REFC2 y SENC2-f-GHG. Por tanto, para estos casos la media móvil comienza en 1965 y termina en 2095. Para el caso de SENC285, la media móvil comienza en 2006 y termina en 2095.

Se observa una tendencia de recuperación generalizada para las tres simulaciones. A finales del siglo XX la concentración de las simulaciones REFC2 (azul) y SENC2-f-GHG (rojo) disminuye y alcanza un mínimo entorno al año 2000. Después, todas las simulaciones (incluida la SENC285) experimentan un aumento a distintos ritmos: en REFC2 y SENC285 el ozono se recupera totalmente en torno al año 2040, para después seguir aumentando y superar los niveles de 1960; mientras tanto, en la SENC2-f-GHG la recuperación es parcial, sin alcanzar los niveles de partida.

El experimento SENC285 es en el que más se observa la regeneración en esta zona de la atmósfera a finales de siglo, en torno a un 20%. Esto último es lo que se observaba en la Figura 6. Es decir, cuanta más cantidad de gases de efecto invernadero, mayor será el enfriamiento de la estratosfera alta, reduciendo las reacciones que producen ODS, y mayor será la aceleración de la circulación de Brewer-Dobson, que transporta el ozono a esta región.

4.2.2. Trópicos

En el caso de los trópicos, la destrucción de ozono no tiene un carácter estacional como en los polos. Por tanto, en esta sección se tendrán en cuenta para la media móvil todos los meses del año durante todo el periodo, obteniéndose el resultado mostrado en la Figura 10.

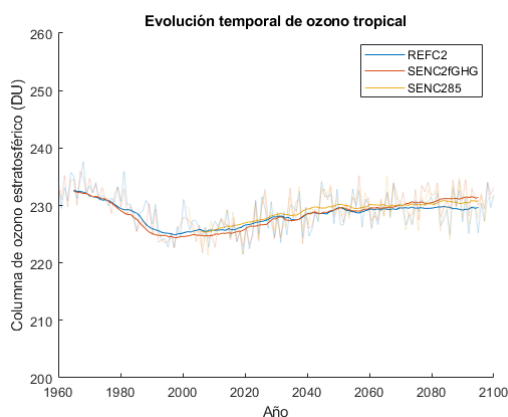


Figura 10: Evolución temporal en trópicos (30°N - 30°S) desde 1960 hasta 2100 por encima de 100hPa de la la columna de ozono estratosférico (DU). Se ha utilizado la media del *ensemble* de tres miembros. Las líneas opacas muestran un punto por año de la media móvil de 144 puntos para la simulación de referencia (azul), el escenario sin aumento de gases de efecto invernadero (rojo) y el escenario extremo de cambio climático (amarillo).

De nuevo, los resultados de los tres miembros por separado se encuentran en el apéndice E.

Como era de esperar, la destrucción de ozono es mucho menor en esta región. Nótese que la escala en el eje Y ha aumentado con respecto a la figura anterior, debido a que apenas era perceptible diferenciar cada una de las simulaciones. Las tres tienen una tendencia muy similar en la que al final del siglo XXI el ozono se recupera parcialmente tras una pequeña disminución a finales del siglo XX, pero sin llegar a los niveles de partida de 1960. Esto último es lo que se observaba en las Figuras 5, 6 y 7, donde, de carácter general, la cantidad de ozono no sufría apenas cambio y si lo sufría era negativo (es decir, disminuía).

Los cambios totales del ozono en los trópicos son menores que en cualquier otra parte de la atmósfera. El ozono es menos sensible a las ODS en la estratosfera tropical debido al papel dominante de la producción y el transporte en el control del ozono y a las bajas cantidades de halógenos reactivos disponibles en esta región (Salawitch et al., 2023).

4.2.3. Círculo polar antártico

De nuevo, en esta región conviene analizar la concentración de ozono en la primavera, en este caso la primavera austral (es decir, en el mes de octubre). Se obtiene la Figura 11.

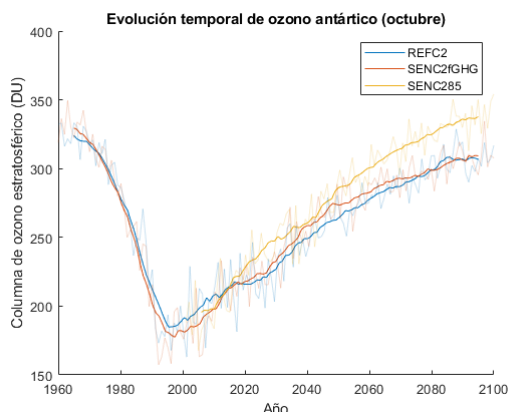


Figura 11: Evolución temporal en el círculo polar antártico (60° - 90° S) en el mes de octubre desde 1960 hasta 2100 por encima de 300hPa de la columna de ozono estratosférico (DU). Se ha utilizado la media del *ensemble* de tres miembros. Las líneas opacas muestran la media móvil de 12 puntos para la simulación de referencia (azul), el escenario sin aumento de gases de efecto invernadero (rojo) y el escenario extremo de cambio climático (amarillo).

El resultado por separado de cada uno de los miembros se encuentra en el apéndice F. En la Figura 11 se puede observar una recuperación mucho más brusca tras una destrucción notablemente mayor entre 1960 y 2000 con respecto a las otras regiones. El experimento sin gases de efecto invernadero muestra una disminución mayor de la concentración de ozono y presenta un mínimo más acusado que en la simulación de referencia. A pesar de darse una mayor recuperación (en porcentaje) a finales de siglo la cantidad de ozono acaba siendo muy parecida a la simulación de referencia, debido a que la destrucción en el periodo previo es también mayor en la simulación sin gases de efecto invernadero.

La mayor destrucción en SEN-C2-fGHG se debe probablemente a que no se compensa la pérdida de ozono con la ganancia por la aceleración de la circulación de Brewer-Dobson. Por otra parte, la recuperación más rápida en este escenario se puede deber a que parte de un estado más extremo y a cambios en el vórtice polar asociados al cambio climático.

La recuperación que se observa en la simulación de SENC285 es claramente mayor que las otras dos, además de que a finales del siglo XXI acaba generándose incluso más ozono del que partían las otras dos en 1960. Es en este caso donde el efecto de la aceleración de la circulación de Brewer-Dobson que se había comentado con anterioridad es mayor.

5. Discusión y conclusiones

En este trabajo se ha estudiado el cambio en la concentración de ozono a lo largo del siglo XXI para distintos escenarios de cambio climático. Aunque la recuperación de la capa de ozono depende

principalmente de la disminución de las sustancias que la destruyen (ODS), la evolución de los gases de efecto invernadero afecta la velocidad de esta recuperación en diversas regiones.

En primer lugar, respecto a los resultados obtenidos del cambio de la concentración de ozono a lo largo del siglo XXI, comparando los resultados de las simulaciones con escenarios intermedio y extremos de cambio climático (RCP6.0 y RCP8.5 del IPCC 2013), se llega a la conclusión de que si los gases de efecto invernadero son mayores, se recupera más rápido la capa de ozono en latitudes altas, y se destruye más ozono en latitudes bajas. Por otro lado, comparando los resultados entre la simulación de referencia (escenario intermedio de cambio climático) y una simulación con estos gases fijados a niveles de 1960, en el siglo XXI se obtiene una recuperación más rápida sin gases de efecto invernadero, pero se debe a que se partía de una situación más extrema: al no haber gases de efecto invernadero, el efecto de las sustancias agotadoras de la capa de ozono domina por completo a finales del siglo XX, reduciendo la cantidad de ozono en los polos, provocando que la recuperación a finales del XXI sea mayor.

Respecto a la evolución temporal de la columna parcial estratosférica de ozono, tanto sobre el Ártico como sobre la Antártida se ha visto que durante la primavera en cada hemisferio, en los cambios totales de ozono a partir de mediados del siglo XXI se proyecta un aumento de concentración sustancialmente mayor para el escenario extremo de cambio climático que en los otros dos escenarios. El aumento de las concentraciones de gases de efecto invernadero influye en la futura recuperación del ozono polar estratosférico. Este aumento del ozono se debe a dos factores. Por un lado, el aumento de las concentraciones de gases de efecto invernadero enfría la estratosfera (reduciendo así el agotamiento químico del ozono en fase gaseosa). Este mecanismo domina en la alta estratosfera en todas las latitudes. Por otro lado, el aumento de las concentraciones de gases de efecto invernadero refuerza la circulación Brewer-Dobson, dando lugar a un creciente transporte de ozono hacia la baja estratosfera polar.

En cuanto a los trópicos, la destrucción de ozono y su posterior recuperación es más modesta, y no se observa un cambio tan brusco como en latitudes mayores. A pesar de la menor magnitud del cambio, sí se observa una reducción del ozono en esta región por la aceleración de la circulación de Brewer-Dobson asociada al cambio climático.

Se ha observado que, en el caso del círculo polar antártico (Figura 11) se obtiene un agujero de ozono mucho mayor a finales del siglo XX en la simulación sin incremento de gases de efecto invernadero que en la de referencia, porque no está compensado parcialmente por la aceleración de la circulación. Sin embargo, al final del siglo XXI la concentración de ozono de esta misma simulación es muy parecida que en el caso de la de referencia. Este resultado es similar al obtenido en Dhomse et al. (2018), donde utilizan un multimodelo. Se concluye así que la regeneración de ozono sea mayor en el escenario sin cambio climático no quiere decir que los niveles de ozono a finales de siglo sean mayores. Según la evolución temporal de estas simulaciones se comprueba que, aunque el cambio sea mayor, la cantidad de ozono a finales de siglo es menor sin la contribución de gases de efecto invernadero en los polos que sin ellos. Este resultado puede ser interesante para trabajos futuros.

En resumen, mientras que se espera que la superficie de la Tierra siga calentándose en respuesta al forzamiento radiativo positivo del clima procedente de los gases de efecto invernadero, se prevé que la estratosfera siga enfriándose. Una estratosfera superior más fría provoca un aumento del ozono porque las temperaturas más bajas ralentizan las reacciones en fase gaseosa responsables de la pérdida de ozono (Salawitch et al., 2023). Además, los cambios en la circulación estratosférica asociados al cambio climático tienen un gran impacto en el ozono en la baja estratosfera.

Referencias

- A. Banerjee, A. C. Maycock, A. T. Archibald, N. L. Abraham, P. Telford, P. Braesicke, and J. A. Pyle. Drivers of changes in stratospheric and tropospheric ozone between year 2000 and 2100. *Atmospheric chemistry and physics*, 16(5):2727–2746, 3 2016. doi: 10.5194/acp-16-2727-2016.
- M. P. Chipperfield, M. L. Santee, S. P. Alexander, A. T. J. de Laat, D. E. Kinnison, J. Kuttippurath, U. Langematz, and K. Wargan. Polar Stratospheric Ozone: Past, Present, and Future Chapter 4 in WMO Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2022. *World Meteorological Organization (WMO) Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2022*, 278:216–269, 2022.
- S. S. Dhomse, D. Kinnison, M. P. Chipperfield, R. J. Salawitch, I. Cionni, M. I. Hegglin, N. L. Abraham, H. Akiyoshi, A. T. Archibald, E. M. Bednarz, S. Bekki, P. Braesicke, N. Butchart, M. Dameris, M. Deushi, S. Frith, S. C. Hardiman, B. Hassler, L. W. Horowitz, ..., and G. Zeng. Estimates of ozone return dates from Chemistry-Climate Model Initiative simulations. *Atmospheric chemistry and physics*, 18(11):8409–8438, 6 2018. doi: 10.5194/acp-18-8409-2018.
- V. Eyring, J. M. Arblaster, I. Cionni, J. Sedlacek, J. Perlwitz, P. J. Young, S. Bekki, D. J. Bergmann, P. J. Cameron-Smith, W. J. Collins, G. S. Faluvegi, K.-D. Gottschaldt, L. W. Horowitz, D. E. T. Kinnison, J.-F. Lamarque, D. R. Marsh, D. Saint-Martin, D. T. Shindell, K. Sudo, S. Szopa, and S. Watanabe. Long-term ozone changes and associated climate impacts in CMIP5 simulations. *Journal of geophysical research. Atmospheres*, 118(10):5029–5060, 5 2013. doi: 10.1002/jgrd.50316.
- H. Garny, H. Hendon, M. Abalos, G. Chiodo, A. Purich, W. J. Randel, K. Smith, and D. Thomson. Stratospheric Ozone Changes and Climate Chapter 5 in WMO scientific Assessment of Ozone Depletion: 2022. *World Meteorological Organization (WMO) Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2022*, 278:274–323, 2022.
- B. Hassler, P. Young, W. Ball, R. Damadeo, J. Keeble, E. Maillard-Barras, V. Sofieva, G. Zeng, M. Amos, N. Azouz, et al. Update on global ozone: Past, present, and future. *World Meteorological Organization (WMO) Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2022*, 278:154–214, 2022.
- IPCC 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*, 1535pp, 2013.
- R. J. Salawitch, L. A. McBride, C. R. Thompson, E. L. Fleming, R. L. McKenzie, K. H. Rosenlof, S. J. Doherty, and D. W. Fahey. Twenty Questions and Answers About the Ozone Layer: 2022 Update, Scientific Assessment of Ozone Depletion. *World Meteorological Organization (WMO) Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2022*, 77pp, 2023.
- S. Solomon, D. Kinnison, J. Bandoro, and R. Garcia. Simulation of polar ozone depletion: An update. *Journal of geophysical research. Atmospheres*, 120(15):7958–7974, 8 2015. doi: 10.1002/2015jd023365.
- J. M. Wallace, D. S. Battisti, D. W. Thompson, and D. L. Hartmann. *The Atmospheric General Circulation*. Cambridge University Press, 2023.
- WMO 2007. Twenty questions and answers about the ozone Layer: 2006 Update. *World Meteorological Organization (WMO) Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006*, 50:46, 2007.

A. Cambio de ozono en simulación REFC2

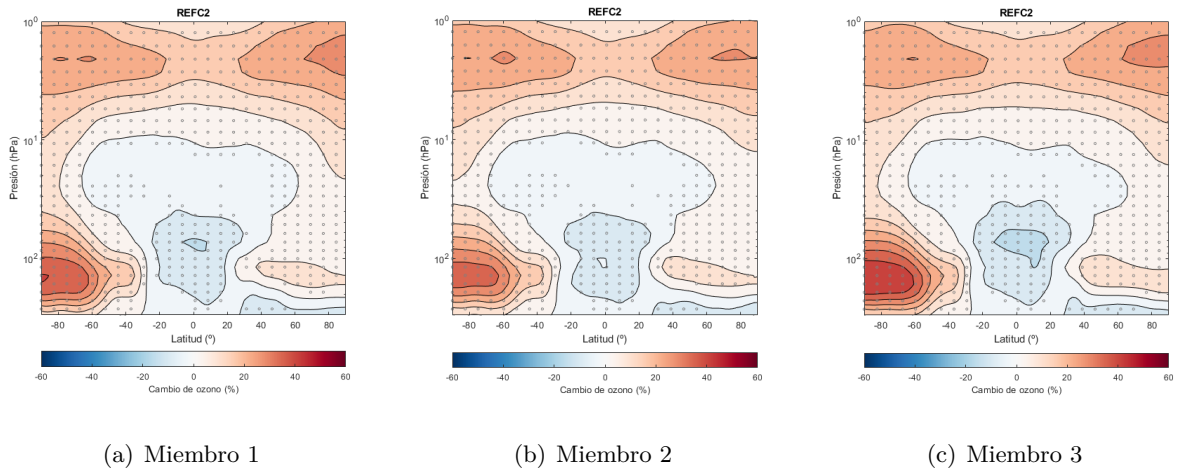


Figura 12: Cambio de ozono en la simulación de referencia (REFC2) para tres miembros distintos.

B. Cambio de ozono en simulación SENC285

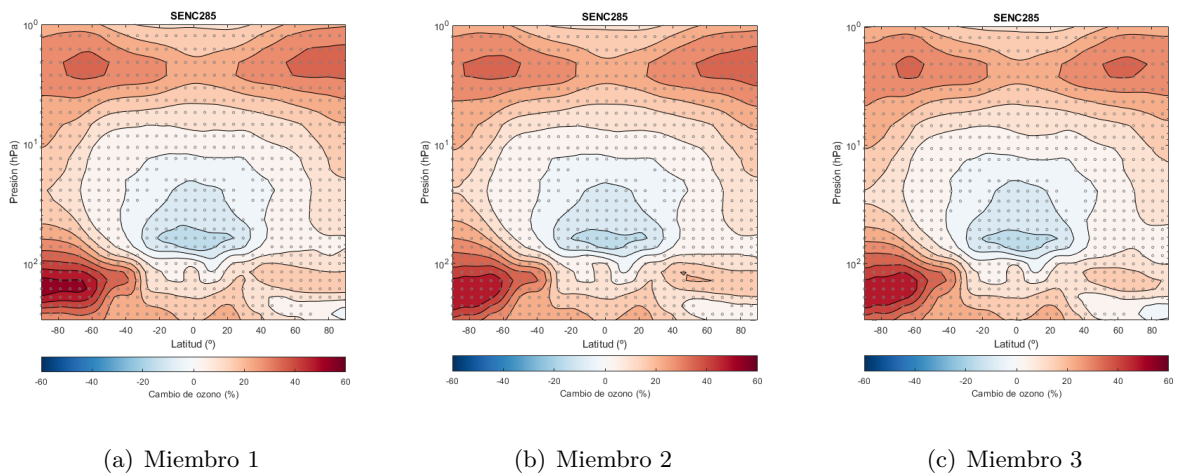


Figura 13: Cambio de ozono en el escenario extremo de cambio climático (SENC285) para tres miembros distintos.

C. Cambio de ozono en simulación SENC2-f-GHG

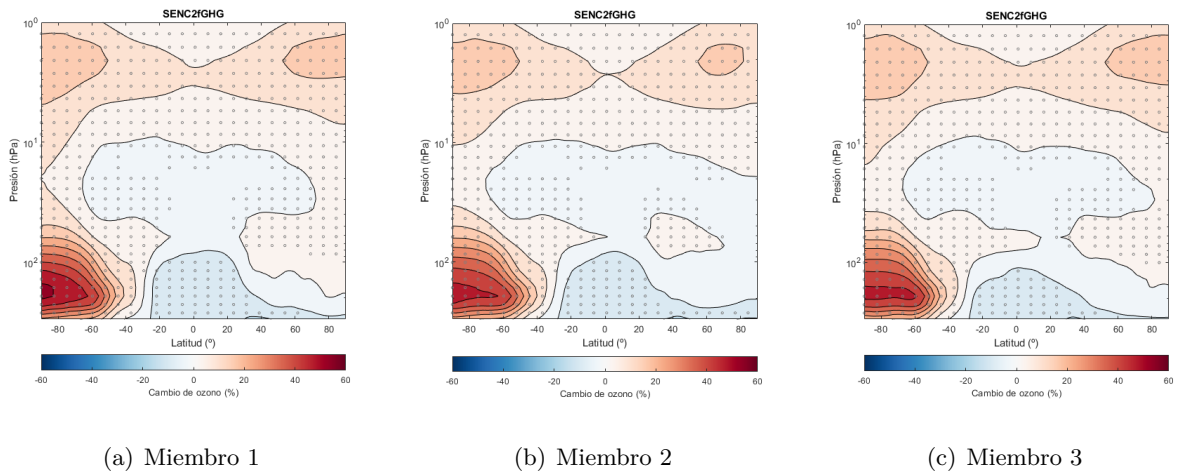


Figura 14: Cambio de ozono en escenario sin aumento de gases de efecto invernadero (SENC2-f-GHG) para tres miembros distintos.

D. Evolución temporal de ozono ártico

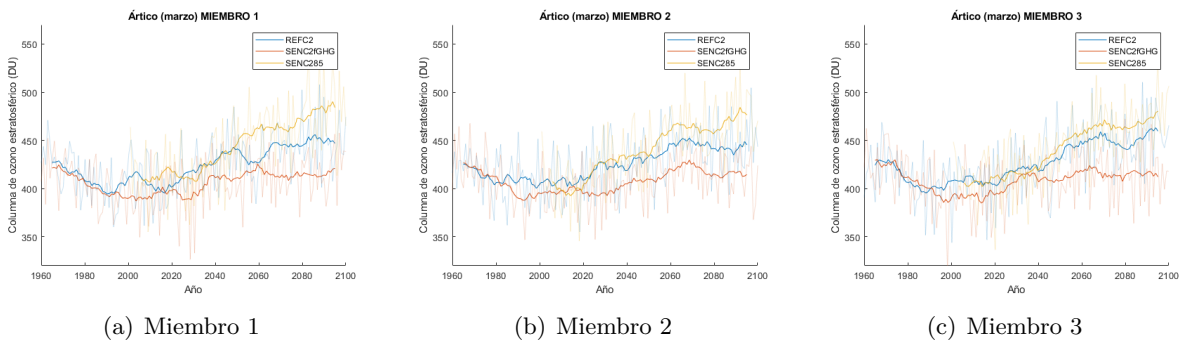


Figura 15: Evolución temporal de ozono ártico (marzo) para tres miembros distintos.

E. Evolución temporal de ozono tropical

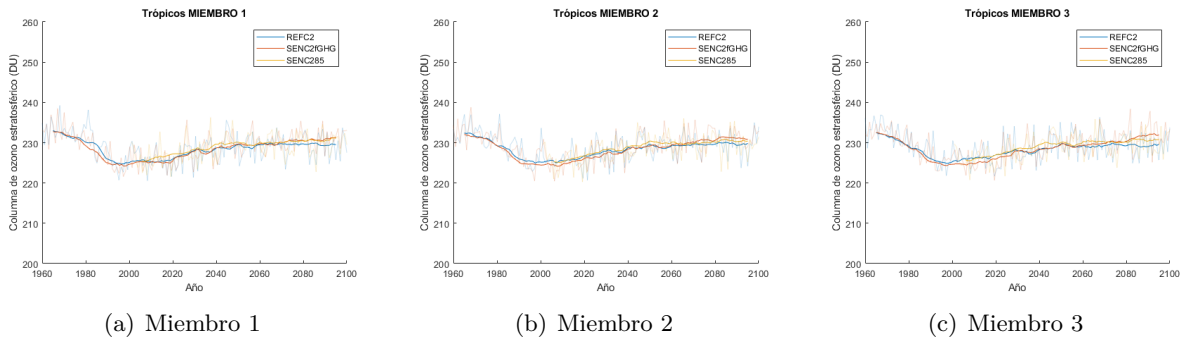


Figura 16: Evolución temporal de ozono en los trópicos para tres miembros distintos.

F. Evolución temporal de ozono antártico

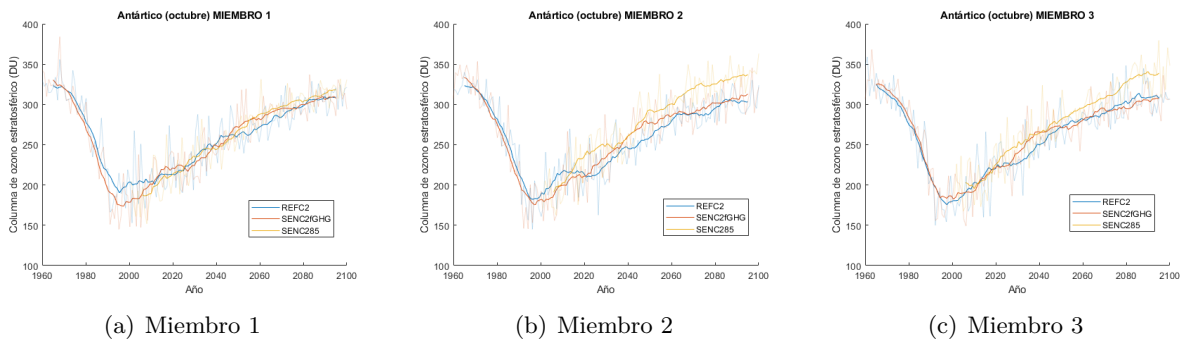


Figura 17: Evolución temporal de ozono antártico (octubre) para tres miembros distintos.