



TESIS DOCTORAL

Transporte Global del Ozono haciendo uso de mediciones Satelitales.

M. en C. Mario Molina Almaraz

Marion72004@hotmail.com

Asesores:

Dr. José Luis Pinedo Vega (UAEN-UAZ)

Dr. Carlos Ríos Martínez

Dr. Fernando Mireles García

Institución:

Universidad Autónoma de Zacatecas

Doctorado en Ciencias Básicas

Unidad Académica de Estudios Nucleares

Agradecimientos

Quiero agradecer al Dr. José Luis Pinedo Vega por su apoyo y trabajo en la realización de este trabajo, a los profesores de la Unidad Académica de Estudios Nucleares, que siempre tuvieron la disposición de ayudar y brindar una mano, para solucionar las dudas que se iban presentando, al Dr. Fernando Mireles García, por su apoyo y por orientarme siempre en mis proyectos.

Agradezco al CONACyT por el apoyo otorgado a través de la beca, para realizar mis estudios de doctorado

Agradezco al Doctorado en Ciencias Básicas, por siempre estar al pendiente de que no faltara entregar ningún documento cada semestre.

M. en.C. Mario Molina Almaraz
Zacatecas, Zacatecas
Junio 2021

Dedicatoria

A mi madre Ma. Elena por alentarme a superarme cada día, para alcanzar mis metas.

A mi padre Leobardo, por ser la persona mas bondadosa y generosa que he conocido en mi vida, gracias por apoyarme, aun cuando cometia errores.

A mis hermanos, por que siempre han estado conmigo en buenas y malas.

A mi abuelo, Jesus Almaraz, que siempre me motivo para ser mejor y salir adelante, y demostrandome que los limites estan solo en nuestra mente.

Contenido

Ficha del Estudiante	ix
Resumen	1
Abstract.....	2
Introducción.....	3
1. La Capa de Ozono	5
1.1. Ozono Estratosférico	7
1.2. Columna total de Ozono.....	10
1.3. Efecto Coriolis.....	14
1.4. Instrumentos satelitales de medición de ozono	16
2. ¿Qué es la Circulación Brewer-Dobson?.....	21
2.1. Mecanismo impulsor de la CBD	22
2.2. Ondas de Rossby y su impacto en la CBD	25
2.3. Propagación vertical de las ondas de Rossby	27
2.4. Deformación de las ondas de Rossby	29
2.5. Transporte Cuasi-Isotrópico.	29
3. Redes Neuronales	30
3.1. Ventajas de una red neuronal	31
3.2. Elementos básicos que las componen	32
3.3. Redes neuronales en la predicción del clima.....	34
4. Materiales y Métodos	37
4.1. Elaboración del programa	37
4.2. Prueba de significancia de los datos.....	43
4.3. Análisis de los datos	48
4.4. Movimiento y distribución del ozono estratosférico	52
4.5. Aplicando Redes Neuronales para el estudio de la velocidad	56
5. Resultados.....	64
6. Conclusiones	69
Apéndice	71
Referencias.....	75

Índice de tablas y Figuras

Fig. 1.1 Distribución global de la columna de ozono total (unidades Dobson) basada en 10 años (1997-2007) de observaciones con instrumentos satelitales TOMS y OMI	6
Fig. 1.2 Sección de latitud temporal que muestra la evolución estacional de la columna total de ozono en unidades Dobson, basada en datos de TOMS y OMI	7
Fig. 1.3 Serie de medidas diarias de la CTO Izaña	13
Fig. 1.4 Muestra de los de recabados por TOMS	17
Fig. 1.5 Posiciones de OMI	19
Fig. 1.6 Sensor CCD.....	19
Fig. 2.1 Procesos dinámicos de transporte troposfera-estratosfera (Holton et al., 1995).....	22
Fig. 2.2 Balance de las fuerzas responsables de la CBD	24
Fig. 2.3 Campo de vorticidad de perturbación y velocidad meridional inducida de una onda de Rossby que oscila alrededor de su latitud de equilibrio (Holton & Hakim, 2012)	26
Fig. 2.4 Vista esquemática de la generación de una onda de Rossby por un flujo del oeste sobre una barrera topográfica (Holton & Hakim, 2012).....	27
Fig. 3.1 Red neuronal conectada	32
Fig. 3.2 Ecuaciones para aprendizaje de redes neuronales	33
Fig. 4.1 Muestra de datos de TOMS y OMI	38
Fig. 4.2 Datos importados a MATLAB	39
Fig. 4.3 Datos de la CTO en UD y en gramos.....	40
Fig. 4.4 Área por pixel de TOMS	41
Fig. 4.5 Área por pixel de OMI y OMPS.....	42
Fig. 4.6 Distribución de densidad TOMS, OMI y OMPS en unidades Dobson	45
Fig. 4.7 Comparación de CTO en el solsticio de invierno	49
Fig. 4.8 Comparación de la CTO en el equinoccio de primavera	49
Fig. 4.9 Comparación de la CTO en el solsticio de verano	50
Fig. 4.10 Comparación de la CTO en el equinoccio de otoño	50
Fig. 4.11 Acumulación de ozono en gramos	51
Fig. 4.12 Acumulación de ozono en UD	51
Fig. 4.13 Distribución Anual del ozono en el hemisferio sur.....	52
Fig. 4.14 Distribución Anual del ozono en el ecuador	53
Fig. 4.15 Distribución Anual del ozono en el hemisferio norte.....	53
Fig. 4.16 Desplazamiento del ozono.....	55
Fig. 4.17 Programación de la red neuronal	57
Fig. 4.18 Programa de aprendizaje	57
Fig. 4.19 Esquema de aprendizaje de la red neuronal.....	58
Fig. 4.20 Muestreo de aprendizaje	59
Fig. 4.21 Diagrama de error.....	59
Fig. 4.22 Aprendizaje de red con 73 repeticiones	60
Fig. 4.23 Aprendizaje de red con 110 repeticiones	60

Fig. 4.24 Muestreo de error de la red neuronal con 110 repeticiones	61
Fig. 4.25 Validación de resultados de la red neuronal	62
Fig. 4.26 Regresión lineal.....	63
Fig. 5.1 Distancia de interacción de los fotones de UVC.....	66

Tabla 1-1 Satélites que utilizaron TOMS.....	17
Tabla 3-1 Resultados Obtenidos para la prueba T-student	47
Tabla 3-2 Resultados para la prueba Mann-Whytney	47
Tabla 3-3 Velocidades de desplazamiento de ozono.....	54

Apéndice

Prog. 1 Importación de los archivos txt a MATLAB.....	71
Prog. 2 Separación y formación de matrices	71
Prog. 3 Pruebas de significancia T-Student, MannWhytney.....	73
Prog. 4 Calculo de distribución de ozono anual	74

Resumen

En este trabajo, se presenta un estudio detallado del ozono estratosférico, enfocándonos en el movimiento, velocidad, formación y distribución de ozono, para poder comprobar si la circulación Brewer-Dobson, podría ser objeto de revisión. Para ello se utilizaron los datos de los diferentes satélites de la NASA, en particular de los sistemas de medición de ozono TOMS, OMI y OMPS (*“Total Ozone Mapping Spectrometer”*, *“Ozone Monitoring Instrument”* & *“Ozone Mapping and Profiler Suite”*). Realizando el análisis en función de la latitud en los 3 diferentes sistemas de medición, durante los periodos de actividad, en los que trabajaron a la par, TOMS y OMI 2004 a 2007, y OMI y OMPS 2012 al 2018, se comprobó que los datos proporcionados por estos sistemas fueran estadísticamente similares. Se integró una base de datos con las mediciones diarias de los tres sistemas de monitoreo, TOMS, OMI y OMPS, y a partir de ella, mediante programación en Matlab y paralelamente mediante redes de neuronas, se obtuvieron las diferentes velocidades de desplazamiento global del ozono estratosférico. En conclusión, el ozono se genera en los trópicos, y no en el ecuador como tradicionalmente se ha asumido, y se distribuye desde ahí, por todo el globo, hasta llegar a un equilibrio, por lo que la circulación Brewer-Dobson admite una revisión.

Palabras Clave: Columna Total de ozono (CTO), variación anual, TOMS, OMI, OMPS, Estratósfera, Mannwhytney, Matlab.

Abstract

In this work, a detailed study of stratospheric ozone is presented, focusing on the movement, velocity, formation and distribution of ozone, in order to check if the Brewer-Dobson circulation could be the object of revision. For this, data from different NASA satellites were used in particular from the ozone measurement systems Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS), Ozone Monitoring Instrument (OMI), and Ozone Mapping and Profiler Suite (OMPS). Performing an analysis based on latitude in the 3 different measurement systems, during the periods of activity, in which they worked in parallel, TOMS and OMI 2004 to 2007, and OMI and OMPS 2012 to 2018 it was verified that the data provided by these systems were statistically similar. A database was integrated with the daily measurements of the three monitoring systems, TOMS, OMI and OMPS, and from it, through programming in Matlab and also by using neural networks, the different global displacement speeds of stratospheric ozone were obtained. The results of this work show that ozone is generated in the tropics, not in the equator as has traditionally been assumed. Ozone is distributed from the tropics, throughout the globe, until reaching an equilibrium, therefore the Brewer-Dobson circulation needs a revision.

Key Word: Total Column Ozone (TCO), inter-annual variations, TOMS, OMI, OMPS, Stratosphere, Mannwhytney.

Introducción

El ozono estratosférico se forma por interacción de los fotones de la radiación solar UV-C sobre las moléculas de oxígeno (O_2). La energía de los fotones disocia las moléculas generando dos radicales libre de oxígeno ($O\cdot$) los cuales son muy reactivos y se asocian con moléculas de oxígeno formando moléculas de ozono (O_3). Debido a que la radiación UV-C representa tan solo el 0.73% del espectro de la radiación solar que llega a la atmósfera y a que las moléculas de ozono no son muy estables, la concentración del ozono es tan solo del orden de trazas. El espesor reducido de la capa de ozono durante cientos de miles de años ha sido del orden de 3 mm (300 DU). A pesar de su concentración tan pequeña el ozono juega un papel vital para la mayoría de las especies vivas en la superficie de la Tierra: atenúa la radiación UV entre las longitudes de onda 290 nm y 400 nm. Sin embargo, bajo la acción de los clorofluorocarbonos (CFCs) se ha acelerado la destrucción del ozono, disminuyendo su concentración en la atmósfera.

La destrucción del ozono no es homogénea en la atmósfera, se acentúa sobre los polos, debido a la formación de nubes estratosféricas, que propician la acción catalítica del cloro de los CFCs sobre el ozono. La disminución de la concentración del ozono en los polos ha inducido una modificación en la distribución estratosférica que paulatinamente ocasionará efectos sobre toda la Tierra. El modelo de distribución del ozono en la estratósfera se conoce con el nombre Circulación Brewer-Dobson., fue propuesto por Alan Brewer y Gordon Dobson desde los años 50's. Este considera que el ozono se forma principalmente entre el ecuador y los trópicos y emigra por efecto de circulación del aire en la atmósfera hacia los Polos.

A medida que se ha acelerado la destrucción del ozono, es muy probable que el transporte de ozono se esté modificando; e incluso es probable que el propio modelo Brewer-Dobson admita una revisión. Una manera de estudiar el transporte del ozono es haciendo uso de las mediciones satelitales. El propósito de esta tesis es justamente estudiar el transporte de ozono en la estratósfera haciendo uso de las mediciones satelitales que han sido realizadas

por la NASA y la ESA a través de los sistemas de medición, *Total Ozone Mapping Stratospheric* (TOMS), *Ozone Measurements Instruments* (OMI), *Ozone Mapping Profiler Suite* (OMPS) y *European Remote-Sensing Satellite-2* (ERS-2). La UAEN dispone de las mediciones diarias de 38 años; cada una conteniendo entre 45000 y 60000 mediciones sobre toda la superficie de la Tierra. Con ellas ha sido posible estudiar el comportamiento de la Columna Total de Ozono (CTO) en función de la latitud e inferir una velocidad de transporte, así como las modificaciones de la distribución del ozono a través de los 38 años de mediciones.

El propósito de esta Tesis fue desarrollar un modelo matemático, que explique los mecanismos de transporte del ozono. Lo primero que se pretende hacer es analizar las variaciones estacionarias en función de la latitud y localizar las regiones y las épocas del año en que obtienen los máximos y mínimos en los niveles de la CTO. El corrimiento de los valores máximos dará cuenta de la velocidad de difusión global del ozono y dará cuenta también de las modificaciones tanto de la distribución como de los niveles del ozono en los últimos años. La sistematización del conjunto de variaciones permitirá obtener conclusiones.

1. La Capa de Ozono

La mayor parte del ozono atmosférico (O_3) reside en la estratosfera entre 15 y 30 *km*, con una relación de mezcla máxima de cerca de 35 *km*. Esta amplia capa recibe el nombre de capa de ozono ubicada en la estratosfera. El ozono, por su absorción de radiación de longitudes de onda inferiores a 400 *nm*, es responsable del aumento ascendente de la temperatura desde la tropopausa a la estratopausa, siendo así responsable de la existencia de la estratosfera (Chicón, 2014).

Además, la capa de ozono actúa como un escudo al absorber la mayor parte de la radiación ultravioleta dañina, por lo tanto, el ozono es esencial para proteger la vida en nuestro planeta.

La distribución del ozono dentro de la estratosfera varía en gran medida tanto a nivel estacional como geográfico. La figura Fig. 1.2 muestra un mapa de 10 años de mediciones del de la columna total de ozono promedio basado en los datos del Espectrómetro de Mapeo del Ozono Total (*TOMS*) y del Instrumento de Monitoreo del Ozono (*OMI*) (R. McPeters et al., 2008; R. D. McPeters et al., 1998). Hay un aumento meridional de ozono desde los trópicos hasta latitudes altas en ambos hemisferios, pero con valores más grandes en el hemisferio norte extratropical. Principalmente, el ozono varía latitudinalmente, aunque también se observan importantes variaciones longitudinales, especialmente en el hemisferio norte donde se encuentran máximos zonales en las costas orientales de Asia y América del Norte (Chapman, 1930).

La distribución del ozono depende del equilibrio entre la producción / destrucción de productos químicos y el transporte dinámico inducido. La mayor parte del ozono se produce foto químicamente (fotólisis) a grandes alturas sobre los trópicos, donde la radiación ultravioleta (UV), necesaria para romper las moléculas de oxígeno para formar ozono, es más fuerte (Chicón, 2014). Desde los trópicos, el ozono se transporta lentamente hacia abajo por la circulación Brewer Dobson (CBD). Hacia los 30º, el aire comienza a hundirse y

el ozono se deposita en la estratosfera inferior, donde puede residir durante mucho tiempo porque la radiación UV necesaria para su foto disociación es muy débil.

La CBD explica en gran medida la distribución meridional y estacional observada del ozono en las figuras Fig. 1.1 y Fig. 1.2. Los máximos longitudinales se corresponden con las posiciones principales de los canales del patrón de onda estacionario de la estratosfera superior. La mayoría de las moléculas de ozono en una columna están confinadas en la estratosfera inferior y su cantidad total está asociada con variaciones de la altura de la tropopausa en respuesta a las perturbaciones del nivel superior de la escala troposférica sinóptica y planetaria, la concentración de ozono desde la troposfera hasta la exosfera se le conoce como columna total de ozono (CTO) y esta es medida en unidades Dobson (Dobson, 1956).

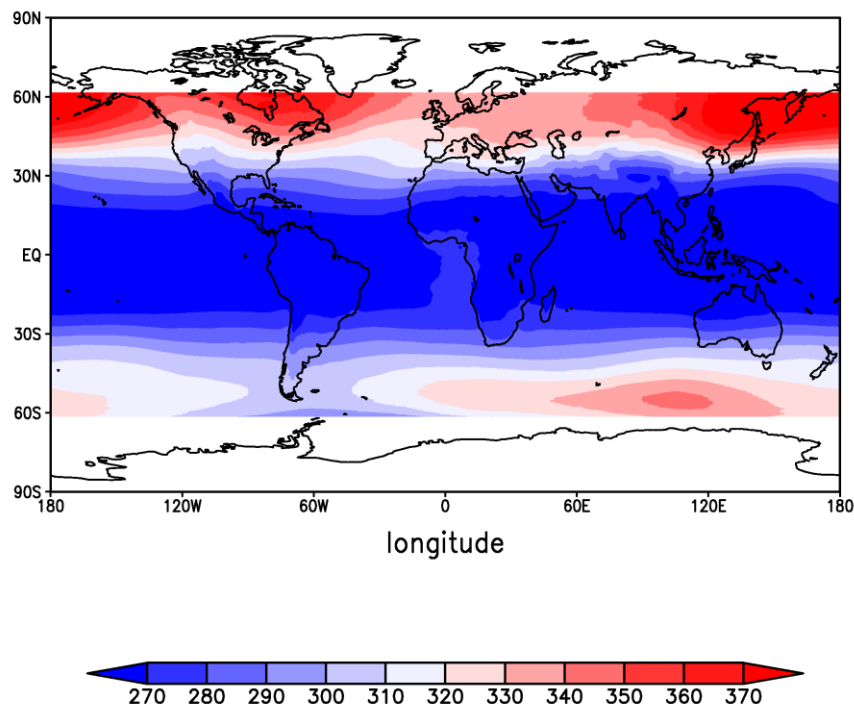


Fig. 1.1 Distribución global de la columna de ozono total (unidades Dobson) basada en 10 años (1997-2007) de observaciones con instrumentos satelitales TOMS y OMI¹

¹ Tenga en cuenta que hacia el lado de la latitud 60º, las recuperaciones de ozono por satélite carecen de mediciones continuas debido a la noche polar

Variación Estacional anual de la CTO

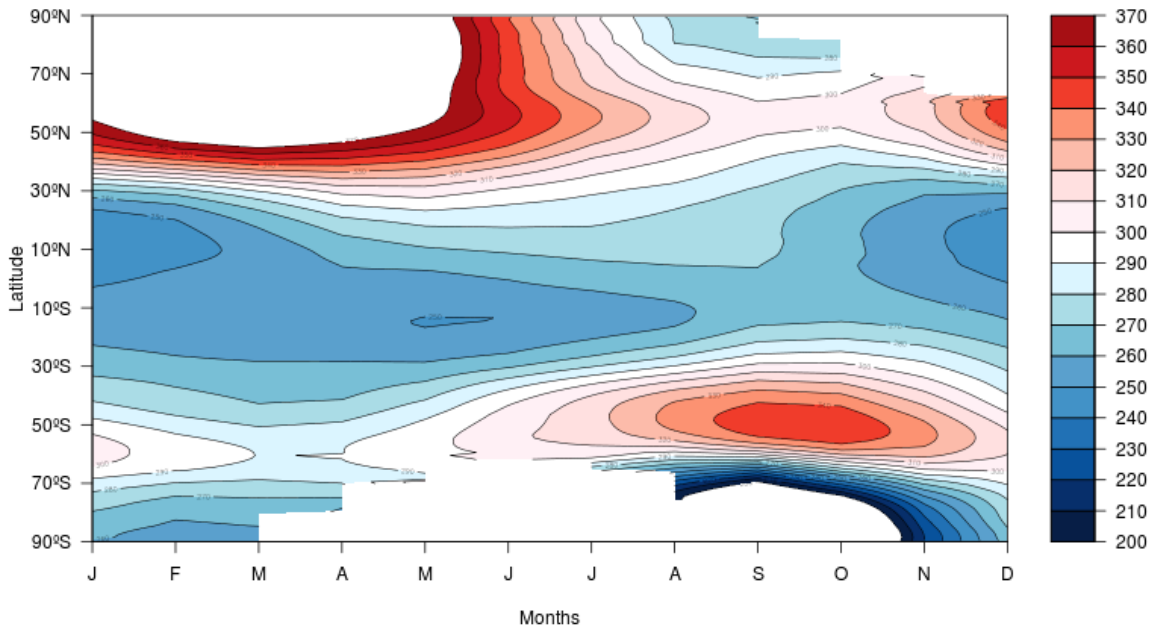


Fig. 1.2 Sección de latitud temporal que muestra la evolución estacional de la columna total de ozono representada en unidades Dobson, datos de TOMS y OMI

1.1. Ozono Estratosférico

El ozono es producido y destruido por reacciones fotoquímicas entre fotones UV altamente energéticos y algunos gases traza presentes en la estratosfera, especialmente el oxígeno. Chapman en 1930 formuló el primer conjunto de reacciones químicas en un intento por explicar la existencia de una estructura de ozono vertical (Chapman, 1930).

La formación de ozono comienza cuando un fotón altamente energético que proviene del sol con una longitud de onda de 290 a 400nm disocia una molécula de oxígeno (O_2) que produce dos átomos de oxígeno monoatómico:



Donde \hbar es la constante de Plack y ν es la frecuencia del fotón ($\nu = c/\lambda$, donde c es la velocidad de la luz y λ es la longitud de onda). Luego, dada la alta reactividad del oxígeno atómico, estos átomos reaccionan rápidamente entre sí para formar ozono:



Donde M es otra molécula probablemente N_2 u O_2 necesario para el balance de conservación de la energía en la reacción.

El ozono absorbe efectivamente la radiación UV altamente energética. El resultado de esta absorción es la disociación del ozono en oxígeno molecular y atómico para $\lambda < 400 \text{ nm}$



El ozono también se destruye a través de la recombinación con el oxígeno atómico:



Este conjunto de ecuaciones representa el Ciclo de Chapman. Si bien constituyen el núcleo de la química del ozono estratosférico, no pueden explicar los valores del ozono observados en la estratosfera, que son bastante más bajos de lo que se predice con estas ecuaciones. Esto se debe a la acción de otras especies como el cloro, el bromo, el nitrógeno y el hidrógeno, que actúan como catalizadores en las reacciones que destruyen el ozono:



Donde X representa el catalizador (moléculas de Cl, N, Br o H). El balance final de esta reacción es la destrucción de una molécula de ozono y la formación de dos moléculas de oxígeno. Durante el proceso, el catalizador permanece inalterado, pudiendo actuar de nuevo como catalizador en otra reacción. La fuente de estas especies es tanto natural como antropogénica, por ejemplo, Gracias a la composición de los gases que forman la atmosfera los cuales son nitrógeno en un 78.08%, oxígeno en 20.95%, Argón 0.93%, dióxido de

carbono en 0.04% y otros gases entre ellos el ozono que solo representan el 0.001% considerados como trazas, la descomposición de gases de invernadero y el vapor de agua al interactuar con los otros componentes de la atmosfera son la fuente principal de óxido de hidrogeno y nitrógeno. El cloro proviene de los océanos, la quema de biomasa y especialmente de los clorofluorocarbonos (CFC). El uso generalizado de los CFC en muchos procesos industriales antes de su regulación internacional en el Protocolo de Montreal en 1987 ha llevado a la liberación de enormes cantidades de dichos compuestos a la atmósfera. Los CFC son altamente estables en la troposfera y débilmente solubles con agua, por lo tanto, tienen tiempo para ser transportados a la estratosfera antes de ser eliminados, por ejemplo, por la lluvia. Una vez que alcanzan la estratosfera, la luz del sol reacciona con estos elementos por medio de fotólisis y liberan los átomos de cloro. Estos átomos luego interactúan con las moléculas de la estratosfera destruyendo el ozono a través de las reacciones (1-5) y (1-6)



Los procesos fotoquímicos responsables del agujero de ozono son más complicados porque implican reacciones heterogéneas que tienen lugar sobre superficies sólidas y líquidas dentro del vórtice polar. Un caso particular de estas superficies son las nubes estratosféricas polares, formadas bajo temperaturas extremadamente bajas que prevalecen durante el invierno dentro del vórtice polar. Aunque estas nubes se han observado en ambos polos, son más comunes en la Antártida, donde la temperatura es bastante más baja que en el Ártico.

1.2. Columna total de Ozono

Se conoce como columna total de ozono la cantidad integral de ozono medida desde la troposfera hasta la exosfera esta se mide en unidades Dobson (UD), esta concentración de ozono nos indica la cantidad total de ozono en la atmosfera, el ozono que se observa en la estratosfera es aproximadamente el 90% de toda la concentración ozono que se encuentra en la atmosfera, por este motivo la observación de estas concentraciones de ozono es de gran importancia:

- a. Nos ayudan a corroborar y subsanar las concentraciones de ozono registrados por las bases de observación terrestres.
- b. Las alteraciones que sufren diariamente las concentraciones de la columna total de ozono nos proporcionan información muy importante sobre los cambios sufridos a lo largo del año por el ozono estratosférico.

En Canadá durante el periodo de los sesenta, se desarrolló un nuevo sistema de espectrofotómetro utilizado para la medir la CTO, este contaba con un doble detector y como red de dispersión una rejilla la cual tenía una mejor respuesta que el espectrofotómetro propuesto por Dobson. En la actualidad se emplea una versión de este modelo, el cual cuenta con un solo detector y un sistema automatizado, está basado en el diseño propuesto por Brewer (Brewer, 1973) tiene una mejor resolución la cual lo vuelve una mejor opción a la hora de realizar las mediciones teniendo un margen de error menor que con los modelos anteriores propuestos por Dobson.

Este dispositivo se puso a prueba comparando las mediciones registradas de CTO, utilizando como referencia las registradas por un espectrofotómetro de Dobson este experimento se llevó a cabo en el año de 1976 sus resultados se presentaron en el artículo *“Intercomparison of the Dobson and grating ozone spectrophotometers.”* (Kerr, Mateer, McElroy, & Wardle, 1976), Aun en la actualidad se siguen realizando comparaciones entre los resultados de ambos detectores, para así llegar a una calibración entre las pautas marcadas por los

modelos de Brewer y Dobson, De esta manera se corrobora que ambos sistemas tienen una compatibilidad y similitud estadística a la hora de realizar mediciones teniendo una fiabilidad en los sistemas que existen en la actualidad para medir la CTO.

La CTO es analizada en el observatorio ubicado en Izaña desde el periodo de mayo de 1991 hasta la actualidad, utilizan un espectrofotómetro modelo Brewer Mark-II. Es controlado mediante un ordenador en el cual se programa su esquema de trabajo realizando entre 30 y 80 mediciones de ozono y dióxido de azufre durante todo el día, Sus mediciones dependen de las condiciones meteorológicas de cada época del año además de las condiciones que presente el cielo en el momento de la medición, Se realizan observaciones directas y verticales del sol. Este espectrofotómetro registra radiación ultravioleta del rango de $290nm - 325nm$ con $0.5nm$ de paso, esto es equivalente a un barrido espectral realizado aproximadamente cada 20.

El espectrofotómetro de red de dispersión utiliza una rejilla de difracción holográfica de $1800 \text{ líneas}/nm$ con una resolución de $0.6 nm$, de tal modo que la luz dispersada por la rejilla, es reflejada en un espejo esférico y dirigida hacia un conjunto de 6 rendijas. De este modo, a través de cada una de las rendijas, pasa radiación de las longitudes de onda $302nm$ para realizar calibraciones, $306.3nm$ para determinación del SO_2 , y $310.1nm, 313.5nm, 316.8nm$ y $320.1nm$, para determinación de la CTO. La radiación que atraviesa la rendija es redirigida mediante un obturador giratorio el cual permite una medición continua y secuencial de la intensidad en cada una de las longitudes de onda registradas. La lente de Fabry se ubicada en la misma área que el tubo fotomultiplicador de bajo ruido el cual mide la intensidad de la radiación en cada longitud. (Kerr, McElroy, & Olafson, 1981).

La ecuación de la ley de Beer se utiliza para calcular la cantidad total de ozono, para poder hacerlo esta es expresa en forma logarítmica en la ecuación (1-7):

$$\log I_{\lambda} = \log I_{o\lambda} - \beta_{\lambda} \frac{mP}{P_0} - \delta_{\lambda} \sec z - \alpha_{\lambda} \mu X - \alpha'_{\lambda} \mu' X_{so_2} \quad (1-7)$$

De la ecuación (1-7) tenemos que I_λ la cual representa la intensidad de la radiación de la longitud de onda λ , $I_{0\lambda}$ representa una constante solar onda λ , $\alpha_\lambda, \beta_\lambda, \delta_\lambda$ y α'_λ Son los coeficientes de absorción de ozono, dispersión molecular del efecto de Rayleigh, la dispersión relativa por los gases traza y la absorción de dióxido de azufre (SO_2), respectivamente. Los coeficientes α_λ son propuestos por el laboratorio y los β_λ son estimados. X y X_{SO_2} Representan las concentraciones totales de ozono y de dióxido de azufre ubicadas en la CTO, respectivamente en condiciones de presión y temperatura en rangos normales. μ, m, m' y μ' representan los caminos o masas ópticas que atraviesa el fotón de luz solar al pasar por la capa de ozono, las moléculas que al interactuar con esta dispersan la radiación ultravioleta, la masa de los de los gases traza y la concentración SO_2 . P y P_0 son la presión promedio del observatorio y la presión a nivel del mar.

La cantidad total de ozono se calcula mediante la combinación lineal representada en la ecuación (1-8)

$$F + \Delta\beta m \frac{P}{P_0} = F_0 - \Delta\delta \sec z - \Delta\alpha\mu X - \Delta\alpha'\mu' X_{SO_2} \quad (1-8)$$

Donde:

$$F = \log I_2 - 0.5\log I_3 - 2.2\log I_4 + 1.7\log I_5$$

$$F_0 = \log I_{02} - 0.5\log I_{03} - 2.2\log I_{04} + 1.7\log I_{05}$$

$$\Delta\beta = \beta_2 - 0.5\beta_3 - 2.2\beta_4 + 1.7\beta_5$$

$$\Delta\delta = \delta_2 - 0.5\delta_3 - 2.2\delta_4 + 1.7\delta_5 \cong 0$$

$$\Delta\alpha = \alpha_2 - 0.5\alpha_3 - 2.2\alpha_4 + 1.7\alpha_5$$

$$\Delta\alpha' = \alpha'_2 - 0.5\alpha'_3 - 2.2\alpha'_4 + 1.7\alpha'_5 \cong 0$$

Los coeficientes en la ecuación se eligen de tal forma para que $\Delta\delta$ y $\Delta\alpha'$ sean despreciados y aplicando una corrección para de esta forma poder separarla del SO_2 , de esta manera la ecuación para el cálculo total de ozono es representada (1-9):

$$X = \frac{F + \Delta\beta m \frac{P}{P_0} - F_0}{-\mu\Delta\alpha} \quad (1-9)$$

En la Fig. 1.3 se muestran las mediciones de ozono total obtenidas observando directamente al sol en el observatorio de Izaña, utilizando el espectrofotómetro de Brewer, se representan las mediciones con puntos. A pesar de que la medición y observación de la CTO tiene poco tiempo de realizarse, se han registrado algunas disminuciones muy relevantes en la concentración global de la CTO las cuales ocurrieron en la década de 1990 al 2000, éstas se pueden observar en la Fig. 1.3. La primera se registró durante el periodo del invierno de 1992 y la primavera de 1993 la primavera del 93, la segunda fue registrada durante el invierno de 1994-1995.

La primer disminución podría deberse a los gases emitidos por la erupción volcánica del Pinatubo, y para la segunda la cual su zona afectada en la disminución de ozonó fue la subtropical su causa posible causas de esta disminución de ozono podrían deberse al desplazamiento de una mayor cantidad de aire tropical en la parte baja de la estratosfera,

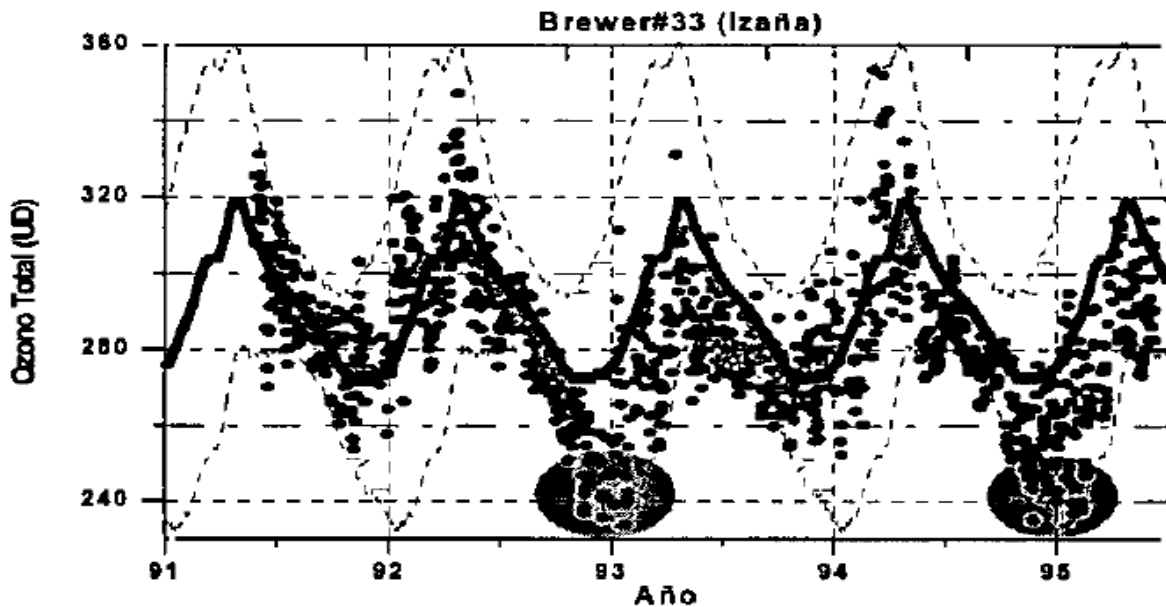


Fig. 1.3 Serie de medidas diarias de la CTO Izaña

1.3.Fuerza de Coriolis

La fuerza de Coriolis es generada por la rotación de la Tierra, la cual desvía la dirección de los objetos que se mueven sobre la superficie terrestre; esta se tiene una dirección en sentido horario sobre el hemisferio norte y antihorario sobre el hemisferio sur, consiste en una aceleración relativa del cuerpo que está ubicado en el sistema en rotación es perpendicular al eje de rotación y a la velocidad de desplazamiento del cuerpo. Esta fuerza hace que un objeto que se encuentra en movimiento sobre el radio de un disco en rotación se acelere con respecto a ese disco, si el movimiento es hacia el eje de giro o alejándose de éste. En el caso de una esfera, el movimiento de un objeto sobre sus meridianos también es afectado por este, pues su movimiento modifica la distancia con respecto al eje de giro de la esfera.

$$\vec{F}_c = -2m(\vec{\omega} \times \vec{v}) \quad (1-10)$$

donde:

m es la masa del cuerpo

\vec{v} es la velocidad del cuerpo en el sistema en rotación

$\vec{\omega}$ velocidad Angular

En 1835, Gaspard-Gustave de Coriolis, en su artículo *Sur les équations du mouvement relatif des systèmes de corps*, describió matemáticamente la fuerza que terminó llevando su nombre. En ese artículo, la fuerza de Coriolis aparece como una componente suplementaria a la fuerza centrífuga experimentada por un cuerpo en movimiento relativo a un referencial en rotación, como puede producirse, por ejemplo, en los engranajes de una máquina. El razonamiento de Coriolis se basaba sobre un análisis del trabajo y de la energía potencial y cinética en los sistemas en rotación. Esta fuerza comenzó a aparecer en la literatura meteorológica y oceanográfica sólo hasta finales del siglo XIX. El término fuerza de Coriolis apareció a principios del siglo XX.

Un ejemplo muy representativo del efecto Coriolis es un experimento imaginario en el cual se dispara un proyectil desde el ecuador en dirección hacia el polo norte. El cañón desde el cual es disparado se está moviendo hacia el este junto con la tierra, esto le aplica al proyectil la velocidad de rotación junto con la velocidad que obtiene hacia el norte al momento del disparo, este sobrevuela distintos puntos de la tierra lo que hace que su velocidad lineal hacia el este vaya disminuyendo entre más avanza con la latitud. La inercia del proyectil hace que la velocidad angular aumente y que de esta manera sobrepase los puntos que sobrevuela. Si durante el trayecto no hay ningún obstáculo, el proyectil caerá en el meridiano ubicado al este del lugar donde fue disparado, aun a pesar de que la dirección del disparo fue hacia el norte. De esta manera y por el mismo principio, una masa de aire que se desplace hacia el este sobre el ecuador aumentará su velocidad de giro con respecto al suelo en caso de que su latitud disminuya. el efecto Coriolis al afectar a las masas de aire o agua en latitudes intermedias, produce un giro el cual desviara hacia el este o hacia el oeste a las masas las cuales las cuales serán afectadas de forma similar al proyectil del ejemplo.

El efecto Coriolis se produce cuando masas de aire o de agua son desplazadas siguiendo a los meridianos terrestres, ocasionando que su trayectoria y la velocidad de desplazamiento se vean modificadas por éste. Los vientos o corrientes oceánicas que se desplazan siguiendo este patrón se desvían acelerando en la dirección de giro hacia el este si van hacia los polos o al contrario hacia el oeste si se dirigen hacia el ecuador. El efecto de la fuerza de Coriolis debe considerarse siempre que se estudie el movimiento de fluidos y también el de cualquier objeto móvil sobre esferas o superficies planas en rotación, por este motivo la atmósfera es afectada por el. El efecto de Coriolis nos dice que siempre que se observen los movimientos giratorios de los cuerpos estos generaran vórtices, los cuales nos ayudan a entender los ciclones formados en la superficie terrestre.

1.4. Sistemas satelitales para la medición de ozono

A.J. Krueger propuso el sistema TOMS (*"The Total Ozone Mapping Spectrometer"*), para realizar una base de datos global de la columna total de ozono con una buena resolución basada en datos tomados diariamente. El primer sistema que se lanzó se utilizó en el satélite Nimbus-7 que fue lanzado el 24 de octubre de 1978 tenía una órbita sincrónica al Sol, ubicada cerca a la órbita polar, proporcionó un mapa atmosférico global de ozono, fue el primero de 8 sistemas designados para realizar un monitoreo a largo plazo del ozono atmosférico. Los datos recabados por Nimbus-7 con el sistema TOMS fueron una fuente de alta resolución para recabar información global sobre la concentración del ozono total en la atmósfera abarcando un periodo del 1 de noviembre de 1978 hasta el día 6 de mayo de 1993 en el que cesó su funcionamiento (Fig. 1.4) El funcionamiento de TOMS se basa en un monocromador Ebert-Fastie con fixed-grating (Rejilla Fija) de una sola etapa utiliza un pequeño láser a base de helio y neón, y la observación del patrón de difracción de Fresnel. Este mide radiación en un grupo de 6 longitudes de onda 312.3, 317.4, 331.1, 339.7, 360.0, y 380.0 nm las cuales se ubican en la región ultravioleta (R. D. McPeters et al., 1993).

TOMS realiza un escaneo transversal cada 3 grados hasta los 51 grados, de esta forma para obtener un total de 35 muestras, con un campo de visión instantáneo de 3x3 grados esto nos da como resultado un área de 250 km², con una variación estimada de 125 km² en los polos y de 280 km² en los trópicos, este escaneo es consecutivo abarcando todo el radio terrestre para crear un mapa gráfico de la concentración de ozono.

La radiación ultravioleta dispersada y la radiación incidente de las cuatro longitudes de onda más cortas son utilizadas para obtener una estimación del total de ozono atmosférico, mientras que las relaciones entre las dos longitudes de onda más largas las cuales no son sensibles para interactuar con el ozono se utilizan para estimar la reflectividad efectiva debido a la combinación de la influencia en la superficie la cual es afectada por diferentes factores climáticos como las nubes y los diferentes gases de la atmósfera.

sistema es un espectrómetro de imágenes el cual sirve para determinar la cantidad de gases traza de la atmosfera unos de estos son el ozono y el dióxido de nitrógeno (NO_2).

El satélite Aura está en una órbita casi polar y sincrónica al Sol, cruzando el ecuador a la hora 13:45 del pacífico. OMI ha estado en funcionamiento durante el periodo de 2004 hasta la actualidad, registrando una base de datos de la concentración global de NO_2 y Ozono con una alta resolución diariamente. Su funcionamiento se basa en dos espectrómetros de imágenes que miden el rango espectral ultravioleta desde los 270 nm a 500 nm, tiene una resolución espectral entre 0.45 nm y 1.0 nm de anchura a media altura (FWHM "*Full Width at Half Maximum*"). Su muestreo espectral es de aproximadamente dos a tres veces su resolución espectral (Kroon et al., 2008).

OMI utiliza dos dispositivos de carga acoplada Fig. 1.6 con una resolución de 780×576 píxeles cada uno. Su primera resolución es conformada por las longitudes de onda espectrales y la segunda se reagrupa para proporcionar mediciones a lo largo de 60 posiciones por la pista orbital cada 2s. De esta manera se abarca una observación mundial, las 60 posiciones abarcan un radio de 2600 kilómetros. Debido a los diferentes errores ópticos y a que la alineación es asimétrica desde el eje óptico de OMI y los ejes del satélite, las áreas de medición en la Tierra no son simétricos con respecto al plano orbital. El área de observación es de $13 \times 24 \text{ km}^2$ en el nadir y con forme se acerca al centro incrementa (Fig. 1.5) a $40 \times 160 \text{ km}^2$ en los extremos de observación. Este cambio en el tamaño de píxel debe considerarse durante el análisis junto con la interpretación de los datos recabados diariamente por OMI. (Kroon et al., 2008).

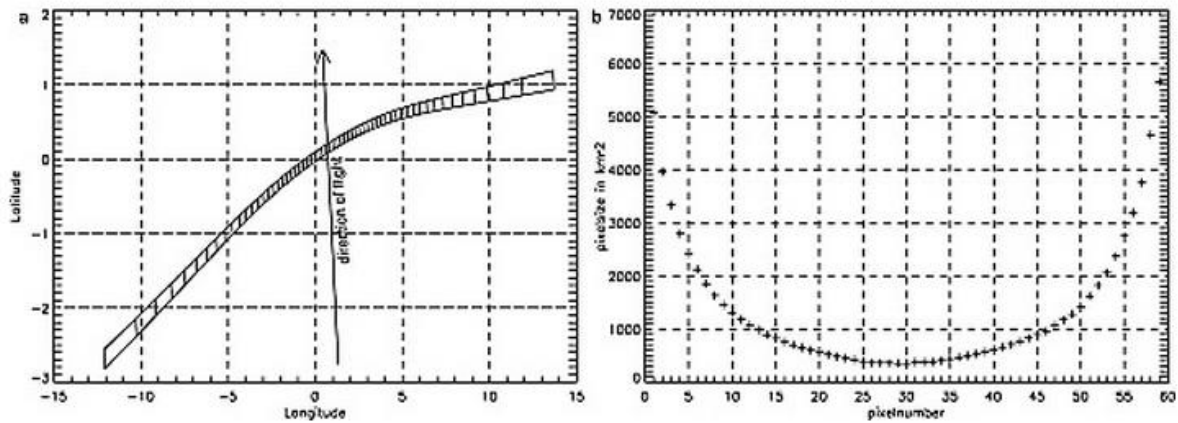


Fig. 1.5 Posiciones de OMI

- (a) 60 píxeles para realizar las mediciones de OMI en los trópicos. (b) Área de los píxeles de OMI en función del número de caminos ópticos a través del pixel.

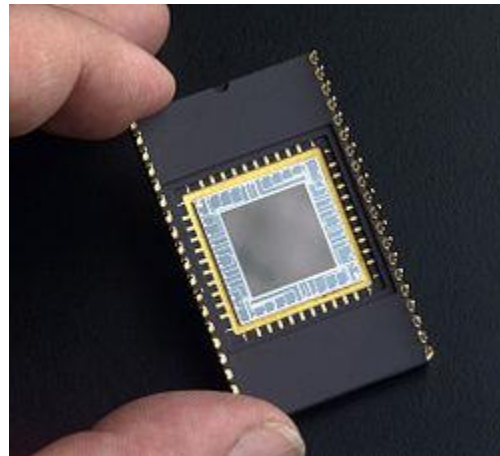


Fig. 1.6 Sensor CCD

El sistema OMI fue una contribución proporcionada por los Países Bajos para su implementación en el programa aeroespaciales (NIVR) en su diseño colaboro el Instituto Meteorológico Finlandés para poder integrarlo en la misión EOS Aura. Funciono a la par con el registro de datos con el sistema TOMS para la observación de la CTO junto con otros datos atmosféricos relacionados con la química de la atmosfera y el clima. Las mediciones de OMI han sido altamente compatible con los demás sistemas de la plataforma EOS Aura. OMI utiliza imágenes de resolución hiperespectral en modo push-broom para registrar la

radiación solar que es dispersada en el espectro electromagnético visible y en el ultravioleta. La Tierra se divide en 740 bandas de longitud de onda a lo largo de la trayectoria satelital utilizando una superficie suficientemente grande para abarcar una cobertura global de 14 órbitas las cuales equivalen a 1 día. El área de 13 x 24 km de resolución espacial puede recibir una ampliación de 13 x 13 km para tener una mejor resolución a la hora de detectar las fuentes de contaminación en las zonas urbanas. Las imágenes hiperespectrales mejoran la exactitud y precisión a la hora de medir la cantidad total de ozono en la CTO y estas también permiten una radiométrica precisa de gran calidad y la calibración de longitud de onda de manera automática en periodos de larga exposición sus características son:

- Permite continuar con la observación de las tendencias del ozono estratosférico global.
- Proporciono un mapa de ozono en áreas de 36 x 48 km, una resolución espacial que nunca antes se había logrado alcanzar.
- Proporciona mediciones de la calidad del aire y su composición como el NO₂, SO₂, OClO, y las características principales de cada gas traza.
- Su precisión distingue entre los diferentes tipos de gases como el humo, el polvo y sulfatos. Para medir de manera óptima la presión atmosférica y acumulación de nubes lo cual nos brinda datos sobre el ozono.
- Genera un mapa mundial y nos permite conocer las tendencias de la radiación UV-B.
- Combina la programación de TOMS en su versión 7, para aplicar el diferencial de Absorción Óptica Espectroscopia, para hacer recuperaciones y modelado directo, este método es utilizado conjuntamente para comparar los distintos datos del sistema OMI.
- Funciona en tiempo casi real (NRT), mostrando la generación y destrucción de ozono junto con otros gases traza. (Tanskanen, Krotkov, Herman, & Arola, 2006) (Heath, 1975 #42),(Klenk, 1982 #43) (Bhartia, 1984 #44).

2. ¿Qué es la Circulación Brewer-Dobson?

La Circulación Brewer-Dobson (CBD) (Brewer, 1949; Dobson, 1956) es una circulación de vuelco meridional en la estratosfera, el aire que se desplaza hacia arriba en los trópicos y polos y hacia abajo en la zona extra tropical. LA CBD consiste en una ramificación superficial, una fuerte circulación impulsada por ondas sinópticas y planetarias que se rompen en la estratosfera inferior, yuxtapuesta en una ramificación profunda, una circulación más débil impulsada por ondas planetarias que se rompen en la estratosfera media y alta (Birner & Bönisch, 2011; Plumb, 2002). El movimiento vertical aleja las temperaturas estratosféricas de su equilibrio radiativo, algunas decenas de grados por debajo en la tropopausa tropical y algunas decenas de grados por encima en las regiones descendentes. Las variaciones en la fuerza de la CBD son estacionales, con células más fuertes en el hemisferio norte (Rosenlof, 1995). Además, debido a las diferencias en la actividad de las olas entre los dos hemisferios, el promedio anual de la CBD es más fuerte en el hemisferio norte que en el hemisferio sur.

La CBD es un fenómeno dinámico prominente en la estratosfera y afecta los procesos físicos y químicos. Más significativamente, transporta gases traza en forma meridional y vertical. Estos incluyen el ozono, que absorbe casi toda la radiación ultravioleta altamente energética dañina biológicamente y altera el equilibrio radiativo en la estratosfera. La CBD mueve el aire rico en ozono de los trópicos, donde se produce el ozono, a latitudes medias y altas, y es responsable de los altos valores de ozono observados en latitudes medias durante la temporada de invierno-primavera. La CBD también determina casi completamente el tiempo de residencia en la atmósfera de los clorofluorocarbonos (CFC) que actúan como catalizadores en las reacciones fotoquímicas responsables de la pérdida de ozono. En consecuencia, La CBD influye en la recuperación del ozono estratosférico (Braathen, 2016; Solomon, 1999).

2.1. Mecanismo impulsor de la CBD

El mecanismo físico que impulsa la CBD es la bomba extratropical. Este se basa en el reconocimiento de los efectos no locales en la atmósfera. Los trabajos pioneros de (Eliassen, 1951) y (Dickinson, 1968) mostraron que la estratosfera extratropical actúa sobre la estratosfera tropical como una bomba de succión a escala global.

donde el bombeo se debe a la fuerza de arrastre del este ejercida principalmente por la disipación de la onda planetaria de Rossby en la estratosfera. Esta fuerza del este actúa junto con el par de Coriolis y da como resultado un flujo de masa hacia el polo (Fig. 2.1). La continuidad de la masa requiere que el flujo hacia el polo esté acompañado de elevación en los trópicos y bajadas en latitudes más altas (Holton et al., 1995).

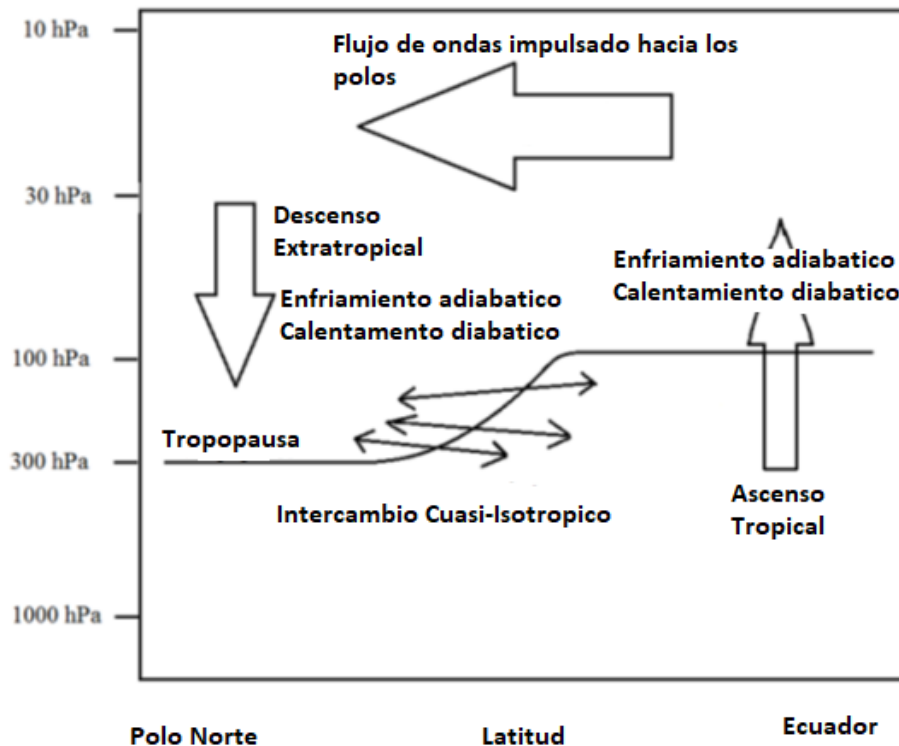


Fig. 2.1 Procesos dinámicos de transporte troposfera-estratosfera (Holton et al., 1995)

P.H. Haynes utilizo las ecuaciones TEM (*Transformed Eulerian Mean*) para desarrollar un enfoque útil para cuantificar el mecanismo de bombeo que impulsa la CBD. Utilizaron el hecho de que para las escalas de tiempo largas involucradas en la CBD, el término de aceleración en la ecuación se vuelve bastante pequeño. Por lo tanto, la solución en estado estacionario de la ecuación ($\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} \cong 0$) constituye una buena aproximación. Rosenlof y Holton demostraron que la media estacional es una escala de tiempo suficientemente larga para que el supuesto del estado estacionario sea válido. Así, la ecuación se reduce a un simple equilibrio entre fuerza de arrastre zonal \bar{G} y la fuerza de Coriolis $f_0 \bar{v}$. (Haynes, McIntyre, Shepherd, Marks, & Shine, 1991; Holton et al., 1995; Rosenlof, 1995)

$$-f_0 \bar{v} = \bar{G} \quad (2-2-1)$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + N^2 H R^{-1} w^* = \frac{\bar{J}}{C_p} \quad (2-2-2)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \rho_0^{-1} \frac{\partial (\rho_0 \bar{\omega})}{\partial z} = 0 \quad (2-2-3)$$

Donde:

f : Parámetro de Coriolis

N : frecuencia de flotabilidad

H : Escala de densidad a la altura de la onda

R : Fuerza de ondas de Rossby

\bar{v} y w : Componentes latitudinal y vertical de la velocidad zonal

ρ_0 =Constante de altura

T : Tiempo

Con la ecuación (2-2-1) y la ecuación de conservación de la masa (2-2-3) y requiriendo que $\rho_0 \bar{\omega} \rightarrow 0$ y $z \rightarrow \infty$ se deduce que:

$$\rho_0 \vec{\omega} = -\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{f_0} \int_z^\infty \rho_0 \bar{G} dz \right) \quad (2-2-4)$$

Esta ecuación es la expresión del principio de control descendente derivado por Haynes (Haynes et al., 1991). Afirma que el flujo de masa ascendente extratropical constante está determinado solo por la fuerza de arrastre de onda zonal por encima de ese nivel.

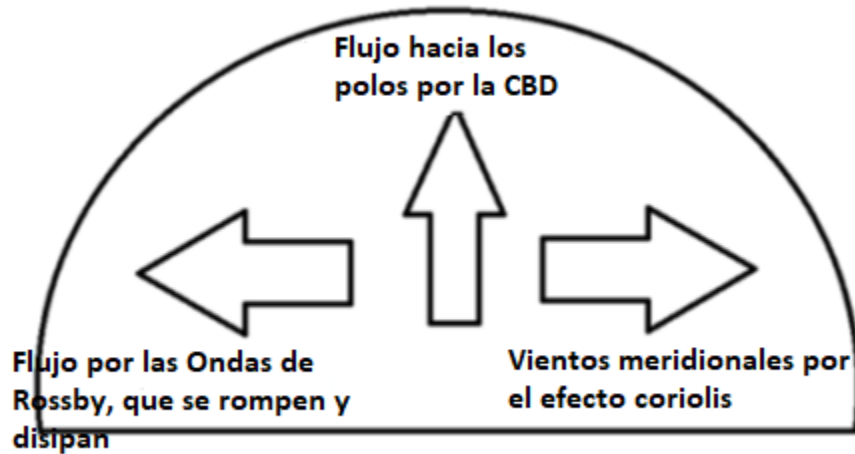


Fig. 2.2 Balance de las fuerzas responsables de la CBD

Si sustituimos la ecuación (2-2-4) en la ecuación (2-2-2), y aproximamos el término de calentamiento diabático $\frac{\bar{J}}{c_p}$ en términos de una relajación newtoniana proporcional a la salida de la temperatura a su valor de equilibrio radiativo $-\alpha_r(\bar{T} - \bar{T}_r(y, z, t))$ (Holton & Hakim, 2012) podemos encontrar una expresión que muestre explícitamente la relación entre la desviación de la temperatura promedio zonal de su valor de equilibrio radiativo en respuesta a una distribución de fuerza de arrastre zonal. En el caso donde $\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = 0$:

$$(\bar{T} - \bar{T}_r) = \frac{N^2 H}{\alpha_0 \rho_0 R} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{f_0} \int_z^\infty \rho_0 \bar{G} dz \right) \quad (2-2-5)$$

2.2. Ondas de Rossby y su impacto en la CBD

Se observó que las ondas que viajan hacia arriba desde la troposfera a la estratosfera son responsables del mecanismo de bombeo que impulsa la CBD. Las ondas de Rossby, también llamadas ondas planetarias, son el tipo de ondas atmosféricas que contribuyen más al bombeo, especialmente en el HN extra tropical (McLandress & Shepherd, 2009; Plumb, 2002).

Las ondas de Rossby son un flujo de ondulaciones longitudinales a gran escala a lo largo de un círculo de latitud que conserva su potencia de vórtice (PV). La potencia de vórtice potencial se define como

$$PV = \frac{1}{\rho} (f + \xi) \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (2-2-6)$$

$$\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (2-2-7)$$

donde

ξ : Es la componente vertical de la vorticidad relativa.

v : Es la velocidad residual meridional

ρ : Es la presión atmosférica

θ : Latitud

Los gradientes meridionales de PV proporcional el mecanismo de restauración que impulsa las ondas de Rossby. La propagación de las ondas de Rossby puede entenderse cualitativamente imaginando una cadena de partículas fluyendo en un círculo de latitud (Fig. 2.3). En el caso simple de una atmósfera barotrópica ($\frac{\partial \theta}{\partial z} = const$), La conservación de PV se reduce a la conservación de la vorticidad absoluta ($f + \xi$) Luego, si una partícula

de fluido se desplaza hacia el norte, por ejemplo, por el efecto de la topografía, la vorticidad planetaria f de la partícula de fluido aumentará y luego deberá disminuir para conservar la vorticidad absoluta. La circulación relativa inducida empuja la partícula en el lado oeste hacia el polo y la del lado este hacia el ecuador. Por lo tanto, el patrón de vorticidad de la onda de Rossby siempre se propaga hacia el oeste en relación con el flujo zonal de fondo.

En un caso más realista donde $\frac{\partial \theta}{\partial z} \neq const$, La conservación de PV no es equivalente a la conservación de la vorticidad absoluta. La Fig. 2.4 muestra el caso del flujo que cruza una cadena montañosa infinita ideal de norte a sur. Podemos suponer que el flujo es adiabático e inicialmente con $\xi = 0$ ascendiendo por la barrera montañosa.

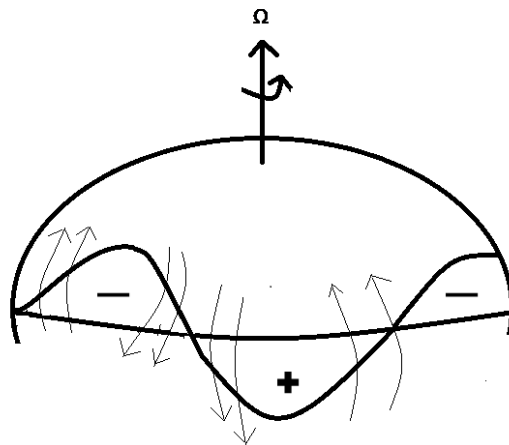


Fig. 2.3 Campo de vorticidad de perturbación y velocidad meridional inducida de una onda de Rossby que oscila alrededor de su latitud de equilibrio (Holton & Hakim, 2012)

Debido a que el flujo es adiabático, debe limitarse entre las superficies adiabáticas θ_0 y $(\theta_0 + \delta\theta)$. θ_0 (Dickinson, 1968) tiende a seguir el contorno del suelo y $(\theta_0 + \delta\theta)$ se desvía un poco verticalmente. Entonces, la columna de aire se extenderá hacia arriba y hacia abajo de la barrera montañosa para conservar la vorticidad potencial, ξ debe ser positivo. Esta vorticidad ciclónica tiende a desviar la columna de aire hacia el polo. Fluyendo sobre la

barrera montañosa, la columna de aire debe comprimirse y, de nuevo, para conservar la vorticidad potencial debe adquirir una vorticidad relativa anticiclónica.

Esta vorticidad anticiclónica desvía la columna de aire hacia el ecuador. Cuando la columna de aire haya pasado la cadena montañosa, estará al sur de su latitud original, de modo que la vorticidad planetaria f será menor y la vorticidad relativa debe ser positiva. Como resultado de este proceso, se formará una onda de Rossby por debajo de la barrera montañosa

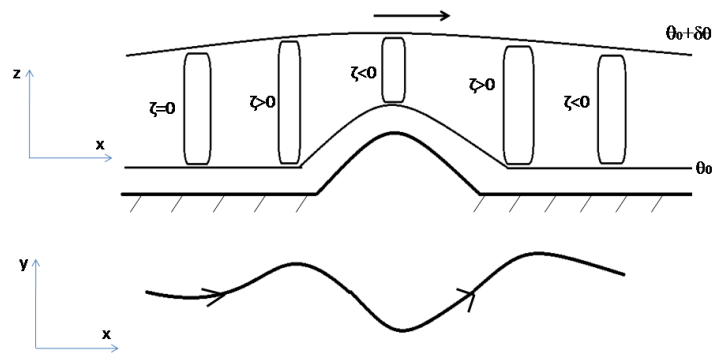


Fig. 2.4 Vista esquemática de la generación de una onda de Rossby por un flujo del oeste sobre una barrera topográfica (Holton & Hakim, 2012)

2.3. Propagación vertical de las ondas de Rossby

Charney y Drazin dedujeron las condiciones en las cuales las ondas planetarias estacionarias, que dominan el espectro de las ondas de Rossby en la estratosfera, pueden propagarse hacia la estratosfera. Demostraron que sus modos verticales pueden propagarse hacia arriba solo con un flujo de fondo del oeste más débil que su valor crítico,

la velocidad crítica de Rossby que depende del nivel horizontal de las ondas (Charney & Drazin, 1961).

Se demuestra fácilmente que la velocidad de fase zonal en relación con el viento medio es:

$$c - \bar{u} = \frac{-\beta}{K^2} \quad (2-8)$$

donde $c = \frac{-\beta}{k^2}$ es la velocidad de fase hacia el oeste de la onda, $\beta \equiv \frac{\partial f}{\partial y}$ es el gradiente de vorticidad planetaria, k el número de onda zonal, \bar{u} es la velocidad zonal promedio del flujo, y $K^2 = k^2 + l^2$ es el número total de ondas horizontales al cuadrado.

De la ecuación (2-8) Se puede observar que una onda de Rossby solo puede ser estacionaria (es decir, $c - \bar{u} = 0$) con un flujo zonal medio del oeste. En el hemisferio sur, el viento térmico se dirige hacia el este y, por lo tanto, se inhibe la propagación vertical de las ondas de Rossby. En el hemisferio norte, la propagación vertical de las ondas de Rossby estacionarias solo es posible si el flujo del oeste no es demasiado fuerte. Teniendo en cuenta que cuanto más fuerte sea el flujo medio zonal, más largas deberán ser las olas para que permanezcan estacionarias. Se puede demostrar que para permitir la propagación vertical

$$0 < \bar{u} < \beta \left[(k^2 + l^2) + \frac{f_0^2}{4N^2H^2} \right]^{-1} \equiv U_c \quad (2-9)$$

U_c es la velocidad crítica de Rossby.

El flujo del oeste actúa entonces como un "filtro pasa bajas" porque las ondas de Rossby grandes pueden propagarse aún con un flujo del oeste fuerte.

2.4. Deformación de las ondas de Rossby

La ruptura de la onda de Rossby impulsa a una fuerza hacia el oeste en el flujo medio-zonal. El wavebreaking se refiere a una rápida deformación irreversible de la curva de los materiales, es decir, la curva de PV. Dado que la PV se conserva en las ondas de Rossby, las curvas de nivel de vorticidad potencial en las superficies isentrópicas se pueden ver aproximadamente como contornos de material. La rápida deformación de estos contornos se puede utilizar como una huella digital de la ruptura de las ondas. Las ondas de Rossby se rompen cuando sus amplitudes han crecido lo suficiente como para que los efectos no lineales se vuelvan importantes en las ecuaciones dinámicas. Como hemos visto en la ecuación (2-2-7), la amplitud de onda está en función de la altura, por lo tanto, cuando una onda se desplaza hacia arriba, su amplitud crece exponencialmente, se vuelve inestable y se rompe liberando su momento.

El caso más simple de rompimiento de onda ocurre cuando el valor de la velocidad de fase de la onda es igual al valor del flujo de fondo $\bar{u} - c_x = 0$. El área donde se mantiene esta condición se le conoce como superficie crítica.

2.5. Transporte Cuasi-Isotrópico.

El mecanismo de "bombeo" explicado anteriormente es responsable de la mayor parte del intercambio de estratosfera-troposfera (IET). Sin embargo, una pequeña parte del IET se debe al transporte horizontal a lo largo de las superficies isentrópicas que cruzan la tropopausa. La tropopausa es la región que separa la estratosfera de la troposfera y se caracteriza por un aumento en la estabilidad estática que se mueve desde la troposfera a la estratosfera. La tropopausa se comporta como una superficie cuasi material con una temperatura potencial $\theta = 380K$ ($106.85C^0$). Es más alto en los trópicos y se inclina hacia abajo y hacia el polo, intersectando las superficies isentrópicas (Fig. 2.2). La tropopausa actúa como un "bypass" que bloquea el IET. Sin embargo, el transporte horizontal

meridional a lo largo del nivel de la tropopausa puede ocurrir en algunas situaciones donde la tropopausa está fuertemente distorsionada por el crecimiento de los ciclones de la troposfera superior. Dichas distorsiones se caracterizan por flujos latitudinales de vorticidad con potencial anormalmente alto que se extienden hacia el ecuador desde latitudes medias y tienen más probabilidades de desarrollarse sobre el flujo extratropical troposférico.

3. Redes Neuronales

Las redes neuronales son una forma de emular ciertas características propias de los humanos, como la capacidad de memorizar y de asociar hechos. Si se examinan con atención aquellos problemas que no pueden expresarse a través de un algoritmo, se observará que todos ellos tienen una característica en común: la experiencia. El hombre es capaz de resolver estas situaciones acudiendo a la experiencia acumulada. De esta manera, queda claro que una forma de aproximarse a la solución de un problema consiste en la construcción de un sistema que mediante la repetición y el aprendizaje sea capaz de reproducir esta característica, por este motivo surgieron las redes neuronales las cuales son un modelo artificial y simplificado del cerebro humano, que es el ejemplo más perfecto del que disponemos para un sistema que es capaz de adquirir conocimiento a través de la experiencia. Una red neuronal es “un nuevo sistema para el tratamiento de la información, cuya unidad básica de procesamiento está inspirada en la célula fundamental del sistema nervioso humano: la neurona” (Matich, 2001).

3.1. Ventajas de una red neuronal

Debido a su constitución y a su funcionamiento, las redes neuronales presentan un gran número de características semejantes a las del cerebro. Por ejemplo, son capaces de aprender de la experiencia, de generalizar de casos anteriores a nuevos casos, de abstraer características esenciales a partir de entradas que representan información irrelevante, etc. Esto hace que ofrezcan numerosas ventajas y que este tipo de tecnología se esté aplicando en múltiples áreas. Entre las ventajas se incluyen:

- Aprendizaje Adaptativo. Capacidad de aprender a realizar tareas basadas en un entrenamiento o en una experiencia inicial.
- Autoorganización. Una red neuronal puede crear su propia organización o representación de la información que recibe mediante una etapa de aprendizaje.
- Tolerancia a fallos. La destrucción parcial de una red conduce a una degradación de su estructura; sin embargo, algunas capacidades de la red se pueden retener, incluso sufriendo un gran daño.
- Operación en tiempo real. Los cálculos neuronales pueden ser realizados en paralelo; para esto se diseñan y fabrican máquinas con hardware especial para obtener esta capacidad.
- Fácil inserción dentro de la tecnología existente. Se pueden obtener chips especializados para redes neuronales que mejoran su capacidad en ciertas tareas. Ello facilitará la integración modular en los sistemas existentes.

3.2.Elementos básicos que las componen

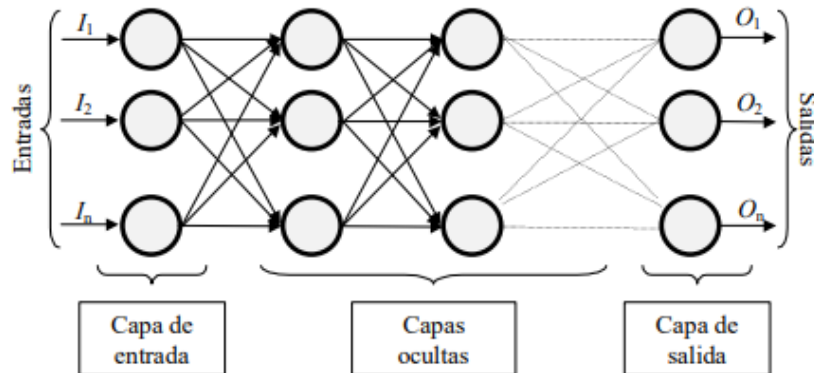


Fig. 3.1 Red neuronal conectada

La red está constituida por neuronas interconectadas y arregladas en tres capas (esto último puede variar). Los datos ingresan por medio de la capa de entrada, pasan a través de la capa oculta y salen por la capa de salida. Cabe mencionar que la capa oculta puede estar constituida por varias capas.

La capa de entrada se encarga de recibir todos los datos a analizar, toma todos los valores ingresados y los empaqueta en un solo dato, estos valores se multiplicarán y compararán, con los valores obtenidos por el aprendizaje o por la ecuación de control, Para así de esta manera seguir aprendiendo y comparando los datos, con lo ya aprendido, y con estos datos pasar a la función de activación.

Las funciones de activación más comúnmente utilizadas se muestran en la figura Fig. 3.2 :


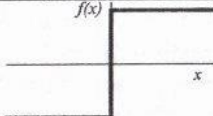
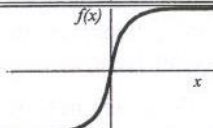
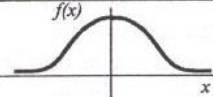
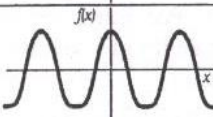
	Función	Rango	Gráfica
Identidad	$y = x$	$[-\infty, +\infty]$	
Escalón	$y = \text{sign}(x)$ $y = H(x)$	$\{-1, +1\}$ $\{0, +1\}$	
Sigmoidea	$y = \frac{1}{1+e^{-x}}$ $y = \text{tgh}(x)$	$[0, +1]$ $[-1, +1]$	
Gaussiana	$y = Ae^{-Bx^2}$	$[0, +1]$	
Sinusoidal	$y = A \text{sen}(\omega x + \varphi)$	$[-1, +1]$	

Fig. 3.2 Ecuaciones para aprendizaje de redes neuronales

Para explicar porque se utilizan estas funciones de activación se suele emplear la analogía a la aceleración de un automóvil. Cuando un auto inicia su movimiento necesita una potencia elevada para comenzar a acelerar. Pero al ir tomando velocidad, esta demanda un menor incremento de dicha potencia para mantener la aceleración. Al llegar a altas velocidades, nuevamente un amplio incremento en la potencia es necesario para obtener una pequeña ganancia de velocidad. En resumen, en ambos extremos del rango de aceleración de un automóvil se demanda una mayor potencia para la aceleración que en la mitad de dicho rango (Izaurieta & Saavedra, 2000).

El último componente que una neurona necesita es la función de salida. El valor resultante de esta función es el valor de salida; por ende, la función de salida determina que valor se transfiere a las neuronas vinculadas. Si la función de activación está por debajo de un umbral determinado, ninguna salida se pasa a la neurona subsiguiente. Normalmente, no

cualquier valor es permitido como una entrada para una neurona, por lo tanto, los valores de salida están comprendidos en el rango $[0, 1]$ o $[-1, 1]$.

3.3. Redes neuronales en la predicción del clima

Las redes neuronales por su tipo de aprendizaje han ayudado a resolver muchos problemas que mediante el cálculo tradicional, al utilizar demasiadas variables se vuelve un problema, gracias a esto se han logrado utilizar en la predicción y el estudio de muchos problemas matemáticos, y estadísticos, algunas de las aplicaciones en las que se han utilizado es en la predicción y el estudio climatológico, mediante su aprendizaje de patrones, han logrado predecir con bastante precisión el clima, tsunamis, terremotos, esto lo logran mediante el análisis de series de tiempo.

Una serie de tiempo es un conjunto de datos obtenidos a partir de la observación de un fenómeno determinado durante periodos de tiempos iguales, representando el cambio de una variable específica de tipo económico, físico, químico, financiero, biológico, entre otros.

Al trabajar con series temporales, una de las tareas más importantes es la de predecir los datos futuros de una serie, es decir, a partir de los datos del pasado proyectar los valores que tomará la variable determinada. Para llevar a cabo esta actividad se construye un modelo matemático que capture, total o parcialmente las características de esta, por ejemplo, los modelos ARIMA. Estos, son modelos autorregresivos integrados de medias móviles y han demostrado gran utilidad en la predicción a corto plazo de series de alta frecuencia. En contraste a los modelos ARIMA y métodos estadísticos, las redes neuronales artificiales son consideradas más robustas, especialmente en la representación de relaciones complejas que exhiben comportamientos no lineales.

El objetivo del análisis de las series de tiempo es el conocimiento de su patrón de comportamiento, para así poder prever su evolución en el futuro cercano, suponiendo que las condiciones no variarán significativamente. Si bien el comportamiento de cualquier serie de tiempo puede observarse gráficamente, no en todos los casos es posible distinguir las

particularidades que cada una puede presentar. Existen ciertos movimientos o variaciones características que pueden medirse y observarse por separado. Estos movimientos son llamados a menudo componentes de una serie de tiempo, y se asume que son causados por fenómenos distintos. Matemáticamente las series de tiempo están representadas mediante la relación tiempo observación, descrita a través de un conjunto de datos numéricos:

$$\{y(t_1), y(t_2), \dots, y(t_n)\} = \{y(t) : t \in T \subseteq R\} \quad (3-1)$$

El objetivo entonces es encontrar un modelo que permita predecir los valores futuros a través de los ya obtenidos:

$$Y(t_{n+1}) = f(y(t_n), y(t_{n-1}), \dots) \quad (3-2)$$

Este modelo generalmente extrae las características más relevantes de la serie, de tal manera que se pueda obtener una predicción de la serie para intervalos de tiempo determinados. En muchas áreas del conocimiento las observaciones de interés son obtenidas en instantes sucesivos del tiempo, por ejemplo, a cada hora, durante 24 horas, mensuales, trimestrales, semestrales o bien registradas por algún equipo en forma continua. De aquí la importancia de este tópico. A través del tiempo se han desarrollado un

gran número de técnicas para la predicción y el modelado de series de tiempo, siendo las redes neuronales artificiales consideradas las más robustas y eficaces para esta tarea (Polo, Caballero, & Gómez, 2015).

4. Materiales y Métodos

4.1. Elaboración del programa

Para el desarrollo de este proyecto se obtuvo una base de datos de la CTO global, durante el periodo de 1978 hasta el año 2018, proporcionada por la NASA, después se elaboró un programa en MATLAB que se encarga de leer y analizar las hojas de datos proporcionados por los sistemas TOMS, OMI, OMPS y ERS-2, los cuales proporcionan mediciones diariamente sobre la superficie terrestre.

Los archivos proporcionados por la NASA.

El formato de estos archivos como se puede observar en la Fig. 4.1, consta de un archivo de texto en formato ASCII, que se distribuye de la siguiente manera:

1. Primera línea: Fecha, satélite en el cual está el sistema de medición, el código de identificación de la medición y la hora en la que se reportó el archivo.
2. Segunda línea: Cantidad de mediciones obtenidas por longitud y el tamaño de estas, para el caso de TOMS son 288 mediciones con una separación de 1.25 grados entre ellas, y para OMI y OMPS es de 360, con 1 grado de separación entre ellas.
3. Tercera línea: Cantidad de mediciones obtenidas por latitud y el tamaño de esta, para los 3 sistemas estas tienen una separación de 1 grado.
4. Las siguientes líneas son las 288 o 360 mediciones por cada grado de latitud desde -89.5 a 89.5, abarcando así un total de 51840 mediciones diarias para TOMS y de 64800 para OMI y OMPS.

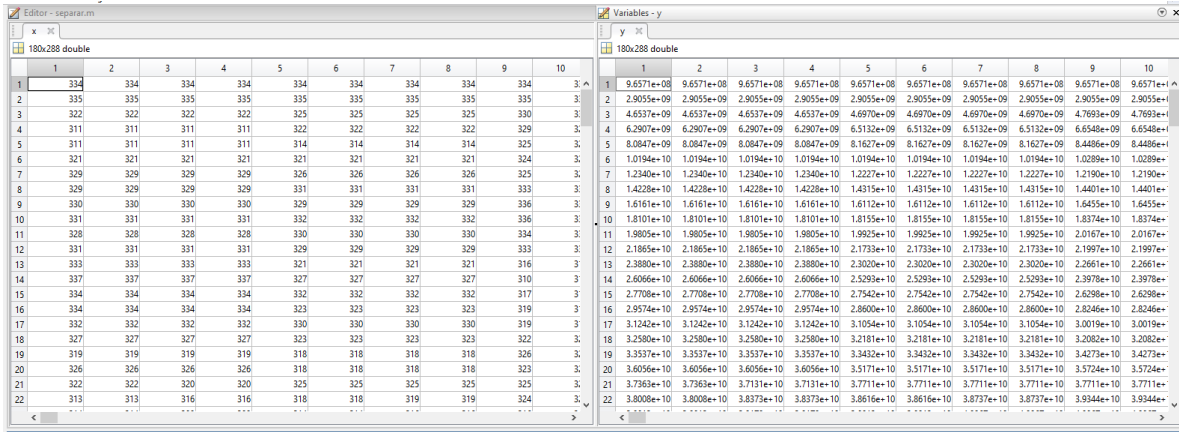


Fig. 4.3 Datos de la CTO en UD y en gramos

Cada una de estas mediciones corresponde a un pixel, que en el caso de TOMS cubre una extensión de superficie de $1.25^\circ \times 1^\circ$, y para OMI y OMPS de $1^\circ \times 1^\circ$ de longitud por latitud. El área correspondiente a cada uno de estos pixeles depende de la latitud, puesto que a medida que la latitud aumenta, el ancho del pixel disminuye.

$$L_{TOMS} = \frac{2\pi R_T \cos\phi}{288} \quad (4-1)$$

En el caso de OMI y OMPS:

$$L_{OMI,OMPS} = \frac{2\pi R_T \cos\phi}{360} \quad (4-2)$$

Donde R_T es el radio de la tierra y ϕ es el ángulo de la latitud

En las siguientes gráficas (Fig. 4.4 ,Fig. 4.5) se muestra el área de cada pixel (m^2) en función de su latitud tanto para TOMS como para OMI, de estas figuras se observa que mientras que para TOMS en el ecuador el ancho de cada pixel es del orden de 139 km , para OMI y OMPS es de 119.2 km .

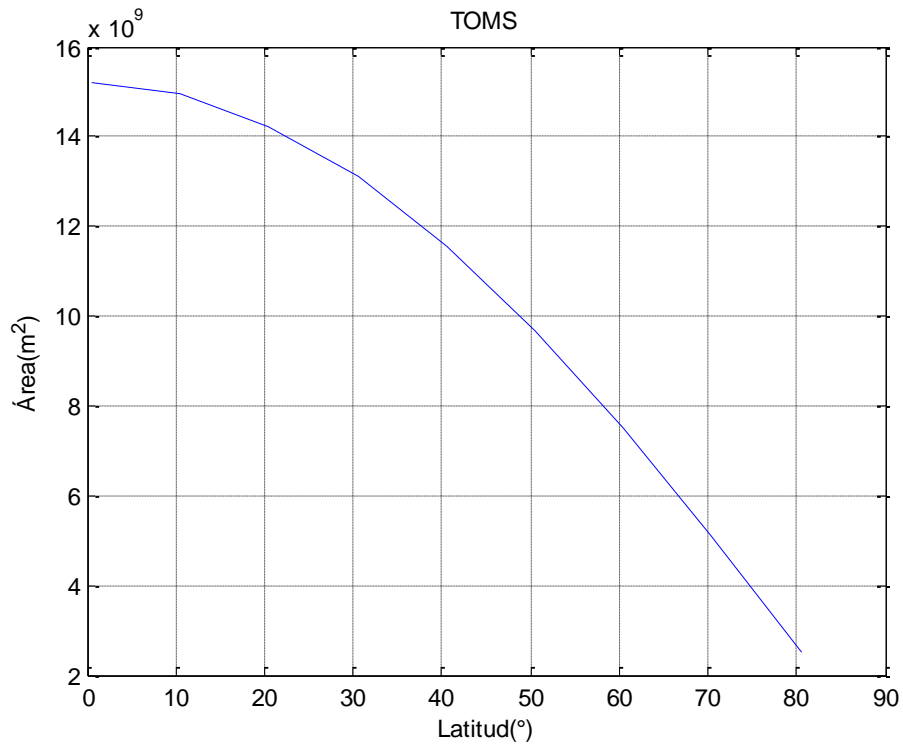


Fig. 4.4 Área por pixel de TOMS

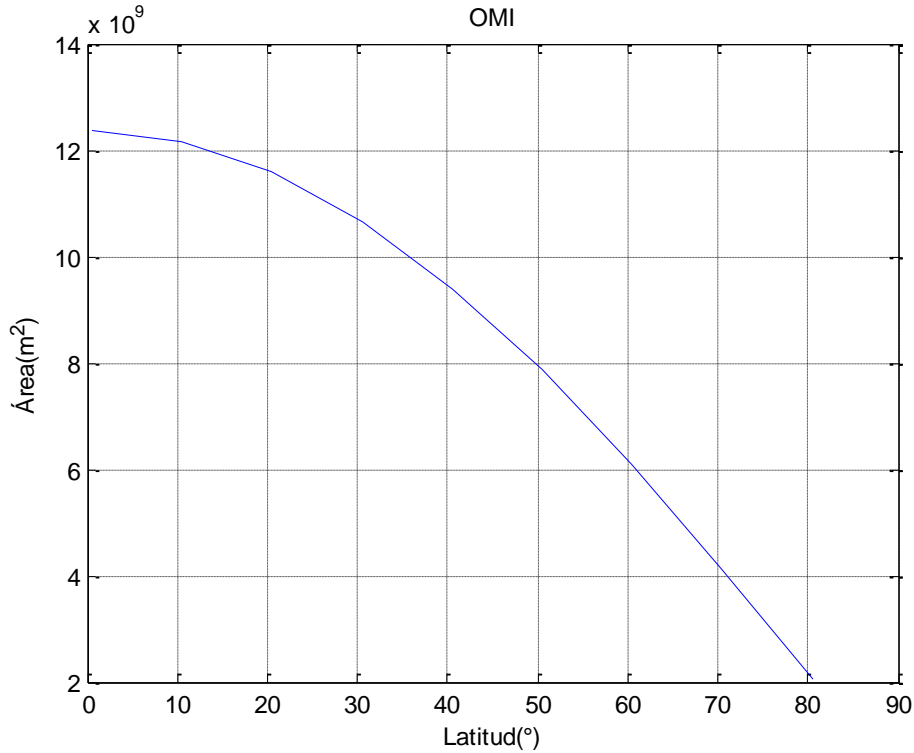


Fig. 4.5 Área por pixel de OMI y OMPS

La Altura de cada pixel corresponde a la distancia entre los paralelos de 1° de separación, por lo tanto esta es siempre igual:

$$H_{TOMS} = H_{OMI} = H_{OMPS} = \frac{2\pi R_T}{360} \quad (4-3)$$

Esto equivale a 119.2 km, de esta manera se puede demostrar que el área de observación de cada pixel está dada por:

$$BinArea_{TOMS}(m^2) = \frac{(2\pi R_T)^2}{(288)(360)} \cos\phi \quad (4-4)$$

Para el caso de OMI y OMPS el área de observación está dada por:

$$BinArea_{(OMPS,OMI)}(m^2) = \frac{(2\pi R_T)^2}{(360)^2} \cos\phi \quad (4-5)$$

Mediante estas correcciones se puede obtener un análisis más preciso sobre la acumulación de ozono con respecto al área observada. Puesto que no es lo mismo observar la

acumulación de ozono en el ecuador el cual tendría un área de observación mayor que en las latitudes más altas, en las cuales disminuye su área de observación.

4.2. Prueba de significancia de los datos

Para poder continuar con el análisis de los datos, estos primero se sometieron a dos pruebas estadísticas para comprobar si el dato proporcionado por cada uno de los sistemas tenía una significancia estadística plausible, para poder utilizarlos con certeza, por lo que en este trabajo se comparan los datos de la columna total de ozono proporcionados por TOMS, (“Total ozone measuring system”), OMI, (“The Ozone Monitoring Instrument”) y OMPS (“Ozone Mapping and profiler Suite”), los cuales estuvieron funcionando en distintitos satélites desde 1978 hasta la actualidad ha causado incertidumbre el uso de los datos proporcionados por los sistemas de medición de la NASA, puesto que las mediciones podrían fallar, para poder contrarrestar esa incertidumbre se pusieron a prueba los 3 sistemas de medición TOMS, OMI y OMPS, para validar los datos utilizados por los tres programas computacionales de medición de ozono se utilizaron los datos de años en los que estuvieron trabajando a la par, comparando las mediciones de TOMS con respecto a OMI, y OMI con respecto a TOMS, para esto se utilizaron 2 pruebas estadísticas la prueba T de student y la prueba Mann-Whitney utilizadas para dos muestras independientes con la finalidad de comprobar la similitud estadística entre cada una de las mediciones y eficacia de los datos recabados por cada una de las campañas correspondientes a cada bases de datos obtenida.

Teniendo en cuenta estos datos y el hecho de que hay días en que un satélite por algún motivo pierde mediciones un día, se propuso este trabajo para realizar un análisis estadístico para saber qué tan similares estadísticamente son los datos reportados por estos satélites. Y así tener la certeza de que se puede tomar los datos de un día de la base de datos de OMI o de otro día de la de OMPS y no habrá una diferencia estadística en el

resultado obtenido a la hora de trabajar con estos, para ello, se seleccionaron los años en que estos satélites trabajaron a la par.

Para estos casos se propusieron las siguientes hipótesis

- H_0 : No hay diferencia estadística entre la CTO obtenida entre ambos satélites
- H_1 : Hay una diferencia estadística entre las mediciones de ambos satélites

Se utilizó el programa de Matlab, el cual nos permite resolver problemas matemáticos y estadísticos de una manera más exacta se realizaron las pruebas utilizando los datos en los que cada par de satélites estuvo funcionando en el mismo periodo de tiempo, comparando la cantidad de datos por latitud, Entre cada uno de los sistemas en los periodos que se trabajaron juntos utilizando los periodos correspondientes para cada medición entre TOMS y OMI de 2004 a 2007, mientras que de OMI a OMPS 2012-2018.

Para esto se analizó día a día, latitud por latitud, las similitudes estadísticas para poder validar el uso y resultados reportados, cabe destacar que estas pruebas se hicieron tanto en unidades Dobson, como en moléculas y en masa de ozono.

En la (Fig. 4.6) se presenta el diagrama de distribución de los datos se observa una similitud a la hora de seleccionar los datos mostrando que tienen un comportamiento similar y lecturas muy parecidas.

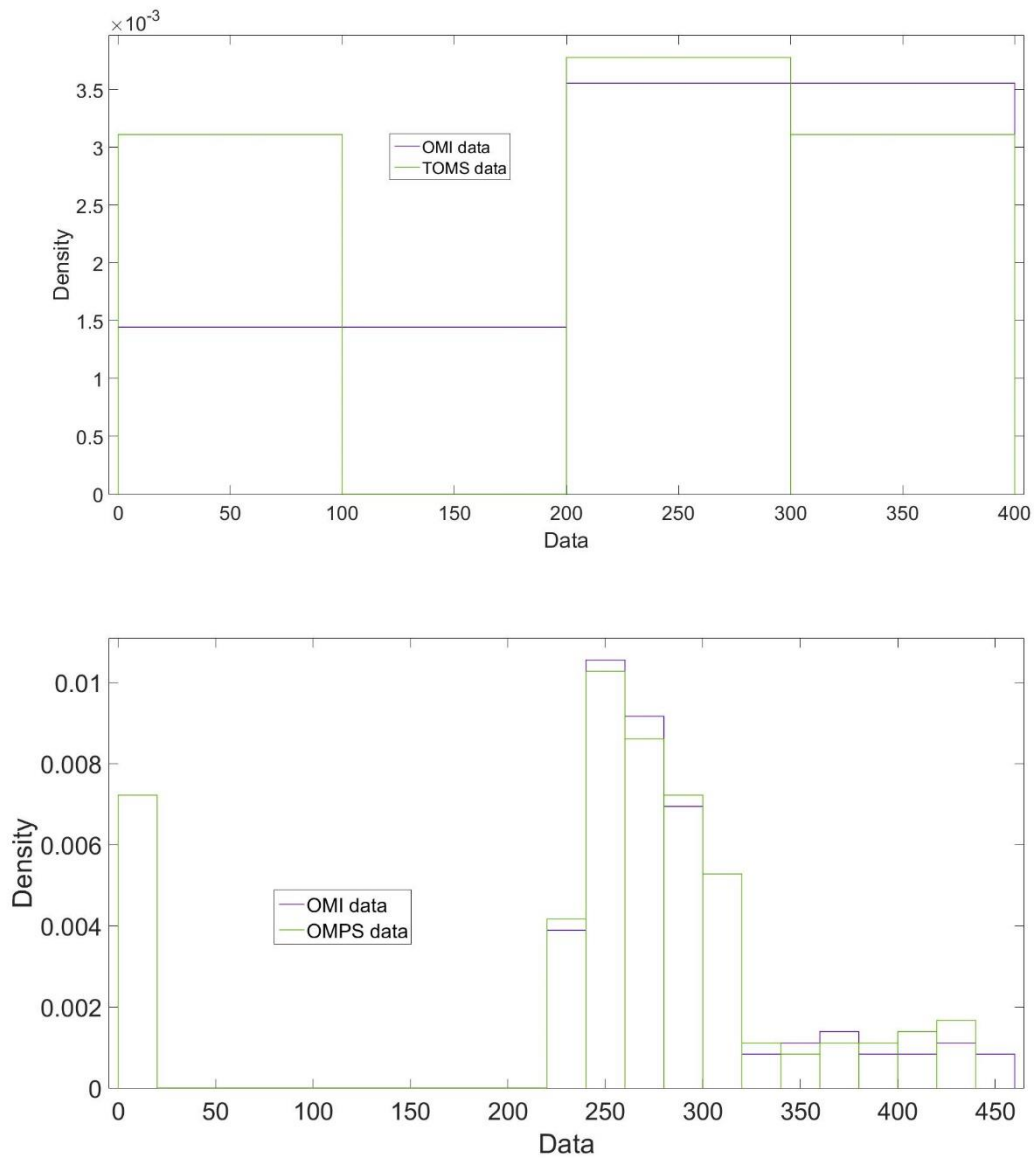


Fig. 4.6 Distribución de densidad TOMS, OMI y OMPS en unidades Dobson

Para muestras grandes la prueba T-Student utiliza las siguientes ecuaciones

$$\sigma_{\hat{x}_2 - \hat{x}_1} = \sqrt{\frac{\sigma_1^2}{n_1} + \frac{\sigma_2^2}{n_2}} \quad (4-6)$$

$$Z = \frac{\hat{X}_2 - \hat{X}_1}{\sigma_{\hat{X}_2 - \hat{X}_1}} \quad (4-7)$$

Donde

σ : Varianza

X : media

n: número de datos

Para muestras independientes la prueba de Mannwhytney utiliza la siguiente ecuación:

$$Z = \frac{W - \frac{n_1(n_1 + n_2 + 1)}{2}}{\sqrt{\frac{n_1 n_2 (n_1 + n_2 + 1)}{12}}} \sim N(0,1) \quad (4-8)$$

Se decidió utilizar dos pruebas estadísticas aplicadas tanto en unidades Dobson promedio, como en masa acumulada, para tener un mejor resultado y corroborar si realmente existía una diferencia estadística, y saber si es válido utilizar cualquiera de los sistemas de medición para poder hacer análisis sobre el comportamiento del ozono estratosférico anualmente, obteniendo las siguientes distribuciones de probabilidad.

Para que los cálculos tuvieran una mejor resolución solo se trabajó con los días de cada año en que ambos satélites estuvieron funcionando adecuadamente al mismo tiempo, esto quiere decir que no hubo una pérdida significativa de datos en la lectura correspondiente al menos al 90% de los datos que debían reportar, cabe destacar que aunque TOMS reporta 180 x 288 datos esto no significa que no reporte la latitud completa, puesto que sus píxeles de medición corresponden a 1° x 1.25° teniendo en cuenta este dato, se trabajó por latitud, utilizando el valor acumulado de cada una de sus franjas para que los datos comparados fueran 180 valores por día.

Estas pruebas fueron programadas en MATLAB en conjunto con el paquete estadístico con el que ya cuenta el programa.

Comparación	N	Z	α
OMI-TOMS	201060	1.7	0.0446
OMI-OMPS	423720	1.92	0.0274

Tabla 3-1 Resultados Obtenidos para la prueba T-student

Mediante los resultados obtenidos de la prueba T-Student:

- Se comprobó que hay una relación estadística significativa entre ambos satélites.
- Se comprobó que hay una fiabilidad del 96 % de obtener las mismas mediciones con OMI y TOMS.
- Se comprobó la relación estadística entre OMPS y OMI con una fiabilidad de 98%.

Para corroborar estos resultados se utilizó la segunda prueba estadística, la cual se utiliza cuando se quiere comparar dos poblaciones usando muestras independientes, es decir; es una prueba alterna a la prueba t para comparar dos medias usando muestras independientes. También es conocida como la prueba de suma de rangos de Wilcoxon.

Comparación	N	Z	P	R	α
OMI-TOMS	201060	1.9128	0.6058	92.71	0.0287
OMI-OMPS	423720	2.1141	0.9091	99.93	0.0179

Tabla 3-2 Resultados para la prueba Mann-Whytney

De estos datos podemos obtener los siguientes resultados:

- La hipótesis H_0 Se comprueba en ambos casos.
- La similitud entre los datos medidos con los satélites es estadísticamente igual.
- La variable de correlación de Spearman demuestra estadísticamente la similitud estadística de los datos.

Por lo que podemos concluir que no hay una diferencia estadística a la hora de trabajar con las mediciones de estos programas de medición.

4.3. Análisis de los datos

Una vez que con certeza y seguridad podemos utilizar los datos de cualquiera de los satélites, puesto que no hay una diferencia estadística entre ellos, continuamos con el análisis de los datos, para esto se realizaron varios análisis, primero por década, después mensual analizando los días correspondientes a los equinoccios y a los solsticios, y un análisis diario comparando cada medición y observando su comportamiento desde 1978 hasta 2018, estos análisis fueron tanto por hemisferios como globales, con lo cual se pudieron obtener las siguientes gráficas

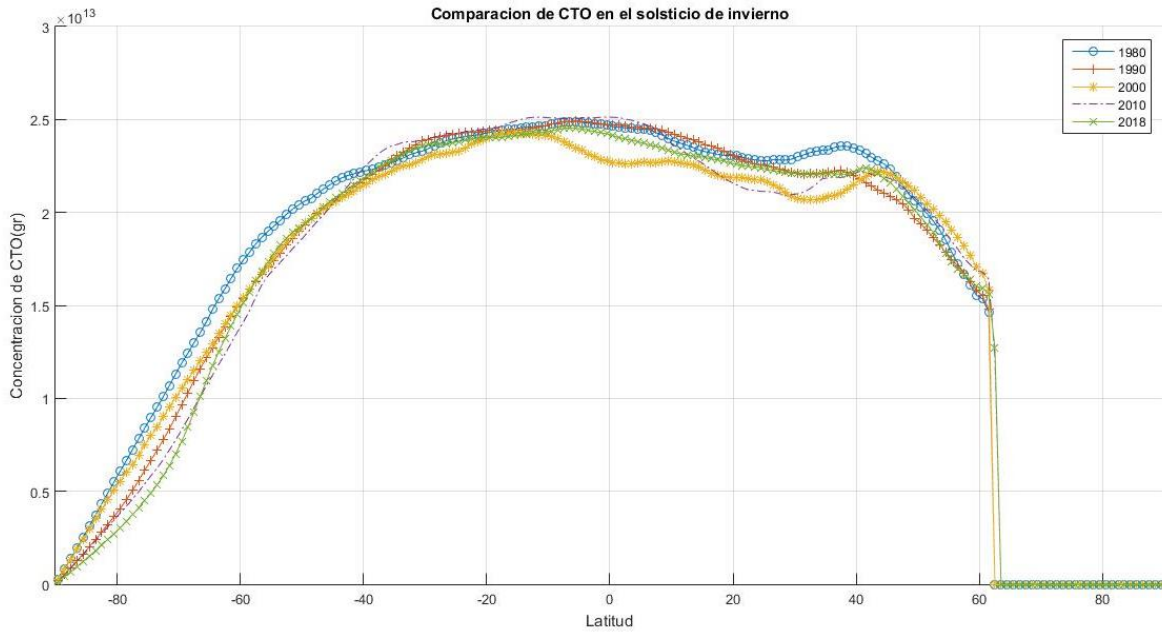


Fig. 4.7 Comparación de CTO en el solsticio de invierno

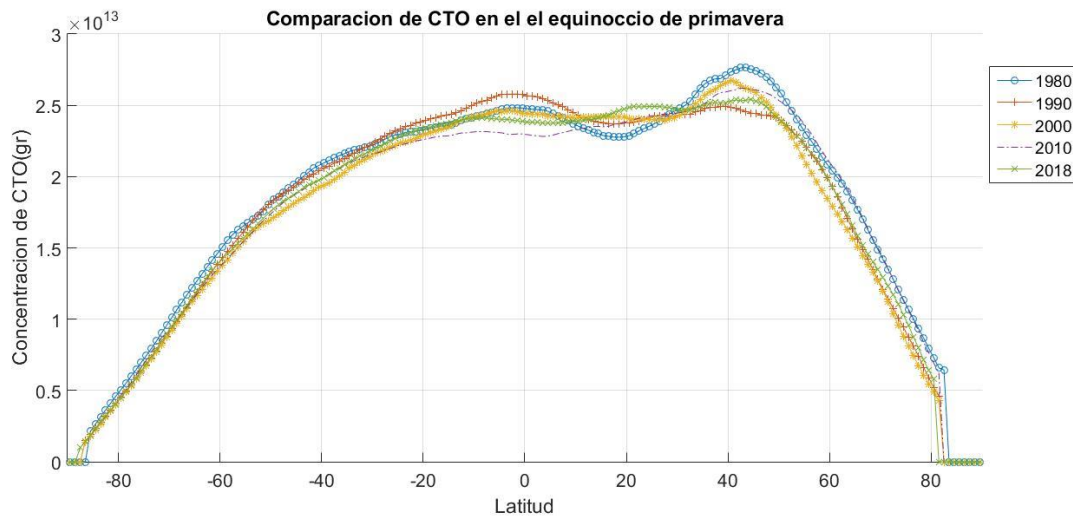


Fig. 4.8 Comparación de la CTO en el equinoccio de primavera

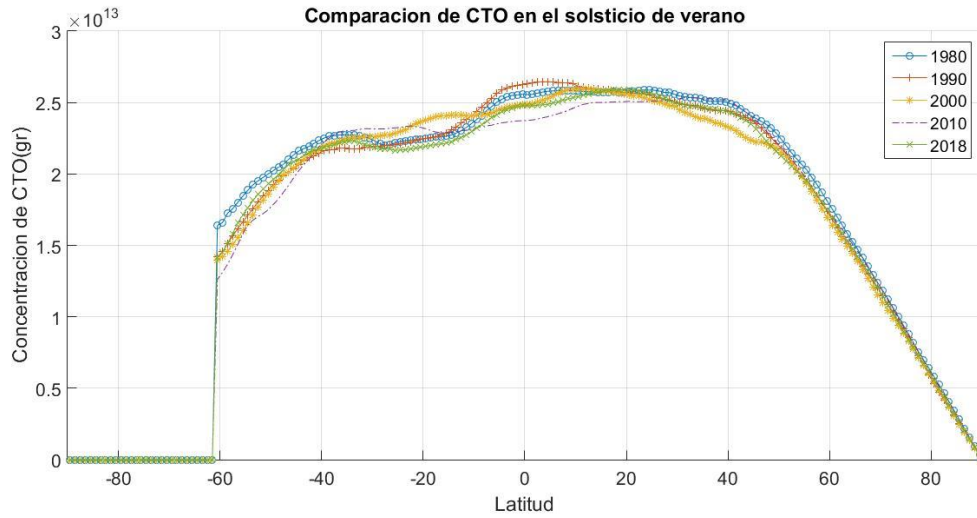


Fig. 4.9 Comparación de la CTO en el solsticio de verano

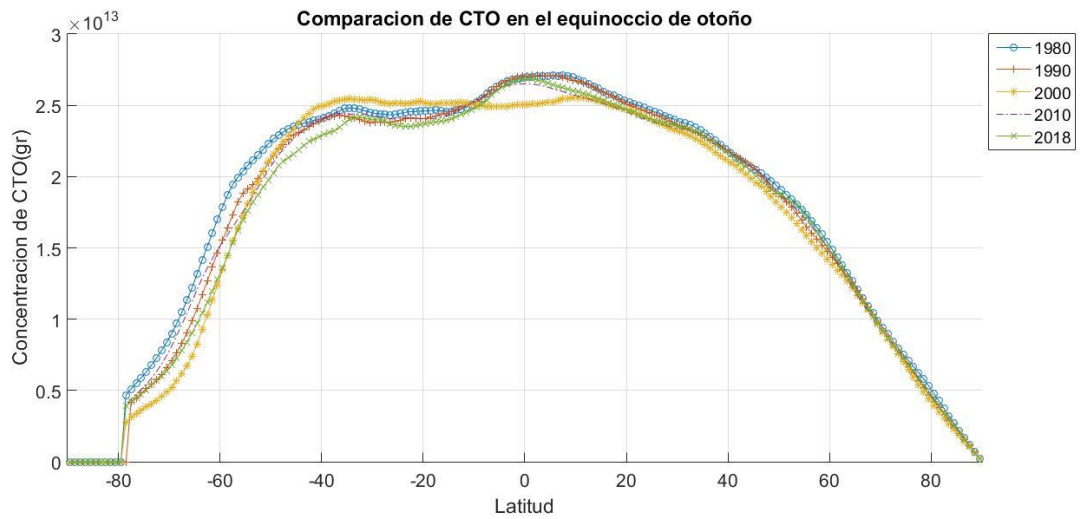


Fig. 4.10 Comparación de la CTO en el equinoccio de otoño

De las gráficas podemos observar que el comportamiento de ozono mantiene una forma similar cuando se analiza cada 10 años al observar mensualmente en las épocas donde el planeta está más expuesto a los rayos UV del sol por lo que hay más probabilidad de que el ozono se genere, se puede observar que en invierno la mayor acumulación de ozono se

encuentra en el polo sur mientras que en verano se encuentra en el norte, también se observa cómo hay una pérdida de datos entre la latitud 60 y 80 esta se debe a las noches polares, cuando estas ocurren en esas latitudes no se pueden observar mediciones.

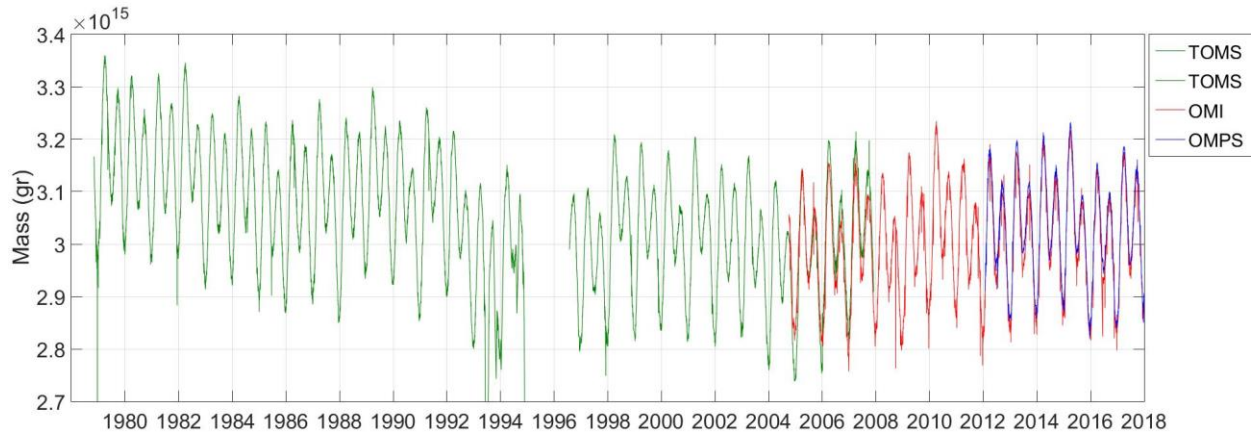


Fig. 4.11 Acumulación de ozono en gramos

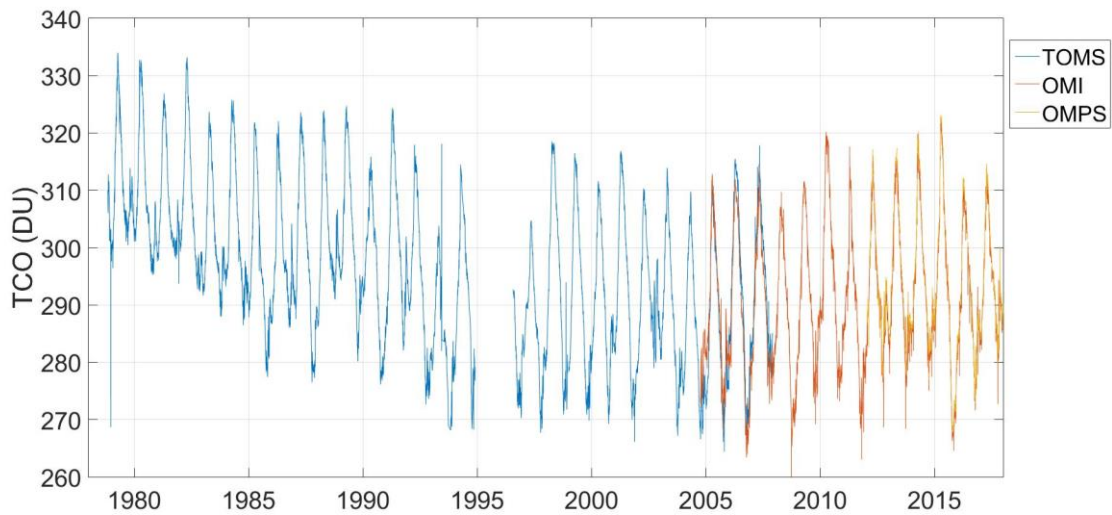


Fig. 4.12 Acumulación de ozono en UD

De las gráficas (Fig. 4.11 y Fig. 4.12), podemos observar dos cosas:

1. El ozono disminuyo y se llegó a una estabilidad que se ha mantenido en equilibrio desde 1996 hasta la fecha, esto sugiere que no hay una recuperación de ozono.

2. Su comportamiento tiene una periodicidad de 2 años, cada 2 años vuelve a estar en el mismo lugar.

Con estos datos se realizó el análisis sobre el movimiento del ozono para corroborar nuestra hipótesis que dice, que la circulación Brewer-Dobson podría estar equivocada al indicar como es que el ozono se transporta y se genera.

4.4. Movimiento y distribución del ozono estratosférico

Al analizar los datos globales de acumulación de ozono a lo largo de diferentes años, se realizó un modelo el cual muestra las zonas donde el ozono se genera y como desde estos puntos se distribuye a lo largo del planeta. Para lograr esto se realizó una comparación sobre la distribución acumulativa por latitud, durante cada uno de los días de forma continua y así observar su movimiento por hemisferios y en el ecuador, obteniendo las siguientes gráficas.

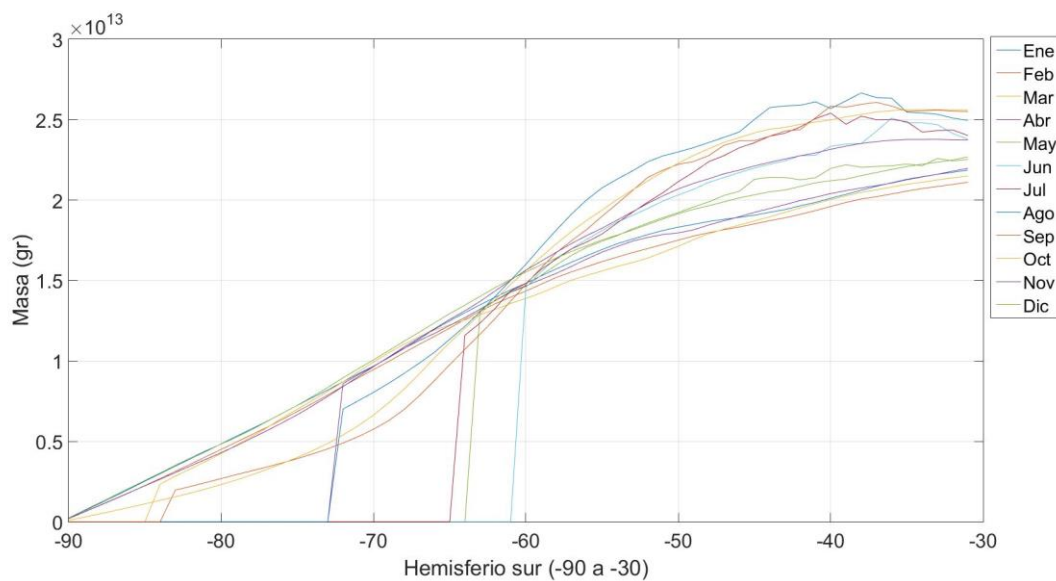


Fig. 4.13 Distribución Anual del ozono en el hemisferio sur

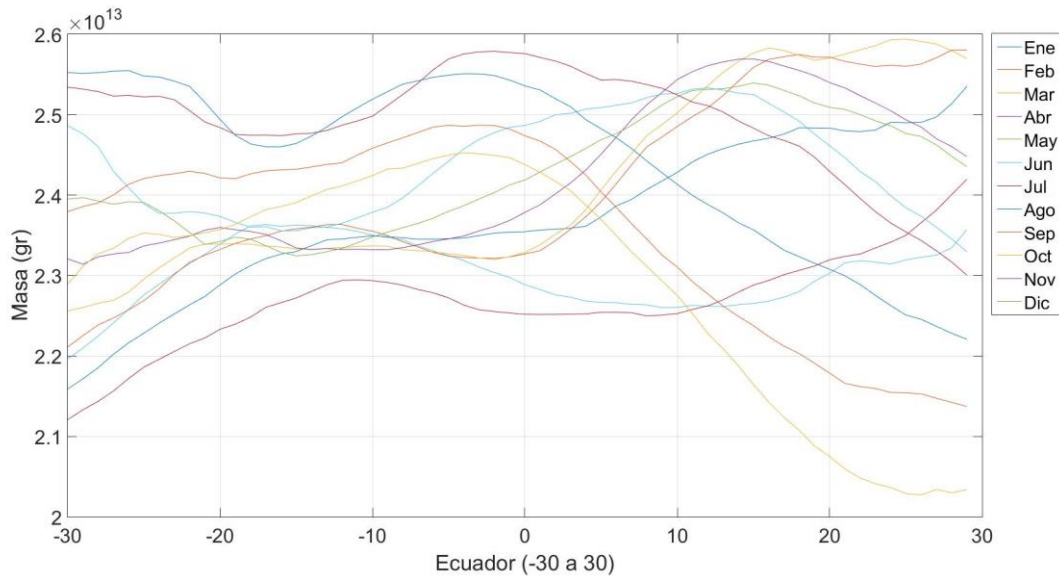


Fig. 4.14 Distribución Anual del ozono en el ecuador

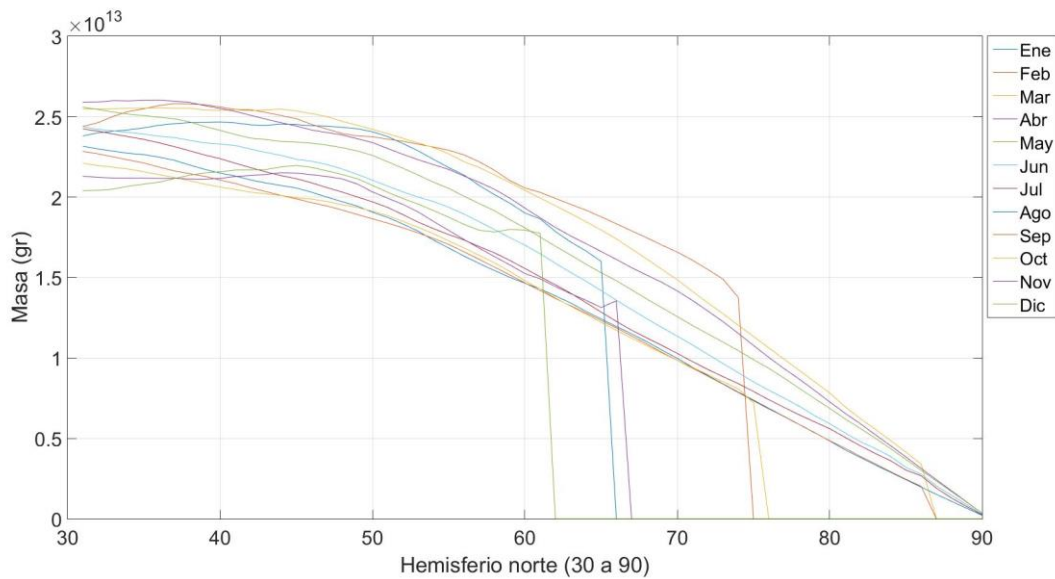


Fig. 4.15 Distribución Anual del ozono en el hemisferio norte

De las gráficas anteriores se puede observar cómo los máximos van variando en relación con la estación, la razón de cambio de estos máximos se calculó punto a punto, latitud a latitud, utilizando el programa 4 (Prog. 4), con este programa obtuvimos las siguientes tablas que nos muestran la velocidad y dirección de la distribución de ozono mes a mes.

1980	Ene/ Feb	Feb/ Mar	Mar/ Abr	Abr/ May	May/ Jun	Jun/ Jul	Jul/ Agst	Agst/ Sep	Sep/ Oct	Oct/ Nov	Nov/ Dic
Sur	11.0794378	14.7292105	7.60331588	16.4387177	-14.3954382	-5.07454502	-12.3450669	-18.9995879	-13.0657439	-2.89965398	27.9744749
Ecu	7.79882412	21.2258561	14.8315399	7.69644542	10.7264155	-11.931024	-2.15570934	-59.001035	-3.9483842	-1.88876827	-17.8752148
Norte	26.9138745	95.469868	39.1429548	-52.7714769	-50.3243578	-39.0102474	-23.1703783	-9.70531243	-4.53770525	-6.052551	-11.5946435

1990	Ene/ Feb	Feb/ Mar	Mar/ Abr	Abr/ /May	May/J un	Jun/ Jul	Jul/ Agst	Agst/ Sep	Sep/ Oct	Oct/ Nov	Nov/ Dic
Sur	14.6157601	12.9009353	10.7189642	15.6215345	-9.58477509	-13.5387117	-9.02150184	-18.7569914	-5.79625676	-14.0932387	24.22521
Ecu	10.8261155	4.14878893	17.2802768	0.2283737	7.58477509	-3	-2.74394464	-59.7117331	-13.6901725	-3.28027682	-8.72318339
Norte	44.9976028	30.1070989	26.3511165	-8.50223637	-26.0848189	-36.6350816	-43.2582418	-18.5541009	-5.09584549	-10.4668238	-14.033557

2000	Ene/ Feb	Feb/ Mar	Mar/ Abr	Abr/ May	May/ Jun	Jun/ Jul	Jul/ Agst	Agst/ Sep	Sep/ Oct	Oct/ Nov	Nov/ Dic
Sur	9.28583638	11.0314029	11.5580739	6.56622421	-18.834218	-3.42906574	-20.8905561	-16.9322441	-19.9435687	-26.8283321	34.7313083
Ecu	6.50227125	8.75859831	12.0808756	7.11274337	-12.2150325	-5.15463398	-59.0182731	-11.4087618	-0.40635101	-11.9897484	-16.648459
Norte	25.0562435	9.54872174	66.416506	-53.2689027	-50.4407722	-27.2361608	-16.5709628	-17.7897602	-10.4881946	-11.3107285	-43.9569198

2010	Ene/ Feb	Feb/ Mar	Mar/ Abr	Abr/ /May	May/J un	Jun/ Jul	Jul/ Agst	Agst/ Sep	Sep/ Oct	Oct/ Nov	Nov/ Dic
Sur	9.69550981	13.2603346	31.5839569	10.1901128	-20.9910262	-17.6797117	-30.8842437	-11.4962823	-5.63547538	-2.43532179	37.0063095
Ecu	62.2636853	5.51953628	18.7260252	0.35905373	-9.50073485	-7.49213061	-5.00433388	-59.0119153	-8.44698894	-5.02122287	-6.85073051
Norte	7.60326437	22.0903138	30.2802502	-3.55889385	-47.3082228	-43.6722648	-22.2129759	-12.9875044	-4.04955454	-25.3887869	-23.2834533

2018	Ene/ Feb	Feb/ Mar	Mar/ Abr	Abr/ /May	May/J un	Jun/ Jul	Jul/ Agst	Agst/ Sep	Sep/ Oct	Oct/ Nov	Nov/ Dic
Sur	14.6157601	12.9009353	10.7189642	15.6215345	-9.58477509	-13.5387117	-9.02150184	-18.7569914	-5.79625676	-14.0932387	24.22521
Ecu	10.8261155	4.14878893	17.2802768	0.2283737	-7.58477509	-3	-2.74394464	-59.7117331	-13.6901725	-3.28027682	-8.72318339
Norte	44.9976028	30.1070989	26.3511165	-8.50223637	-26.0848189	-36.6350816	-43.2582418	-18.5541009	-5.09584549	-10.4668238	-14.033557

Tabla 3-3 Velocidades de desplazamiento de ozono

Se puede observar que la velocidad de desplazamiento del ozono varía, esto puede deberse a diferentes causas naturales, como el clima o hasta a los gases de efecto invernadero, el cambio en estas velocidades podría desarrollarse en otro estudio, no se abordaría en este trabajo, lo que si se mantiene y se puede observar es la forma del desplazamiento del ozono, el cual se muestra en la figura Fig. 4.16 Desplazamiento del ozono.

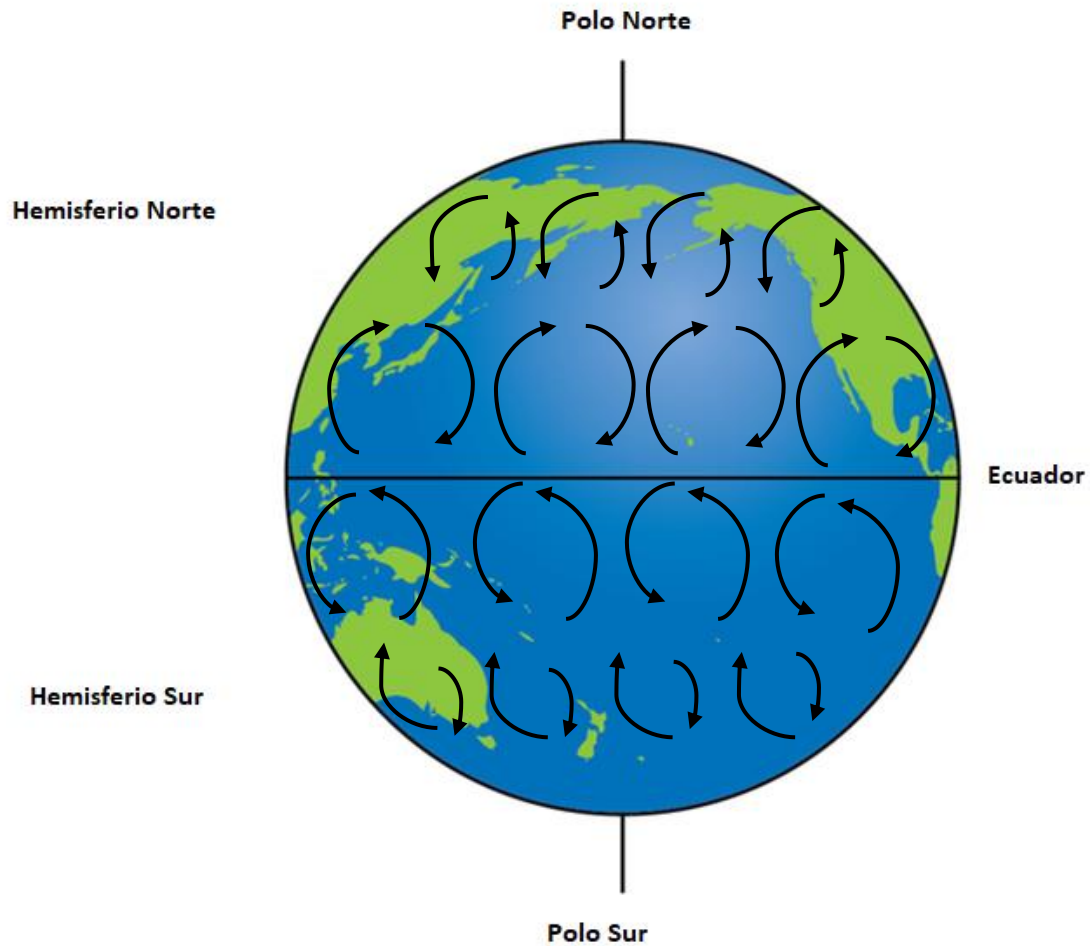


Fig. 4.16 Desplazamiento del ozono

La velocidad de movimiento del ozono es afectada por muchos factores, desde la latitud en donde se está observando, hasta la fuerza de Coriolis, por lo que no hay una sola ecuación que se pueda aplicar para indicar la velocidad de movimiento del ozono de forma puntual, puesto que se observa que la velocidad de movimiento no es la misma en el mismo mes durante diferentes años, se puede observar también que el ozono no se genera en mayor medida en el ecuador, si no en los hemisferios, más concretamente entre las latitudes 30 a 60°.

4.5. Aplicando Redes Neuronales para el estudio de la velocidad

Después de realizar los cálculos mediante Matlab se decidió utilizar una red neuronal para poder desarrollar un modelo más plausible puesto que el análisis de la circulación Brewer Dobson realmente tiene demasiadas variables y es difícil considerar todas y cada una de forma selectiva esto generaría una ecuación con demasiadas variables, teniendo que considerar cada una de estas para obtener sus valores correspondientes para cada una de las latitudes y longitudes analizadas diariamente lo que supone una carga de trabajo demasiado pesada para los ordenadores convencionales, por este motivo se decidió utilizar una red neuronal con un entrenamiento profundo y supervisado, mediante las herramientas que proporciona Matlab.

Para esto se utilizó una computadora ensamblada con las siguientes características:

- Procesador I5-7400 a 3 GHz.
- Tarjeta Madre b250m-ds3h.
- Tarjeta Gráfica MSI Aero GTX 1070 GDDR5 a 8GB a 1721MHz.
- 16 GB de memoria Corsair a 213MHz.
- Fuente de poder Gigabyte 650 Watts.

Este ensamble se consideró para realizar todos los cálculos y programas utilizados en este trabajo, puesto que la computadora estuvo encendida por periodos continuos de hasta 18 a 20 horas, para lograr que realizara correctamente los cálculos se decidió incorporar un enfriamiento liquido al procesador de la serie hidro H45 de la marca Corsair, de 120mm esto porque solo se ocupaba refrigerar el procesador. Una vez que todo el ensamble estuvo en funcionamiento, se procedió a utilizar el software de Matlab para diseñar una red multicapa.

```

clc
count=gpuDeviceCount
gpu1=gpuDevice(1)
net2=train(net,entrada,salida,'useParallel','yes')
y=net2(entrada,'useParallel','yes')
net2=train(net,entrada,salida,'useParallel','yes','showResources','yes')
y=net2(entrada,'useParallel','yes','showResources','yes')

```

Fig. 4.17 Programación de la red neuronal

```

load OMIOMPS.mat
net = feedforwardnet;
net = configure(net,entrada,salida);
[net,tr]=train(net,entrada,salida);
a=sim(net,entrada);
plot(entrada,a);

load OMIOPS.mat
load time.mat

net=feedforwardnet([50,50],'trainlm'); %iniciar RNA, por defecto
inicia con 10 neuronas
net=configure(net,time,omiopsdata); %P-> inputs T-> targets
(matrices o vectores)
net.trainParam.show=1;
%net.trainParam.epochs=5e-5; %número max de iteraciones
net.trainParam.goal=1e-5; %error max
[net,tr]=train(net,time,omiopsdata);
a=sim(net,time); %salidas obtenidas

plot(time,a,'r',time,omiopsdata,'b');
grid

```

Fig. 4.18 Programa de aprendizaje

Una vez con la red creada, se empezó a alimentar con los datos obtenidos de la velocidad y la distribución de ozono, para realizar su entrenamiento, y se graficó su comportamiento y

aprendizaje, contra el valor esperado, la variable de control, y el valor obtenido, hasta obtener un valor de error aceptable.

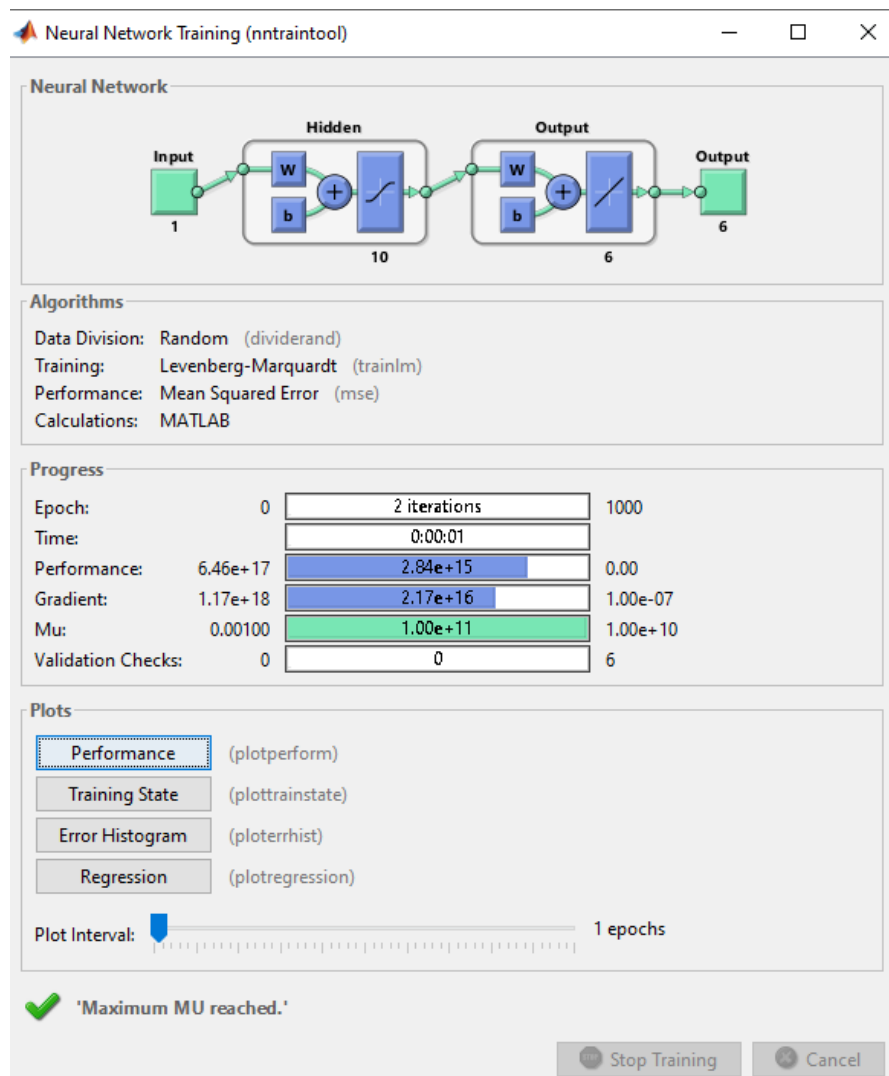


Fig. 4.19 Esquema de aprendizaje de la red neuronal

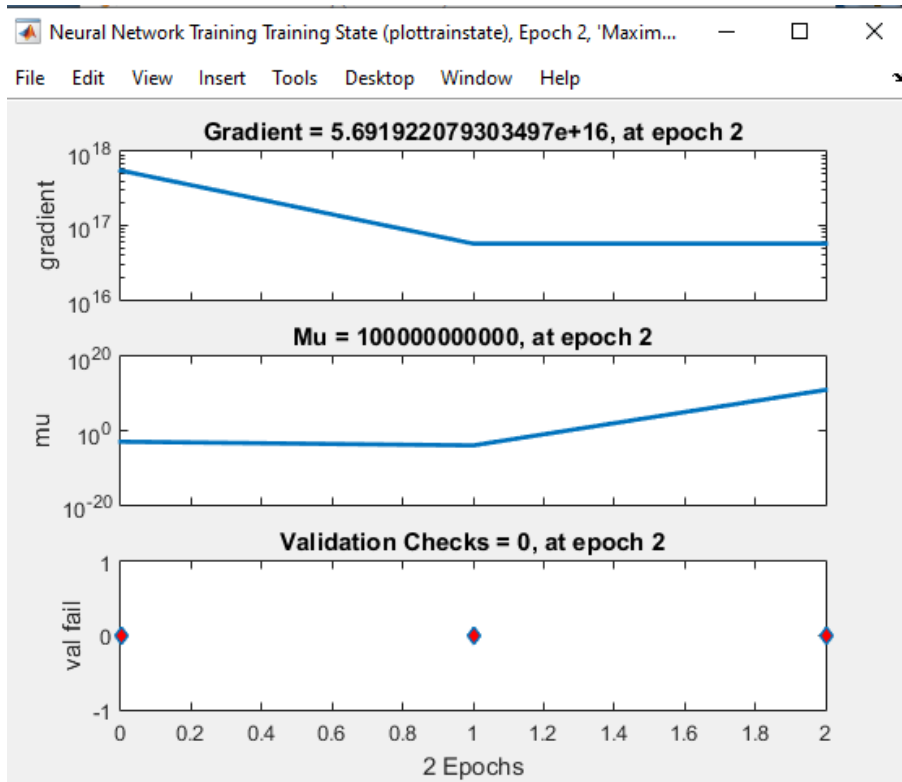


Fig. 4.20 Muestreo de aprendizaje



Fig. 4.21 Diagrama de error

Una vez obtenido un valor similar, pero sin llegar a un error aceptable, se decidió incrementar las capas de neuronas llegando a utilizar 50 neuronas por capa.

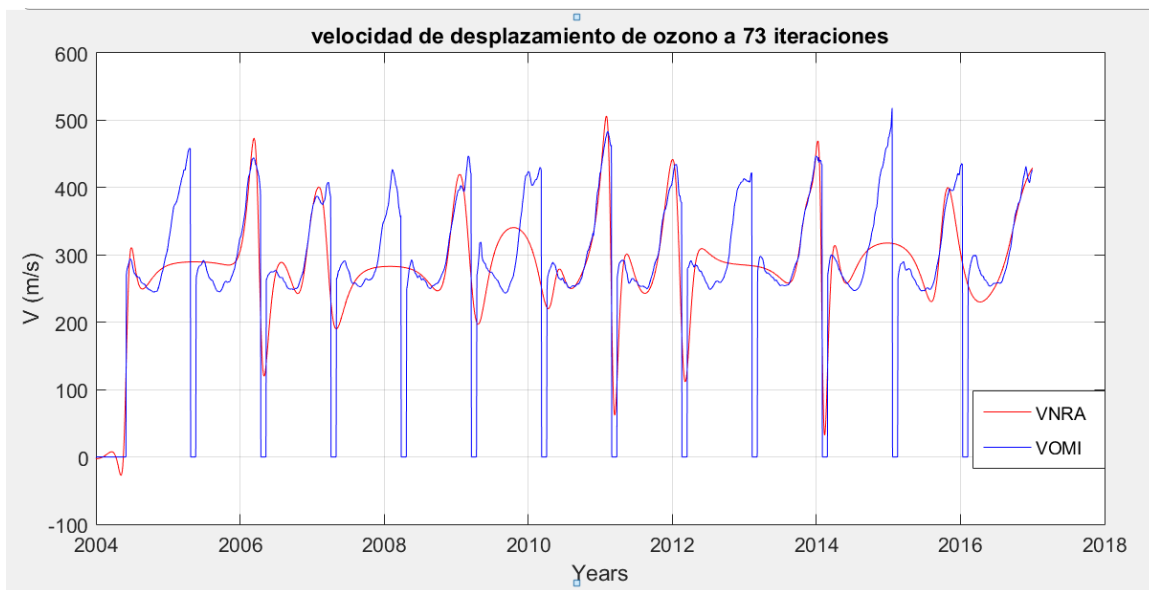


Fig. 4.22 Aprendizaje de red con 73 repeticiones

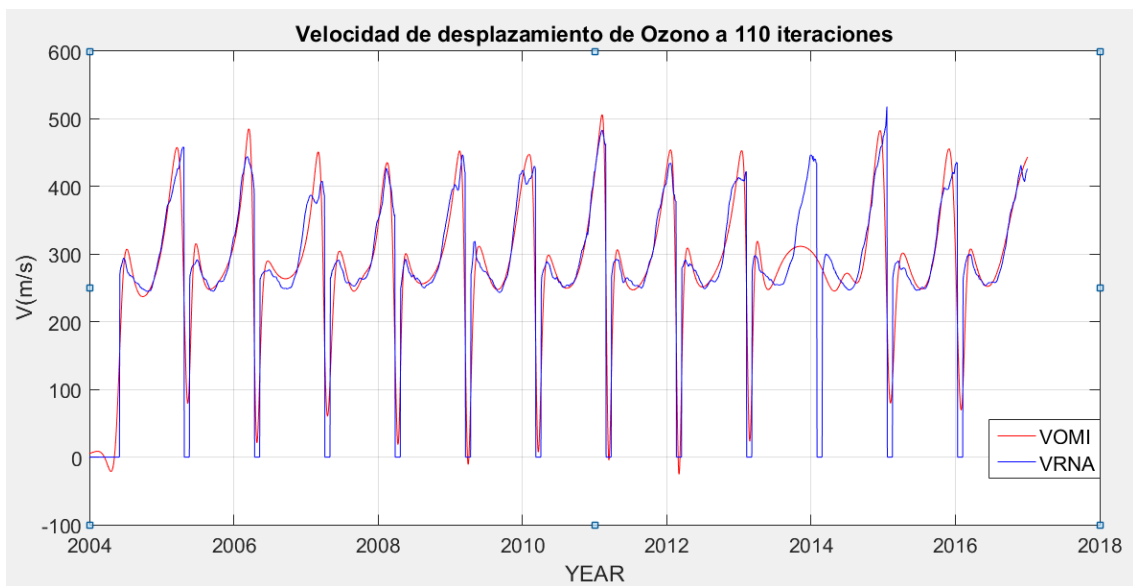


Fig. 4.23 Aprendizaje de red con 110 repeticiones

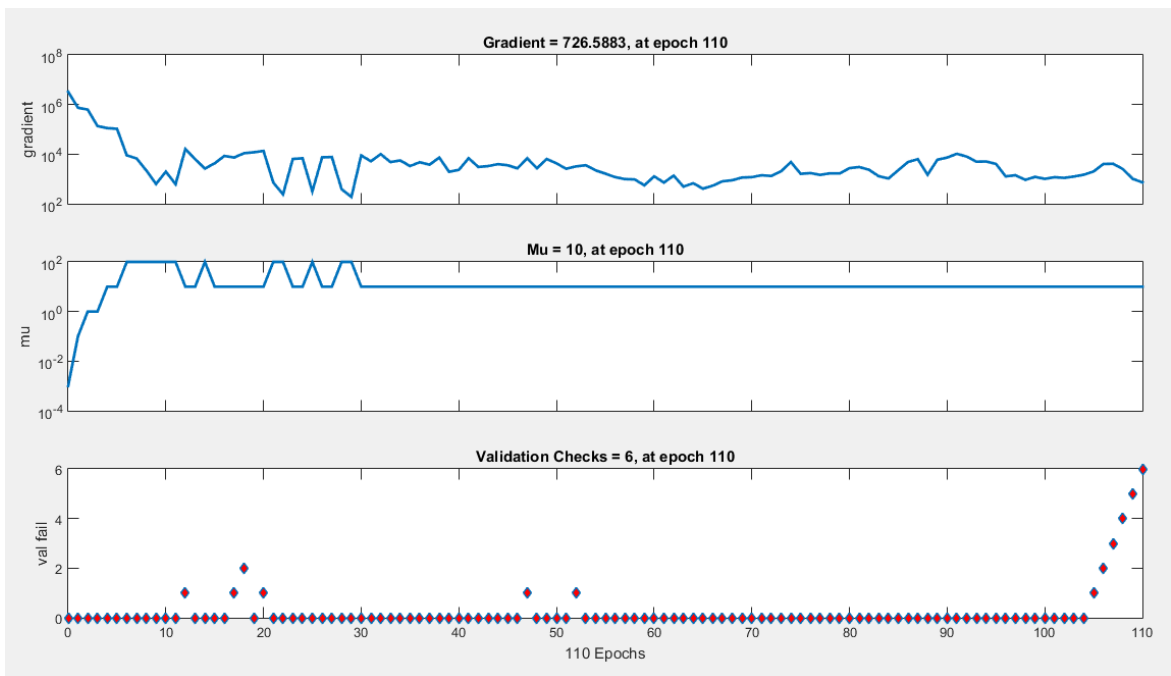
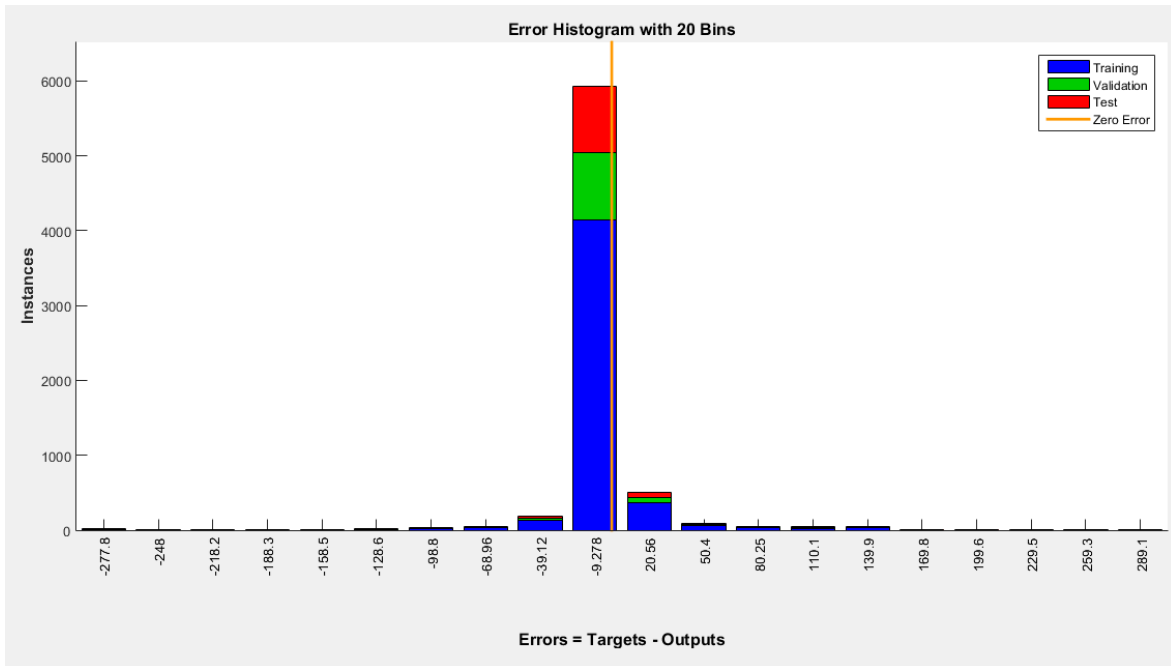


Fig. 4.24 Muestreo de error de la red neuronal con 110 repeticiones

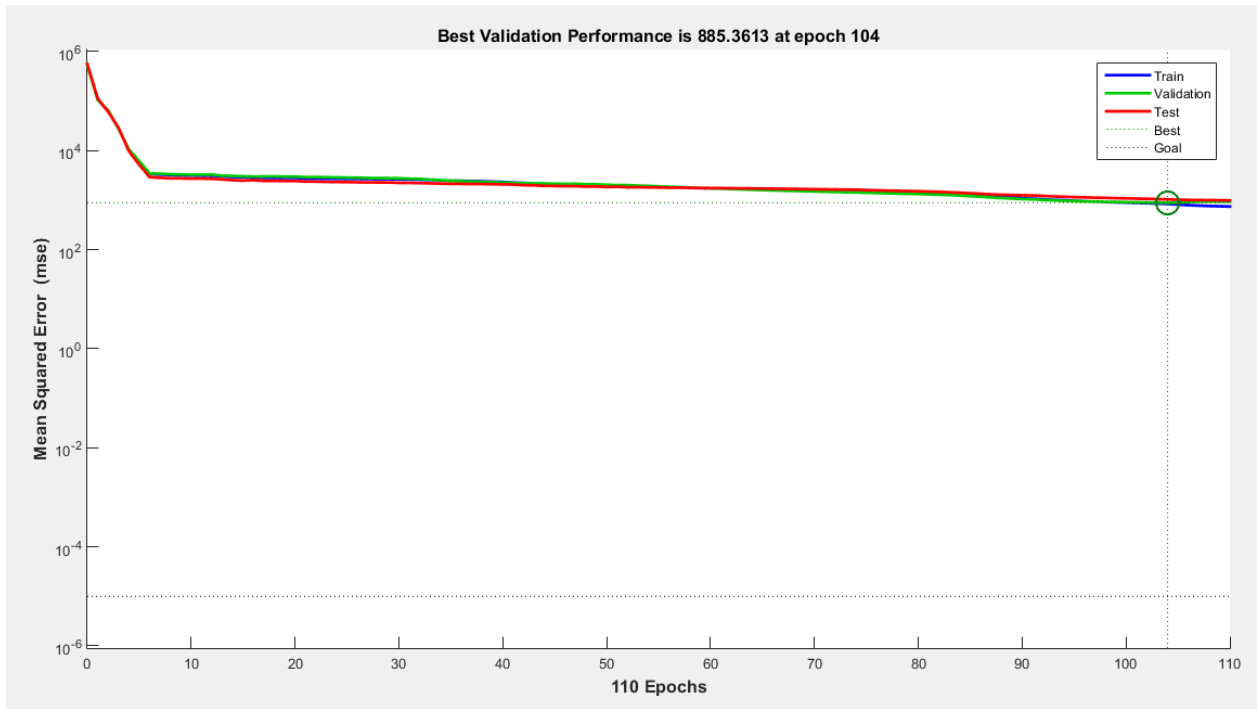


Fig. 4.25 Validacion de resultados de la red neuronal

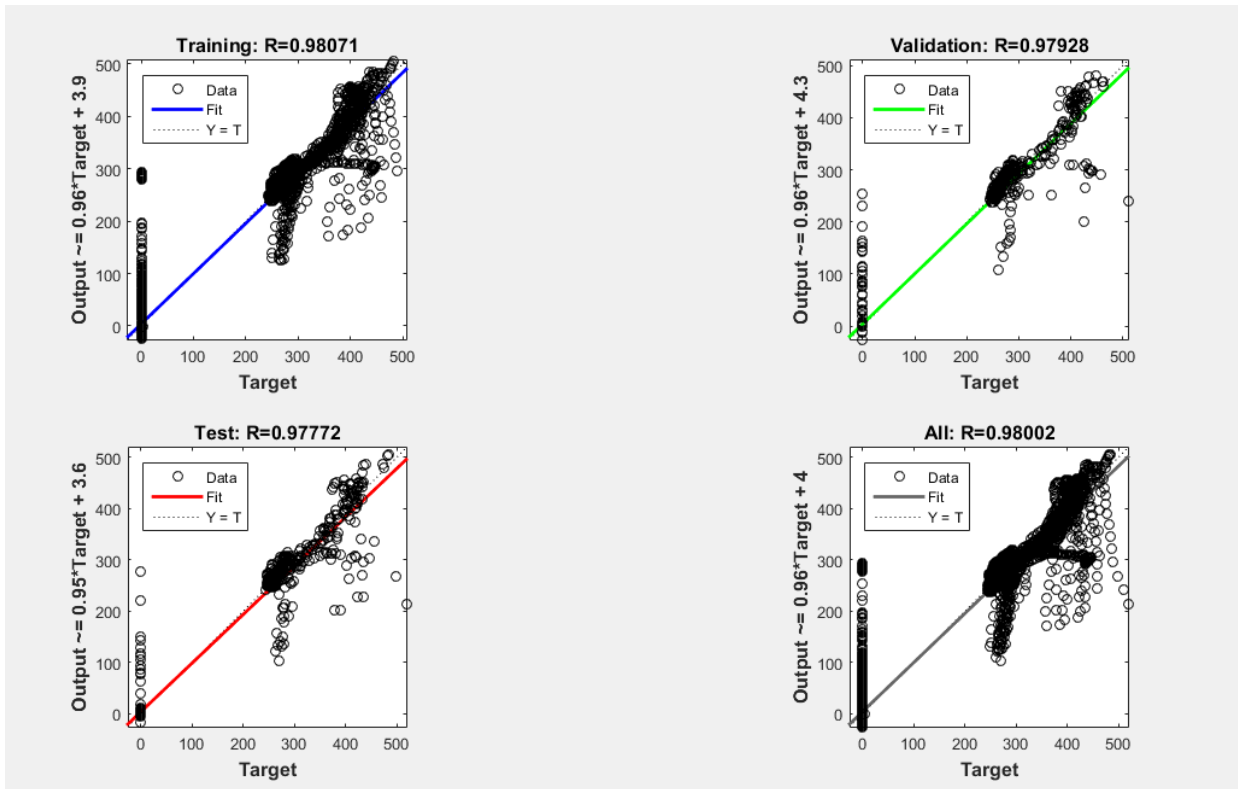


Fig. 4.26 Regresión lineal

A las 104 repeticiones se obtuvo el valor que más se acerca al valor obtenido para las diferentes velocidades del movimiento de ozono a lo largo del año durante el mes de abril, el cual fue el seleccionado para realizar su entrenamiento, por lo que de esta manera se obtuvo el diseño matemático, para calcular velocidad de ozono.

5. Resultados

De los datos recabados en el capítulo anterior se tienen varios puntos importantes a destacar, el primero, el uso de los satélites es una forma efectiva y bastante exacta para el estudio del ozono estratosférico, esto se confirma con los datos de diferentes estudios, como los observados en los artículos de Balis (2007), el cual mostró una validación excelente del 1% para los datos de OMI-TOMS, donde los datos de ozono satelital fueron comparados con respecto a las mediciones de la tierra junto con 18 instrumentos de referencia ubicados en estaciones en Europa, Canadá, Japón. Estados Unidos y en la Antártida.

McPeters (1998) en el cual compararon los datos de la columna total de ozono registrados por OMI en conjunto con 76 instrumentos Dobson y Brewer ubicados en el hemisferio norte, lo que demostró que los promedios totales de la columna total de ozono registrados por OMI-TOMS eran del 1.1% más altos que el promedio de las estaciones terrestres.

(Antón, 2009) Comparo los datos de la columna total de ozono registrados por OMI en conjunto con 76 instrumentos Dobson y Brewer ubicados en el hemisferio norte, lo que demostró que los promedios totales de la columna total de ozono registrados por OMI-TOMS eran del 1.1% más altos que el promedio de las estaciones terrestres.

En varios estudios se han comparado recientemente los datos de la CTO con los valores de OMI utilizando ubicaciones específicas, entre ellos (Buchard et al., 2008). Ellos compararon la CTO tomadas de OMI y TOMS con mediciones tomadas en dos sitios franceses, que mostraron diferencias en su mayoría del 5% y 7% respectivamente.

Ialongo(2008) compara las mediciones de OMI con datos terrestres medidos en el departamento de física Sapienza, en la universidad de Roma, Italia, también mostraron un buen acuerdo para todas las condiciones del cielo con un sesgo de 1.8% para OMI y 0.7% TOMS, estos datos muestran que la diferencia estadística entre OMI y TOMS es de aproximadamente de un el 5% con una dependencia estacional significativa, y comparando

los datos de OMI, OMPS y TOMS con los datos de las bases puntuales terrestres las cuales utilizan espectrómetros de Brewer es apenas de un 2%, con un sesgo del 1.4%.

Todos estos trabajos obtuvieron muy buenos resultados a la hora de comparar las mediciones tanto terrestres como satelitales en distintas zonas geográficas, pero aunque las mediciones tienen muy buen resultado, estos datos son puntuales o zonales, por lo que no necesariamente sus mediciones darán los mismos resultados al compararlas con mediciones globales, además de que al ser mediciones terrestres son alteradas por factores como el clima, por eso el sesgo de los datos varía de 1 hasta 7% a la hora de comparar las mediciones puesto que no están tomadas en un mismo entorno.

Por este motivo comparar las mediciones satelitales con otros satélites como lo realizado en este trabajo era importante, pues así se puede conocer si los datos brindados por un sistema comparados con otro sistema son estadísticamente comparativos, y de esta manera poder utilizar estos para obtener una base de datos más completa y detallada, obteniendo como se observó en el capítulo 4.2 demostró que la comparación las mediciones de la CTO entre los 3 sistemas de medición de los satélites, OMI, OMPS y TOMS durante los periodos de actividad conjunta, las pruebas T-Student y Mann-Whitney mostraron resultados satisfactorios puesto que la prueba T-Student muestran una similitud de 96% entre TOMS-OMI y del 98% para OMI-TOMS, mientras que la prueba de Mann-Whitney mostro una similitud del 98.3% y 99.2% respectivamente con una desviación estándar de 143.77 y 138.27, su nivel de significancia de 0.05, este excelente resultado junto con los trabajos anteriores para la validación de los datos, los cuales se realizaron de diferentes estaciones terrestres comparando los datos puntuales con diferentes instrumentos de medición, se puede concluir que los resultados son semejantes y muestran que hay una similitud estadística tanto si se utilizan mediciones con cualquiera de los 3 sistemas de medición o hasta con las bases terrestres en diferentes puntos.

El análisis de las diferencias entre los datos de OMI, OMPS y TOMS, tienen un patrón similar, al comparar los datos con las bases terrestres se observa que las nubes alteran las mediciones en tierra, por lo que las mediciones utilizando un sensor Brewer con cielo

despejado tiene una mejor resolución, Este trabajo verifica que las diferencias entre los datos de la columna total de ozono para los diferentes sistemas de medición TOMS, OMI y OMPS no es significativa.

El segundo punto a destacar de este trabajo a la hora de observar el análisis de los datos obtenidos de la base de datos de la CTO desde 1978 a 2018, no hay una recuperación como tal del ozono, pero si hay un equilibrio, esto puede deberse a que el ozono restante de la tierra se redistribuyó para obtener un nuevo balance, esto puede a diferentes puntos entre ellos, el cambio climático el cual estaría afectando la formación de nubes estratosféricas de CO_2 en los polos.

Tercer punto a destacar el ozono se genera en los trópicos y no mayormente en el ecuador, esto se debe a que, aunque en el ecuador hay más cantidad de sol todo el año, el ángulo de incidencia hace que la sección de interacción de los rayos UVC recorran una menor trayectoria, por lo que tendrán menor probabilidad de realizar fotólisis, en cambio en los hemisferios este ángulo es mayor por lo que recorrerá más distancia, con mayor probabilidad de interaccionar.



Fig. 5.1 Distancia de interacción de los fotones de UVC

Al tener una mayor área para interactuar, se observa que la mayor creación de ozono se obtiene en los hemisferios concretamente entre las latitudes 30 y 60, eso debido a que, aunque en los polos la generación sería mayor, debido a las noches polares, en los que pasan 6 meses sin luz solar, la creación de ozono en los polos solo se realiza 6 meses al año.

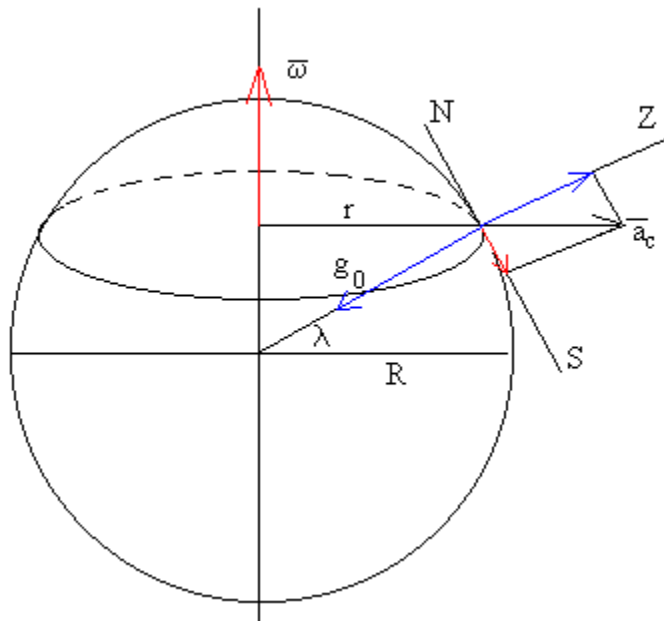
La velocidad de ozono puede ser afectada por diferentes causas entre ellas la fuerza de Coriolis, la cual marca el movimiento del ozono y como se va distribuyendo a lo largo del año, y la latitud donde se observa que la aceleración centrífuga de la tierra afecta diferente según la latitud de la siguiente manera:

Si estamos en el hemisferio norte, en un lugar de latitud λ , con una circunferencia de radio $r = R\cos\lambda$, siendo R el radio de la tierra. Un objeto situado en este punto tiene una aceleración centrífuga radial y dirigida hacia afuera:

$$a_c = \omega^2 r = \omega^2 R \cos\lambda$$

Los datos del planeta tierra son:

- Velocidad angular de rotación ω , (una vuelta (2π) cada 24 horas (86400 s))
- El radio de la tierra es $R = 6370 \text{ km}$



La aceleración centrífuga se descompone en dos

- Componente en la dirección radial, que disminuye la aceleración g_0 de la gravedad

$$g = g_0 - \omega^2 R \cos^2\lambda$$

La aceleración centrífuga en el ecuador $\lambda = 0^\circ$, es máxima $\omega^2 R$, pero es muy pequeña comparada con g_0

$$\frac{\omega^2 R}{g_0} = \frac{\left(\frac{2\pi}{24 * 60 * 60}\right)^2 (6.37 \times 10^6)}{9.8} = 0.0034$$

- Componente en la dirección Norte sur, que desvía los cuerpos hacia el sur. El valor de esta componente es

$$a_x = a_c \cos \lambda = \omega^2 R (\cos \lambda) (\sin \lambda)$$

Esta aceleración es nula cuando estamos en el plano ecuatorial $\lambda = 0^\circ$

Un objeto en movimiento, describe una aceleración uniforme a lo largo del eje x

$$a_x = \omega^2 R (\cos \lambda) (\sin \lambda)$$

$$V_x = a_x t \quad x = \frac{1}{2} a_x t^2$$

Por este motivo se puede observar que el movimiento y distribución de ozono, sigue la misma trayectoria con diferentes velocidades según la latitud donde se observa, siendo afectada también por los equinoccios y solsticios donde la concentración y creación de ozono es mayor en distintas épocas del año.

Y por último, realizar un modelo matemático que englobe todos las variables que afectan al movimiento del ozono, resultó un trabajo imposible para la tecnología actual, puesto que hay demasiados factores que interfieren con el comportamiento del ozono, por lo que una ecuación que englobe todo será superior a un polinomio de 64 grados, y aun así tendrá errores y excepciones en su cálculo, pero al aplicar redes neuronales, se puede obtener un modelo matemático, que a base de prueba y error y entre más entrenamiento y uso reciba el programa, tendrá una exactitud mayor y fiabilidad a la hora de predecir o de calcular las velocidades y la distribución de ozono, en las diferentes latitudes a lo largo del año.

6. Conclusiones

Del estudio realizado en esta tesis se concluyen que las bases de datos obtenidas por los satélites tienen una relación estadística, pero esta es inestable en el periodo de inicio de trabajo de los sistemas, por ejemplo OMI y TOMS, tienen mediciones que no son significativas en el año 2004 con una similitud de 86% y a finales de 2005 con 75%, esto podría deberse primero a que OMI ocupa calibración al principio, por lo que sus primeras mediciones son inexactas, y en 2005, puede deberse a que el sistema TOMS alcanzó su tiempo de vida, y empezó a obtener lecturas erróneas, comparando OMI y OMPS, ocurre algo similar, en el año 2012 con una similitud de 82% que es cuando el sistema OMPS empezó su funcionamiento y en el año 2016 OMI empezó a fallar y los datos obtenidos por este se volvieron menos exactos obteniendo mediciones similares entre el 75 a 85 %, a pesar de esto los datos tienen un comportamiento similar estadísticamente, por lo que se llega a la conclusión de que el uso de satélites es una forma efectiva y bastante exacta para realizar el estudio global estratosférico.

El segundo punto que se observa es que la velocidad de movimiento del ozono depende de la latitud en la que se observa y la temporada estacional, y esta puede variar en diferentes épocas del año, se observa que la circulación Brewer Dobson está incompleta, puesto que se observan 5 vórtices de presión en diferentes latitudes, por las cuales se demuestra que el ozono no se crea en el ecuador, si no entre las latitudes 60° y 90° y de ahí se distribuye por todo el planeta, este movimiento se debe en parte al efecto Coriolis y a los cambios de temperatura que ocurren en las latitudes 75° , 45° , 0° , -45° y -75° .

Como tercer punto importante, no hay una recuperación de ozono, lo que se observa es una redistribución del ozono existente, esto se debe a que los CFCs tienen tiempos de vida media que va desde 50 hasta 200 años, por lo que no es lógico que estos dejen de estar presentes en la atmósfera, esto debido a que el protocolo de Montreal aun a pesar de haber prohibido su uso, estos siguen siendo usados por algunas potencias como China, y en la fabricación de algunos materiales como el unicel, el cual sigue siendo muy utilizado.

Y por último al utilizar una red neuronal, simplifica mucho los cálculos y el uso de estas herramientas puede ser de gran utilidad a la hora de estudiar el comportamiento de ozono, puesto que pueden llegar a predecir, hasta datos faltantes, que no fueron reportados por los satélites, por algún fallo en su sistema de medición o algún otro error.

Gracias a estos datos obtenidos podemos concluir que la teoría de la circulación Brewer-Dobson si explica el movimiento, pero de una manera incompleta, este maneja solo 2 fuerzas, las ondas de Riggsby y un cambio de temperatura que genera una fuerza de succión que hace el movimiento desde los trópicos al ecuador, pero con los datos que tenemos demostramos que realmente hay 4 fuerzas en cada hemisferio no solo 2, por lo que se llega a la conclusión de que si explicaba el movimiento, pero efectivamente estas fuerzas por los cfc las cuales han causado una aceleración en las velocidades de movimiento en promedio un 2% cada 2 años, este aceleramiento en las fuerzas podría explicar porque antes no se vieron esas fuerzas que por medio de los satélites si se vieron, que antes la velocidad de estas era muy similar a las ya explicadas en el modelo, y ahora con el aceleramiento de la velocidad por los gases de invernadero, son más observables, por ese motivo antes pudo haber explicado el funcionamiento de una manera factible, el cual ahora podría recibir una revisión en su modelo.

Apéndice

```
function dia = importar(year, fecha)

%% Initialize variables.
year = num2str(year);
fecha = num2str(fecha);
nom= strcat(year, fecha);
ext='.txt';
nombre=strcat(nom, ext);
carpeta='M:\Documentos\Doctorado\TESIS\datos\TOMS\';
filename = fullfile(carpeta, year, nombre);
delimiter = ',';
startRow = 4;
formatSpec = '%s%[\n\r]';
fileID = fopen(filename, 'r');
dataArray = textscan(fileID, formatSpec, 'Delimiter', delimiter,
'EmptyValue', NaN, 'HeaderLines', startRow-1, 'ReturnOnError', false);
fclose(fileID);
dia = dataArray(Antón et al., 2009);
clearvars filename delimiter startRow formatSpec fileID dataArray ans;
end
```

Prog. 1 Importación de los archivos txt a MATLAB

Prog. 2 Separación y formación de matrices

```
function [datos]=separar(dia)
x=1;
ext='00';
for j=1:2160
muestra=char(dia(j));
[ancho,largo]=size(muestra);
y=1;
if(largo==75)
for i=1:3:75
dato=muestra(i:(i+2));
dato=str2num(dato);
vect(x,y)=dato;
y=y+1;
end
elseif(largo==54)
for i=1:3:39
dato=muestra(i:(i+2));
dato=str2num(dato);
vect(x,y)=dato;
y=y+1;
end
else
muestra=[ext,muestra];
[ancho,largo]=size(muestra);
```

```

        if(largo==75)
            for i=1:3:75
                dato=muestra(i:(i+2));
                dato=str2num(dato);
                vect(x,y)=dato;
                y=y+1;
            end
        elseif(largo==54)
            for i=1:3:39
                dato=muestra(i:(i+2));
                dato=str2num(dato);
                vect(x,y)=dato;
                y=y+1;
            end
        else
            end
        end
    end
    x=x+1;
end
Rt=(6371000);%radio de la tierra en metros
rad=[1103864,2174188,3183800,4093014,4877865,5514503,5993641,6281399,637
8300,6281399,5993641,5514503,4877865,4093014,3183800,2174188,1103864];
DU=2.69e20; %(moléculas de O3)/m^2;
c=1;
Rad=pi/180;
for fi=-89.5:89.5;
    BinArea(c)=(((2*pi*Rt)^2)/(288*360))*cos(fi*Rad); %metros cuadrados
    Latitud(c)=fi;
    c=c+1;
end
c=1;
for a=1:12:2160
    for i=a:(a+11)
        for j=1:25
            vectn(i,j)=vect(i,j)*BinArea(c)*DU; %Moleculas
            vectm(i,j)=vectn(i,j)*48/(6.023e23); %masa en gramos
        end
    end
    c=c+1;
end

% Formar la matriz de datos de la forma 180x288
ff=1;
cc=1;
lat=1;
long=1;
for i=1:12:2160
    for ff=i:i+11;
        for cc=1:25
            datos(lat,long)=vect(ff,cc);
            long=long+1;
        end
    end
    lat=lat+1;
    long=1;
end
datos=datos(:,1:288);
end

```

```

%Prueba T de student para dos muestras con
hipotesis H0=P1=P2
clc
clear all
load tstudent.mat
h=ttest(OMI); %Probar la hipotesis si es 1
la muestra es estadisticamente
significativa
h2=ttest(TOMS);
ho = ttest2(OMI,TOMS); %Prueba la
hipotesis de que los datos estan de alguna
manera relacionados
MO=mean(OMI);
varO=var(OMI);
[a,nO]=size(OMI);
MT=mean(TOMS);
varT=var(TOMS);
[a,nT]=size(TOMS);
varZ=sqrt((varO^2)/nO+(varT^2)/nT);
U=(MO-MT)/varZ;
%dfittool

```

```

clear all
clc
load tstudent2.mat
A=OMI;
B=OMPS;
[p,h,stats]=ranksum(A,B
);
% h=0 se acepta Ho
%La estructura solo
incluye valores
estadisticos
R=corrcoef(A,B);

```

Prog. 3 Pruebas de significancia T-Student, MannWhytney

```

clear all
clc
for year=2004:2018;
    %[psur,pnorte] = lomi(year);
    [prom,fpd] = lomi(year);
    %[a,b]=size(pnorte);
    [a,b]=size(prom);
    c=1;
    for i=1:a
        matp(c,:)=prom(i,:);
        %matn(c,:)=pnorte(i,:);
        %mats(c,:)=psur(i,:);
        c=c+1;
    end

    Rt=(6371000);%radio de la tierra en metros
    DU=2.69e20;  %(moléculas de O3)/m^2;
    c=1;
    Rad=pi/180;
    for fi=-89.5:89.5;
        Larea(c)=(((2*pi*Rt)^2)/(360))*cos(fi*Rad); %metros cuadrados
        c=c+1;
    end
    c=1;
    [m,n]=size(matp);
    for i=1:m
        for j=1:n
            mm(i,j)=matp(i,j)*Larea(j)*DU; %moleculas
            mgg(i,j)=mm(i,j)*48/(6.023e23); %masa en gramos
        end
    end
    genvarname('mg', num2str(year));
    eval(['mg' num2str(year) '=mgg']);
    genvarname('ff', num2str(year));
    eval(['ff' num2str(year) '=fpd']);

    clear cont year i a b fpd prom mm Larea j c matp
    clear Rad fi Rt DU m n ff ans
    load omimasa.mat
    save omimasa.mat
end

```

Prog. 4 Calculo de distribución de ozono anual

Referencias

We acknowledge the use of data and/or imagery from NASA's Land, Atmosphere Near real-time Capability for EOS (LANCE) system (<https://earthdata.nasa.gov/lance>), part of NASA's Earth Observing System Data and Information System (EOSDIS).

- Antón, M., López, M., Vilaplana, J. M., Kroon, M., McPeters, R., Bañón, M., & Serrano, A. (2009). Validation of OMI-TOMS and OMI-DOAS total ozone column using five Brewer spectroradiometers at the Iberian peninsula. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D14).
- Birner, T., & Bönisch, H. (2011). Residual circulation trajectories and transit times into the extratropical lowermost stratosphere. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(2), 817-827.
- Braathen, G. (2016). WMO Arctic Ozone Bulletin. 10.13140.RG.2.1.4929.6403.
- Brewer, A. (1949). Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 75(326), 351-363.
- Brewer, A. (1973). A replacement for the Dobson spectrophotometer? *Pure and Applied Geophysics*, 106(1), 919-927.
- Buchard, V., Brogniez, C., Auriol, F., Bonnel, B., Lenoble, J., Tanskanen, A., . . . Veefkind, P. (2008). Comparison of OMI ozone and UV irradiance data with ground-based measurements at two French sites. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(16), 4517-4528.
- Chapman, S. (1930). A theory of upperatmospheric ozone. *Mem. Roy. Meteor.*, 3, 103-125.
- Charney, J. G., & Drazin, P. G. (1961). Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 66(1), 83-109.
- Chicón, L. J. R. d. h. w. a. o. o. p. (2014). Ozono atmosférico.
- Dickinson, R. E. (1968). On the excitation and propagation of zonal winds in an atmosphere with Newtonian cooling. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 25(2), 269-279.
- Dobson, G. M. B. (1956). Origin and distribution of the polyatomic molecules in the atmosphere. *Proc. R. Soc. Lond. A*, 236(1205), 187-193.
- Eliassen, A. (1951). Slow thermally or frictionally controlled meridional circulation in a circular vortex. *Astrophysica Norvegica*, 5, 19.
- Haynes, P., McIntyre, M., Shepherd, T., Marks, C., & Shine, K. P. (1991). On the “downward control” of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48(4), 651-678.
- Holton, J. R., & Hakim, G. J. (2012). *An introduction to dynamic meteorology* (Vol. 88): Academic press.
- Holton, J. R., Haynes, P. H., McIntyre, M. E., Douglass, A. R., Rood, R. B., & Pfister, L. (1995). Stratosphere-troposphere exchange. *Reviews of geophysics*, 33(4), 403-439.
- Izaurieta, F., & Saavedra, C. J. D. d. F., Universidad de Concepción Chile. (2000). Redes neuronales artificiales.
- Kerr, J., Mateer, C., McElroy, C., & Wardle, D. (1976). *Intercomparison of the Dobson and grating ozone spectrophotometers*. Paper presented at the Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium, Dresden, German Democratic Republic.
- Kerr, J., McElroy, C., & Olafson, R. (1981). *Measurements of ozone with the Brewer ozone spectrophotometer*. Paper presented at the Quadrennial International Ozone Symposium, Boulder, CO.

- Kroon, M., Petropavlovskikh, I., Shetter, R., Hall, S., Ullmann, K., Veefkind, J., . . . Levelt, P. (2008). OMI total ozone column validation with Aura-AVE CAFS observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, *113*(D15).
- Matich, D. J. (2001). Redes Neuronales: Conceptos básicos y aplicaciones. *Universidad Tecnológica Nacional, México*, 41.
- McLandress, C., & Shepherd, T. G. (2009). Simulated anthropogenic changes in the Brewer–Dobson circulation, including its extension to high latitudes. *Journal of Climate*, *22*(6), 1516-1540.
- McPeters, R., Kroon, M., Labow, G., Brinksma, E., Balis, D., Petropavlovskikh, I., . . . Levelt, P. (2008). Validation of the Aura Ozone Monitoring Instrument total column ozone product. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *113*(D15).
- McPeters, R. D., Bhartia, P., Krueger, A. J., Herman, J. R., Wellemeyer, C. G., Seftor, C. J., . . . Labow, G. (1998). Earth probe total ozone mapping spectrometer (TOMS): data products user's guide.
- McPeters, R. D., Krueger, A. J., Bhartia, P., Herman, J. R., Oaks, A., Ahmad, Z., . . . Taylor, S. L. (1993). Nimbus-7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) data products user's guide.
- Plumb, R. A. (2002). Stratospheric transport. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, *80*(4B), 793-809.
- Polo, D. M., Caballero, L. P., & Gómez, E. M. J. P. (2015). Comparación de Redes Neuronales aplicadas a la predicción de Series de Tiempo. *13*(2), 88-95.
- Rosenlof, K. H. (1995). Seasonal cycle of the residual mean meridional circulation in the stratosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *100*(D3), 5173-5191.
- Solomon, S. (1999). Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history. *Reviews of geophysics*, *37*(3), 275-316.
- Tanskanen, A., Krotkov, N. A., Herman, J. R., & Arola, A. (2006). Surface ultraviolet irradiance from OMI. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, *44*(5), 1267-1271.