



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Física

Intercambio Troposfera - Estratosfera

Trabajo de Tesis para optar por el título de
Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el área Ciencias Físicas

por *Susan Gabriela Lakkis*

Director de Tesis: Dr. Pablo O. Canziani
Lugar de Trabajo: Equipo Interdisciplinario para el Estudio de Procesos
Atmosféricos en el Cambio Global – PEPACG/UCA –

Octubre 2008

Agradecimientos

En primer lugar quiero expresar mi más profundo agradecimiento al Dr. Pablo Osvaldo Canziani, quien me brindó la oportunidad de iniciarme, desde mi tesis de grado, en la investigación científica a través de su conocimiento de la física de la atmósfera, permitiéndome en todo momento desarrollar mi trabajo con libertad, respeto, confianza y brindándome su apoyo incondicional. También a él, quisiera expresarle mi gratitud por permitirme participar en su grupo, el PEPACG, dentro del cual encontré no sólo un ámbito de desarrollo para la física, sino también un valioso apoyo entre compañeros de trabajo, pero especialmente, de dos personas sin cuyo aporte académico y afectivo, este trabajo no sería el mismo: al Lic. Adrián Yuchechen, por su colaboración y asesoramiento en todo lo referido a programación y climatología y a la Lic. Patricia Repossi, por su permanente predisposición, colaboración, aliento y plena confianza; a los dos, por su amistad. Junto a ellos, quiero también expresar mi más sincero y cálido agradecimiento al Dr. Mario Lavorato, de quien aprendí todo lo que sé sobre el fascinante mundo de los cirrus y en quien, por sobre todo encontré un excepcional ser humano que me brindó apoyo, respeto y estímulo, sin los cuales no hubiera podido jamás concretar este trabajo.

Esta tesis tampoco hubiera sido posible sin el especial apoyo de la Pontificia Universidad Católica Santa María de los Buenos Aires, particularmente, de la Facultad de Ciencias Agrarias, que me ofreció todas las posibilidades, desde sus instalaciones hasta el soporte económico para llevar a cabo este trabajo, incorporándome desde el comienzo a su comunidad. Dentro de ella, quisiera mencionar muy especialmente al Sr. Decano, Ing. Prod. Agop. Marcelo Schang, quien me alentó y confió plenamente en mí desde mis inicios en su Facultad, junto a la Sra. Secretaria Académica, Ing. Prod. Agrop. Gabriela Lalanne.

Quisiera también mencionar a la Secretaría de la SubComisión de Doctorado del Departamento de Física de la Facultad de Ciencias Exactas (UBA), donde encontré a Mariano Mayochi, al cual le debo mi gratitud por su invaluable predisposición y ayuda con todos los trámites relacionados con la presentación de esta tesis.

El proyecto de Investigación Plurianual 2 5276, a cargo del Dr. Canziani, proveyó la financiación necesaria para las actividades de investigación de la presente tesis.

Finalmente, aunque no en último lugar, a mi familia toda, siempre presente, por su incesante apoyo y aliento. Ellos fueron, son y serán el pilar principal para éste y cualquier proyecto.

Susan Gabriela Lakkis

Buenos Aires, octubre de 2008

Intercambio Troposfera-Estratosfera

La identificación y el entendimiento de los procesos dinámicos, químicos y físicos que controlan el vapor de agua, ozono, radicales constituyentes, aerosoles y nubes, así como su impacto en el balance radiativo de la alta troposfera y la baja estratosfera son aspectos fundamentales para el avance en el conocimiento de clima y futuras predicciones sobre las tendencias e impacto en la atmósfera terrestre.

La región ATBE es una región que puede definirse como la parte de la atmósfera ubicada entre los 5 y 20 km. Dinámicamente, esta región es una zona de transición entre la troposfera dominada por los procesos convectivos y la estratosfera, estable y estratificada. La ATBE además separa químicamente y radiativamente distintas clases de masas de aire. La tropopausa es la capa de transición que identifica principalmente el marcado cambio entre la baja estabilidad de la troposfera y la estratosfera altamente estable.

Los criterios utilizados para la definición de la tropopausa varían según la variable atmosférica estudiada y en base a ellos se puede definir la tropopausa térmica, la tropopausa del punto frío y la tropopausa dinámica en función de la verticidad potencial. Por otro lado, la región se caracteriza además por marcados gradientes en la concentración de gases traza de origen troposférico o estratosférico, como el vapor de agua y el ozono. Ya que los diferentes procesos físicos determinan el comportamiento de la tropopausa y éstos son cualitativamente distintos en las regiones tropicales y extratropicales, es conveniente distinguir entre la tropopausa tropical de la extratropical. En los trópicos, la tropopausa es relativamente alta, con una tropopausa de punto frío cercana a los 17 km. El gradiente térmico, ubicado entre los 12 y 14 km, es determinado principalmente por el equilibrio radiativo – convectivo, mientras que la estructura térmica por encima de los 14 km está esencialmente en equilibrio radiativo. En general, la región de la atmósfera tropical comprendida entre los 12 km y la altura de la tropopausa de punto frío (17 km) tiene características intermedias entre la troposfera y la estratosfera y usualmente es denominada Capa de Tropopausa Tropical (TTL del inglés: tropical tropopause layer). La presencia de cirrus delgados o sub-visibles en esta región es frecuente y aún cuando los mecanismos de formación no están del todo comprendidos, sus efectos en la circulación general y en la humedad de la atmósfera son esenciales.

En las regiones extra tropicales, el nivel de la tropopausa es altamente variable dependiendo de la ubicación de los jets subtropical y polar. Usualmente los niveles característicos varían entre los 12 y 14 km en la región subtropical y 8 y 10 km en la región polar. El gradiente de temperatura troposférica en las latitudes medias está fuertemente ligado a procesos baroclínicos que ajustan permanentemente el nivel de la tropopausa, mientras que la estratosfera está cercana al equilibrio radiativo. En promedio, anualmente se observa un desplazamiento de circulación hacia abajo en las zonas extra tropicales que está en equilibrio con el movimiento de las masas de aire tropicales hacia arriba. La región extra tropical, y particularmente la tropopausa (Extra Tropical Tropopause Layer, ExTTL), es una región altamente influenciada por procesos sinópticos y de pequeña escala, con mucha variabilidad relacionada a la actividad de ondas baroclínicas.

La importancia del conocimiento de la región ATBE ha sido remarcada recientemente debido a su importancia relacionada con los efectos radiativos de las nubes, aerosoles, vapor de agua en el clima, ciclos de vida de las nubes, mecanismos de hidratación/deshidratación de la estratosfera así como en los procesos químicos y sus impactos en la producción/pérdida de ozono y el intercambio troposfera – estratosfera.

El objetivo de la presente tesis es analizar la región ATBE en Buenos Aires como caso de estudio en latitudes medias, poniendo énfasis particularmente en el intercambio troposfera – estratosfera. Este proceso de intercambio es analizado por medio del estudio de la variabilidad de la tropopausa, detección y análisis de nubes cirrus, retrotrayectorias calculadas en coordenadas isentrópicas utilizando un modelo de aproximación lagrangiana, así como procesos de transporte de gases traza en la vecindad de la capa de transición.

Palabras Claves: intercambio troposfera –estratosfera, nubes cirrus, retrotrayectorias, gases traza.

Troposphere - Stratosphere Exchange

Identifying and understanding the dynamical, chemical and physical processes that control water vapour, ozone, radical constituents, aerosols, and clouds, as well as their impact on radiative balance of the upper troposphere and lower stratosphere (UTLS) are critical for advancing the reliability of predictions of climate change or of trends in global air quality.

The UTLS region is roughly defined as the part of the atmosphere between 5 and 20 km. Dynamically, the region is a transition zone between the convectively dominated troposphere and the stable stratified stratosphere, and separates radiatively and chemically distinct air masses. The tropopause is fundamentally identified by the change in the static stability between the troposphere, with low stability, and the stratosphere (high stability).

Several criteria, such as thermal lapse rate, the temperature minimum, i.e.: the cold tropopause, static stability and potential vorticity have been used to define the tropopause. On the other hand, the region is characterized by strong gradients in many trace constituents with tropospheric or stratospheric origin, such as water vapour and ozone, and these tracers have also been used to define the tropopause. Because different physical processes determine the tropopause behaviour in the tropics and the extratropics, it is useful to distinguish the discussion of these regions.

In the tropics, the tropopause is relatively high, with cold point near 17 km. The tropospheric lapse rate, up to 12 – 14 km, is determined by radiative – convective equilibrium, while the thermal structure above ~ 14 km is primarily radiative balance. Overall the region of the tropical atmosphere between ~ 12 km and the altitude of the cold point (17 km) or slightly above has characteristics intermediate between those of the troposphere and stratosphere, and is referred to as Tropical Tropopause Layer (TTL). This, sometimes subvisible, cirrus clouds are observed over large areas of the TTL, although their formation mechanism(s) and effects on the large scale circulation and humidity are poorly known.

In the extratropics, the tropopause (Extratropical Tropopause Layer, ExTTL) level is highly variable depending on the location of the polar and subtropical jet streams which meander back and forth across this region during all seasons. Typical tropopause heights are 12 – 14 km on the subtropical side of the polar jet stream and 8 – 10 km on

the polar side. The tropospheric lapse rate in midlatitudes is determined by baroclinic adjustment, while stratospheric is again in radiative equilibrium. The extratropical tropopause region is characterized by a high degree of synoptic and smaller scale variability, related to transient baroclinic wave activity.

Recent work has highlighted the importance of the UTLS region for a number of issues, including the radiative effects of clouds, aerosols and water vapour in the present and future climate (IPCC, 2001), cloud life cycles and mechanisms of dehydration of the stratosphere as well as the details of the UTLS radical chemistry and its impact on ozone production/loss and finally, the mechanisms of extratropical stratosphere – troposphere exchange.

The objective of the present thesis is to analyze the critical areas for understanding the role of the UTLS in Buenos Aires as example of midlatitude case, considering especially the troposphere – stratosphere exchange. This exchange is analyzed by means of the study of the variability of the tropopause region, detection and analysis of local cirrus clouds, back-trajectories calculated in isentropic coordinates using a lagrangian model, as well as vertical cross tropopause tracers flux estimations.

Keywords: troposphere-stratosphere exchange, cirrus clouds, back-trajectories, tracers.

Abreviaturas

ATBE	Alta Troposfera – Baja Estratosfera
BD	Brewer Dobson
ECMWF	European Centre for Medium Rnge Weather Forecasts
CHAMP	Challenging Minisatellite Payload
ERA	ECMWF reanálisis
ExTTL	Extra tropical Tropopause Layer
GPS	Sistema de Posicionamiento Global
HS	Hemisferio Sur
HN	Hemisferio Norte
ITE	Intercambio Troposfera Estratosfera
JPL	Jet Propulsion Laboratory
NCEP	National Centres for Environmental Prediction
OMM	Organización Meteorológica Mundial
OD	Espesor óptico
PV	Vorticidad Potencial
QBO	Oscilación Quasi Bienal
RO	Radio-ocultaciones
RS	radiosondeos
SAC-C	Satélite de Aplicaciones Científicas
TC	Cirrus delgados
TTL	Tropical Tropopause Layer
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration

A mi mamá

A mi papá

A María y Enrique, mis abuelos

A José, dondequiera que estés...

A mi pequeño gran hombre, mi hijo Fernando

Índice

	<i>Página</i>
<i>Introducción General</i>	1
Capítulo 1	
<i>Intercambio - Troposfera Estratosfera</i>	
<i>1.1 Estructura Vertical de la Atmósfera</i>	6
<i>1.2 Influencia de la Troposfera sobre la Estratosfera</i>	16
<i>1.3 Influencia de la Estratosfera sobre la Troposfera</i>	18
<i>1.4 Intercambio Estratosfera – Troposfera</i>	20
<i>1.5 Acoplamiento Estratosfera – Troposfera y Cambio Climático</i>	22
<i>1.6 Mecanismos de Intercambio Estratosfera – Troposfera, Troposfera – Estratosfera</i>	23
<i>1.7 Desarrollo de la Tesis</i>	30
Capítulo 2	
<i>Estudio de la Tropopausa</i>	
<i>2.1 Introducción. Importancia de la Tropopausa</i>	32
<i>2.2 Sistema de Posicionamiento Global (GPS)</i>	37
<i>2.2.1 Nociones sobre la técnica de ocultación</i>	38
<i>2.2.2 Angulo de Inflexión e índice de refractividad</i>	40
<i>2.2.3 Obtención de $\alpha(a)$ a partir del Doppler</i>	41
<i>2.2.4 Derivación de las propiedades atmosféricas del perfil del índice de refractividad</i>	42
<i>2.2.5 Obtención de la Presión y la Temperatura</i>	44
<i>2.3 Validación de la técnica GPS por comparación de perfiles de Temperatura</i>	45
<i>2.3.1 Datos</i>	45
<i>2.3.2 Análisis</i>	47

2.3.2.1 Comparación entre el ECMWF, las GPS RO y RS	47
2.3.2.2 Tropopausa	54
3.7 Discusión	59
Capítulo 3	
<i>Cirrus sobre Buenos Aires</i>	
3.1 Introducción	62
3.2 Interacción Láser – Atmósfera	64
3.3 Detección de Cirrus: Lidar	66
3.4 Ecuación Lidar	68
3.5 Inversión de la Ecuación Lidar	73
3.6 Mediciones con Lidar	77
3.6.1 Datos y Metodología	77
3.6.2 Resultados: Altura de la Tropopausa	78
3.6.3 Resultados: Características geométricas y ópticas de los cirrus	84
3.7 Discusión	97
Capítulo 4	
<i>Trayectorias Lagrangianas</i>	
4.1 Introducción	99
4.2 Modelos Lagrangianos	101
4.3 Modelo de Trayectoria: “Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory-HYSPLIT”	103
4.3.1 Características	104
4.3.2 Datos Meteorológicos Requeridos	105
4.3.3 Variables	105
4.3.4 Cálculo de Trayectorias	106

<i>4.4 Error en el cálculo de las Trayectorias</i>	<i>109</i>
<i>4.5 Obtención de trayectorias sobre EZE con el Modelo HYSPLIT</i>	<i>110</i>
<i>4.5.1 Análisis de eventos</i>	<i>112</i>
<i>4.6 Discusión</i>	<i>145</i>
Capítulo 5	
Gases Traza	
<i>5.1 Introducción</i>	<i>149</i>
<i>5.2 Comportamiento de los principales gases traza: O₃ y H₂O</i>	<i>153</i>
<i>5.3 Análisis de los resultados</i>	<i>158</i>
<i>5.4 Discusión</i>	<i>175</i>
Capítulo 6	
Conclusiones	<i>176</i>
Apéndice A	<i>185</i>
Modelos Matemáticos	
Especificaciones Generales del HYSPLIT	
Apéndice B	<i>194</i>
LIDAR	
Glosario	<i>199</i>
Referencias	<i>205</i>

Introducción General

La región denominada alta troposfera – baja estratosfera (ATBE) se define como la parte de la atmósfera ubicada en promedio global entre los 5 y los 20 km.

Dinámicamente esta región es una zona de transición entre la troposfera, dominada por la convección y procesos baroclínicos, y la estratosfera estratificada y estable. Además, separa masas de aire tanto radiativamente como químicamente distintas. La tropopausa, es la región habitualmente identificada por el cambio de estabilidad estática entre la troposfera (débilmente estable) y la estratosfera (altamente estable).

Existen variados criterios, según sea el parámetro distintivo a estudiar entre la troposfera y la estratosfera, que se utilizan para identificar la tropopausa. Los más ampliamente utilizados definen la zona de transición en función del gradiente vertical de la temperatura - tropopausa térmica-, del nivel más frío - tropopausa de punto frío-, o en función de la vorticidad potencial - tropopausa dinámica-. Por otro lado, esta región se caracteriza por los marcados gradientes en muchas especies químicas originadas en la troposfera o en la estratosfera, denominadas constituyentes traza o trazadores, mediante los cuales también es posible definir a la tropopausa. Tal es el caso del vapor de agua, con grandes cantidades en la troposfera, y del ozono, cuyo reservorio natural es la estratosfera. Estos casos representan diversas definiciones posibles para la tropopausa química.

Dado que diferentes procesos físicos distinguen el comportamiento de la tropopausa en los trópicos frente a las regiones extra tropicales, es importante caracterizar ambas zonas por separado.

En los trópicos, la tropopausa es relativamente alta, con una tropopausa de punto frío cercana a los 17 km. El gradiente térmico, ubicado entre los 12 y 14 km, es determinado principalmente por el equilibrio radiativo – convectivo, mientras que la estructura térmica por encima de los 14 km está esencialmente en equilibrio radiativo. En general, la región de la atmósfera tropical comprendida entre los 12 km y la altura de la tropopausa de punto frío (17 km) tiene características intermedias entre la troposfera y la estratosfera y usualmente es denominada Capa de Tropopausa Tropical (TTL del inglés: tropical tropopause layer).

En las regiones extra tropicales, el nivel de la tropopausa es altamente variable dependiendo de la ubicación de los jets subtropical y polar. Usualmente los niveles característicos varían entre los 12 y 14 km en la región subtropical y 8 y 10 km en la región polar. El gradiente de temperatura troposférica en las latitudes medias está fuertemente ligado a procesos baroclínicos que ajustan permanentemente el nivel de la tropopausa, mientras que la estratosfera está cercana al equilibrio radiativo. En promedio, anualmente se observa un desplazamiento de circulación hacia abajo en las zonas extra tropicales que está en equilibrio con el movimiento de las masas de aire tropicales hacia arriba. La región extra tropical, y particularmente la tropopausa, es una región altamente influenciada por procesos sinópticos y de pequeña escala, con mucha variabilidad relacionada a la actividad de ondas baroclínicas. La tropopausa extratropical, así como la TTL, tiene un espesor variable por lo que también se la conoce como Capa de Tropopausa Extra tropical o ExTTL.

Recientemente, dada esta variabilidad del comportamiento de la tropopausa, se ha reemplazado el estudio de esta capa de transición por la región denominada alta troposfera – baja estratosfera. La introducción del concepto de ATBE, permite ampliar el estudio de los mecanismos de influencia entre la troposfera y la estratosfera. Más aún, desde el punto de vista de la región como sistema acoplado, es posible incorporar el estudio de fenómenos de influencia de la estratosfera sobre la troposfera y viceversa, dando lugar a un ciclo de interacción en el que la estratosfera se concibe como región atmosférica activa, en detrimento de una capa estratificada y pasiva.

De la misma manera en que es posible distinguir la tropopausa tropical de la extratropical, la región ATBE, posee mecanismos de intercambio que son propios de cada latitud. Si bien el proceso de transporte y circulación general se puede describir en forma global, existen diferentes mecanismos que influyen en forma cualitativamente distinta dependiendo de si la latitud es tropical o extra tropical. Estas diferencias cualitativas, que privilegian el transporte vertical por medio de procesos convectivos en los trópicos, mientras en latitudes altas y medias se producen generalmente alineados al pasaje de frentes turbulentos, proporcionan también un panorama distintivo de la distribución de las especies químicas en las diferentes latitudes, y por lo tanto afectan en forma directa al balance radiativo local, y en consecuencia, el global.

El análisis de los mecanismos predominantes y sus efectos en la ATBE puede ser abordado desde diferentes perspectivas. Desde el punto de vista dinámico, relacionado con el comportamiento y la variabilidad de la tropopausa así como los fenómenos

meteorológicos que desencadenan situaciones de deformación o quiebre de esta membrana permeable de transición, es posible aportar una información valiosa sobre fenómenos de intrusión de aire troposférico en la estratosfera. Su estudio detallado, puede explicar si tales intrusiones constituyen procesos de mezcla de masas de aire en forma reversible o irreversible. Como consecuencia de la naturaleza de la mezcla, es posible incursionar también en el estudio de los fenómenos de deshidratación /hidratación estratosférica. Es decir, incorporar el conocimiento del comportamiento de los gases de efecto invernadero, en particular, el vapor de agua. Este gas, a su vez, resulta un componente fundamental de las formaciones nubosas altas, tales como los cirrus, compuestos esencialmente por cristales de hielo de diferentes formas geométricas y orientación dentro de la formación nubosa, espesor y densidad, así como distancia relativa a la tropopausa. Los cirrus, dada su composición, ubicación principalmente troposférica, permanencia temporal y su naturaleza ubicua desempeñan un rol fundamental en el balance radiativo de la atmósfera terrestre, cuyo estudio se considera fundamental para avanzar en la comprensión de los procesos de variabilidad y cambio climático.

La distribución estacional de los cirrus está relacionada con procesos convectivos y su mecanismo de formación aún no está completamente entendido. Sin embargo, varios análisis han demostrado que la formación de estas nubes está relacionada no sólo con procesos de convección sino con mecanismos locales de corta escala.

El impacto radiativo de estas “nubes de hielo” es complejo y está determinado por la relación “efecto invernadero versus albedo”. Mientras el scattering de la radiación solar causa un enfriamiento en la superficie terrestre, la absorción y emisión de radiación infrarroja implica la captura de energía en el sistema atmosférico de la Tierra. La manera en que estos dos efectos interactúan, y por lo tanto influyen el balance radiativo de la atmósfera, depende fuertemente de las propiedades ópticas, altura, espesor y temperatura de los cirrus. En particular, los denominados cirrus de la tropopausa, adquieren una importancia aún mayor dada la alineación de sus toques con la capa de transición y por lo tanto el posible papel que desempeñan en los procesos de transferencia y transporte de las masas de aire cuando se producen eventos de múltiple tropopausa.

Finalmente, desde el punto de vista químico, las diferentes composiciones de la troposfera y la estratosfera en cuanto a especies químicas y vida útil de sus constituyentes, da lugar al estudio de procesos de intercambio a través del seguimiento

de gases traza específicos de cada capa, a lo largo de la región ATBE. El seguimiento temporal y espacial de estos gases, permiten determinar eventos donde se producen procesos de intercambio a través de la tropopausa.

En el marco del estudio de los procesos de intercambio global de la región ATBE, el objetivo de esta tesis es analizar procesos de intercambio troposfera - estratosfera sobre latitudes medias, particularmente sobre Buenos Aires, a lo largo del período 2001-2006.

Capítulo 1

El presente capítulo introduce los antecedentes y conceptos fundamentales de la estructura vertical de la atmósfera así como los procesos de circulación de escala global y sinóptica, enfatizando los mecanismos relacionados con la alta troposfera – baja estratosfera donde se producen los procesos de intercambio de interés para este trabajo.

Intercambio Troposfera – Estratosfera

1.1. Estructura Vertical de la Atmósfera

La expresión “acoplamiento troposfera – estratosfera” sugiere en primer lugar definir qué son exactamente la troposfera y la estratosfera, o más específicamente, qué distingue a ambas capas. Convencionalmente la atmósfera se subdivide verticalmente en varias capas consecutivas de acuerdo con la distribución de la temperatura en función de la altura; i.e., el gradiente vertical de la temperatura. (Figura 1.1). La capa inferior, que se extiende desde la superficie hasta aproximadamente los 8 km en los trópicos o 17 km en latitudes altas, se denomina *troposfera*. En esta capa, que contiene el 85% de la masa de la atmósfera con alta concentración de vapor de agua y escaso ozono, ocurren la mayor parte de las actividades humanas y fenómenos climáticos. Ya que el calor de la troposfera procede principalmente de la re-irradiación solar de la Tierra, la temperatura troposférica decrece con la altura. Desde el punto de vista energético la troposfera es la parte de la atmósfera en la cual el efecto desestabilizador de la radiación solar sobre la superficie terrestre conduce a un estado de equilibrio estático débil y a un régimen de transporte de energía turbulento. En los trópicos este transporte turbulento está asociado a procesos convectivos¹, mientras que en la región extra-tropical esta inestabilidad está relacionada con fenómenos baroclínicos (Held, 1982). En el seno de esta región, los fenómenos de transporte ocurren relativamente rápido; i.e.: la escala de tiempo es corta, pudiendo variar desde horas para procesos convectivos hasta días en el caso de transporte baroclínico. Es decir, grandes transferencias de calor en tiempos breves caracterizan a la troposfera como una capa donde las masas de aire se mezclan e interactúan en forma turbulenta. Dadas estas características, la troposfera podría definirse en forma alternativa como la región de la atmósfera en la cual las parcelas de aire están en contacto con la superficie terrestre por un período de tiempo corto, por ejemplo, una semana (Esler et al. 2002). Esta conexión directa con la superficie terrestre, así como su naturaleza turbulenta es una característica de la troposfera con implicaciones relevantes

¹ Los términos o conceptos técnicos están explicados en el Glosario, al final de la tesis

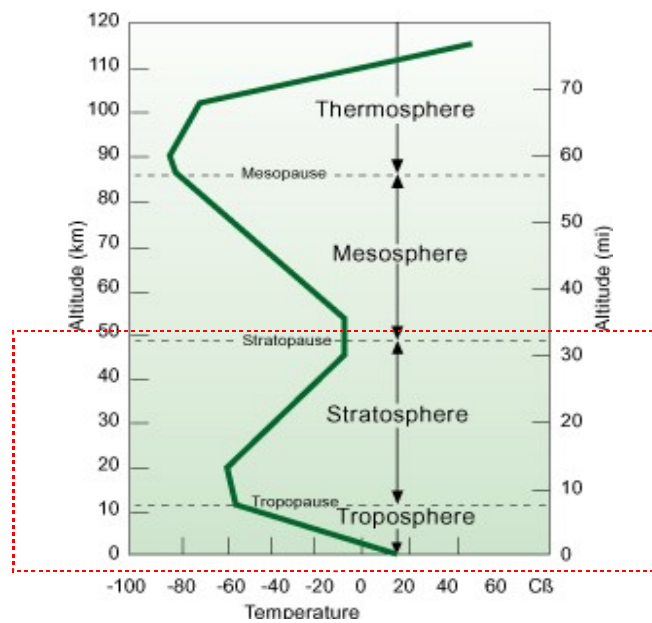


Figura 1.1. Perfil de temperatura en función de la altura de la atmósfera terrestre. El recuadro en rojo resalta la zona de interés para este estudio.

para el clima; por ejemplo, el contacto directo con la superficie terrestre proporciona a la troposfera gases como el vapor de agua, en cantidades relativamente abundantes. Esta propiedad característica de la troposfera está contenida en su propio nombre, ya que el término troposfera proviene de la palabra griega *tropos*, que significa mezcla, cambio. Por encima de esta región con transferencia turbulenta de calor a gran escala, la atmósfera es comparativamente estática. En primera aproximación, el estado de equilibrio radiativo, caracterizado por una temperatura T_{rad} , es estable y sólo es abandonado debido a forzantes externos producidos por la propagación de ondas desde la troposfera, a excepción de la variación estacional de la T_{rad} (García, 1987) y la circulación de Hadley (Dunkerton, 1978; Semeniuk y Sheperd, 2001a) las cuales son térmicamente forzadas. Las ondas atmosféricas al propagarse transfieren momento angular y energía (no calor) desde la superficie terrestre y la troposfera hacia capas superiores de la atmósfera. La contribución energética es prácticamente despreciable por debajo de los 80 km debido a los procesos radiativos, pero el impacto del momento angular es considerable. El forzante de ondas en esta región es esencialmente mecánico. En la estratosfera, el torque negativo de las ondas planetarias u ondas de Rossby producen un flujo de masa desde el Ecuador hacia los polos (Andrews et al., 1987;

Holton et al., 1995). Si consideramos un marco de referencia euleriano, dada determinada posición, el torque negativo es compensado por el torque de la fuerza de Coriolis producido por el flujo de los polos. Si consideramos el movimiento de las parcelas de aire, i.e., trayectorias lagrangianas, el torque negativo es compensado por la pérdida de momento angular que sufre la parcela de aire a medida que se desplaza hacia el polo. Debido a la conservación de la masa, el flujo entonces se desplaza hacia arriba en el trópico y hacia abajo en las regiones extra tropicales. Este desplazamiento de flujo vertical induce un calentamiento o enfriamiento adiabático que es balanceado por un enfriamiento o calentamiento radiativo, respectivamente. Es por esta razón por la cual muchas veces a la circulación meridional se la denomina circulación diabática (Shepherd, 2002). La temperatura estratosférica aumenta a medida que aumenta la altura debido especialmente a la presencia abundante del ozono que absorbe la radiación solar ultravioleta. En contraposición a la troposfera, la estratosfera presenta una clara estabilidad estática donde los procesos de transporte de energía son casi despreciables y el equilibrio térmico dominante es el radiativo; por ende la turbulencia es inhibida: los desplazamientos verticales rápidos son generalmente despreciables, privilegiando los desplazamientos horizontales cuasi-isentrópicos. El hecho que en la estratosfera los desplazamientos horizontales sean más relevantes que los verticales está contenido en su propio nombre; la palabra estratosfera proviene del vocablo latino *stratum*, que significa estratificada. Este concepto es el que, desde el punto de vista dinámico diferencia la troposfera y la estratosfera: la troposfera está débilmente estratificada, por lo que los desplazamientos, intercambio de masas de aire y calor en sentido vertical se ven facilitados en lapsos cortos de tiempo, mientras que la estratosfera, fuertemente estratificada inhibe los desplazamientos verticales, facilitando los horizontales sobre superficies isentrópicas, en escalas de tiempo mucho mayores, pudiendo alcanzar intervalos anuales (Figura 1.2). Desde una perspectiva química, la estratosfera es un “ambiente” poco idóneo para la radiación UV, con fenómenos de intercambio escasos y vapor de agua mínimo, mientras que por el contrario la troposfera es un “ambiente” propicio para la radiación UV, con alto contenido en vapor de agua y turbulencia (Haynes y Shepherd, 2001).

Por tanto, el aire en la estratosfera está aislado de la superficie terrestre, por lo que incluso procesos fotoquímicos y de oxidación débiles pueden afectar la distribución química de las especies ya que se desarrollan en escalas de tiempo muy largo (“chemical aging”). De hecho estos procesos representan el único reservorio para determinadas especies químicas cuya vida media es larga; por ejemplo CH_4 , N_2O y CFCs². El contraste entre las escalas de tiempo entre la estratosfera y la troposfera se ve reflejado en la distribución espacial de muchas especies químicas, por lo que la capa límite entre la troposfera y la estratosfera muchas veces se define en forma química. Esta capa límite es la denominada *tropopausa*. Esta delgada región de transición y mezcla, con un espesor que varía entre 1 km para los trópicos y los 6 km para zonas extra-tropicales, es crucial para el sistema acoplado troposfera – estratosfera. La mayor parte de la química relevante para la atmósfera depende del radical OH, cuya producción está directamente relacionada con el ozono y el vapor de agua, sustancias que interactúan especialmente en la tropopausa y sus vecindades. Las bajas temperaturas de la tropopausa son idóneas para la formación de cristales sólidos en sus diferentes formas como las nubes; formaciones éstas relevantes en el balance radiativo de la Tierra y en el intercambio de vapor de agua. Debido a ello, la tropopausa desempeña un rol muy complejo en la dinámica, transporte, radiación, química y la microfísica de sistema acoplado troposfera – estratosfera.

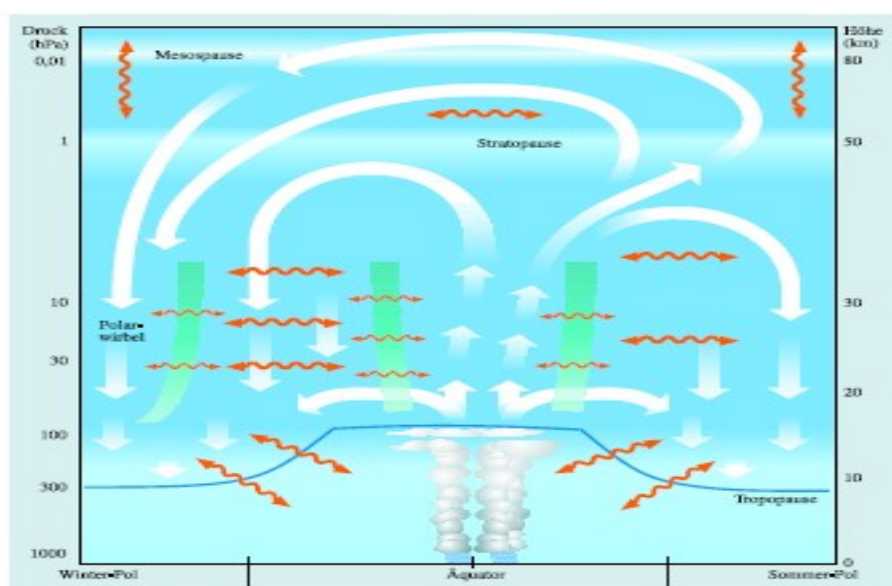


Figura 1.2. Circulación diabática

² clorofluorocarburo

Inicialmente, los estudios sobre la tropopausa se restringieron a la dinámica y los fenómenos de transporte de la capa de transición; sin embargo para poder obtener una visión más completa de la tropopausa y su rol en el clima es necesario ahondar en los aspectos químicos y radiativos. Dado que la tropopausa es el medio de contacto entre troposfera y estratosfera, es decir el punto de inflexión entre la naturaleza turbulenta y poco estratificada de la troposfera y el equilibrio radiativo estratosférico estratificado, se deduce que en el seno de la tropopausa es donde estos mecanismos de intercambio y transporte ocurren. Esto sugiere que la tropopausa más que una capa, podría bien definirse como una membrana permeable en ambos extremos, a través de la cual se producen procesos de transporte, tanto de larga como pequeña escala de tiempo, los cuales conducen a una mezcla de masas de aire entre la troposfera y estratosfera.

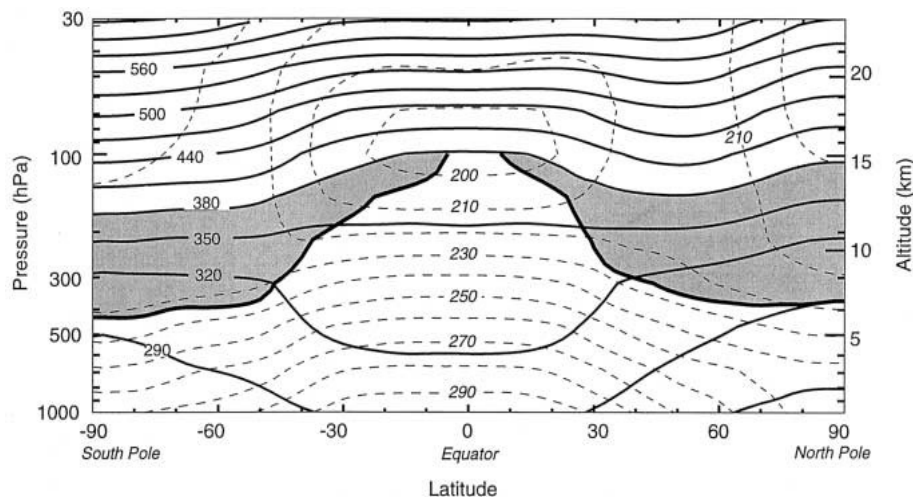


Figura 1.3. Distribución media anual y zonal de la temperatura potencial (líneas sólidas) y temperatura (punteadas) en Kelvin. La línea gruesa marca la tropopausa térmica. En la Figura se puede apreciar la estratificación débil en la troposfera y fuerte en la estratosfera, y el mínimo de temperatura en la tropopausa tropical. Las zonas sombreadas muestran la parte más baja de la estratosfera, la cual está ventilada por el aire troposférico a través de las superficies isentrópicas donde el intercambio ITE puede ser más rápido. En contraste, por encima de esta zona, cualquier transporte estratosfera – troposfera y viceversa involucra procesos diabáticos para poder cruzar las superficies isentrópicas y en la estratosfera los procesos diabáticos son débiles. La circulación diabática es sistemáticamente hacia abajo en la región extra tropical, por lo que el aire troposférico que penetra a la baja estratosfera no puede llegar a la estratosfera alta y vuelve a la troposfera. Holton et al., 1995

Para poder cuantificar y cualificar estos procesos resulta primordial poder determinar su posición. La posición de la tropopausa puede definirse de diferentes formas en función

de las variables o procesos característicos a estudiar. Existen en particular, dos definiciones utilizadas principalmente. La definición tradicional hace referencia a la diferencia en el comportamiento del gradiente térmico entre la troposfera y la estratosfera. En este sentido, la Organización Meteorológica Mundial (OMM) en 1992 define la tropopausa como el menor nivel de altura para el cual el gradiente vertical de temperatura es de 2 K km^{-1} o más, y se mantiene constante para una capa de espesor no menor a los 2 km. La tropopausa así definida recibe el nombre de *tropopausa térmica* y es la más usualmente utilizada cuando la fuente de datos son los perfiles de radiosondeos. Algunas veces, suele utilizarse el término de *tropopausa de punto frío*, como el punto más frío del perfil de temperatura de radiosondeo. Una manera alternativa de definir la tropopausa se basa en aspectos dinámicos, por lo que se denomina tropopausa dinámica y se define como el nivel de altura para el cual la vorticidad potencial (PV) alcanza un valor crítico, que puede variar entre 1.5 a 3.5 PVU ($1 \text{ PVU} = 1 \times 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$).

La vorticidad potencial se define como:

$$PV = -g(f + \zeta) \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (1)$$

donde g es el valor de la aceleración de la gravedad, f es el parámetro de Coriolis, ζ es la vorticidad relativa, θ es la temperatura potencial y p es la presión. Por lo tanto la *tropopausa dinámica* separa la troposfera con bajos valores de PV de la estratosfera con valores altos. Tanto la tropopausa térmica como dinámica permiten establecer el nivel de altura donde se produce el punto de inflexión ya sea en la temperatura o en la vorticidad potencial. No obstante estas definiciones, la altura de la tropopausa varía dependiendo de las coordenadas geográficas y períodos estacionales. Por ejemplo, en las regiones extra tropicales, la altura de la tropopausa puede resultar ambigua, ya que en ocasiones la capa puede sufrir deformaciones y en determinado momento el aire troposférico puede pasar a ser estratosférico y viceversa. El lapso de tiempo en el cual se produce esta mezcla de aire puede, sin embargo, ser totalmente distinto al necesario para producirse intercambio de especies químicas entre ambas capas. El ciclo de ozono,

por ejemplo, provee otra perspectiva desde la cual se puede analizar la tropopausa. La perturbación de las ondas planetarias estratosféricas y por lo tanto, la consiguiente

circulación estratosférica del Ecuador hacia los polos, está restringida a la época invernal, ya que sólo en esta estación existe un flujo zonal hacia el oeste que permita la propagación de ondas planetarias hacia la estratosfera (Charney y Drazin, 1961). El transporte de especies químicas asociados a la circulación del Ecuador hacia los polos en la estratosfera, conocida como circulación de Brewer-Dobson (BD), transporta ozono desde la alta estratosfera tropical hasta la baja estratosfera extra tropical. Esto explica la acumulación de ozono en el invierno en la baja estratosfera extra tropical, con máximos valores en primavera. En contraposición, en la alta troposfera tropical, el ozono muestra valores máximos en verano, presumiblemente debido a una producción fotoquímica local (Logan, 1999).

De lo anteriormente expuesto, es posible inferir que a partir de las definiciones clásicas de tropopausa, la posibilidad de obtener una visión más completa respecto de los procesos de transporte e intercambio de masas de aire entre troposfera y estratosfera, resulta cuando menos trunca. Es por esta razón por la que recientemente, el término tropopausa está siendo reemplazado por la expresión “*alta troposfera – baja estratosfera*”, mucho más amplio (Shepherd, 2002).

Dinámicamente hablando, la ATBE es el “mediomundo” (Hoskins, 1991), definido como la región donde las superficies isentrópicas no están contenidas completamente dentro de la estratosfera ni tampoco intersectan la capa superficial (Figura 1.4). Desde el punto de vista del transporte, esta definición implica que las escalas de tiempo para las cuales hay contacto con las masas de aire superficiales no son particularmente cortas, pero tampoco son especialmente largas; i.e.: de semanas a meses. La alta troposfera – baja estratosfera es la interfase física entre la alta o profunda troposfera (“underworld”) y la alta estratosfera (“overworld”), donde las superficies isentrópicas entran completamente en la estratosfera. El intercambio entre la troposfera y la estratosfera ocurre en esta región.

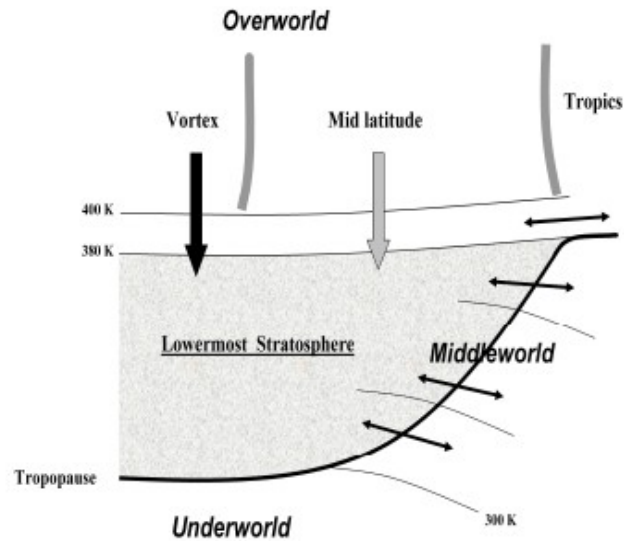


Figura 1.4. La baja estratosfera está dividida a su vez en tres regiones: fuera, medio y bajo mundo. Esta última representa la alta troposfera y el transporte desde la alta troposfera hacia la estratosfera se produce sólo a través de superficies isentrópicas por procesos diabáticos. A través del medio mundo, es decir la ATBE, las superficies isentrópicas intersecan la tropopausa, permitiendo el intercambio adiabático bi-direccional entre las masas de aire de la troposfera y la estratosfera.

El transporte en esta región es predominantemente hacia arriba en los trópicos y hacia abajo en la región extra tropical debido a la circulación de BD (Sección 1.2). La región ATBE tiene ciertas características peculiares que la hacen distintivas. En primer lugar, la escala de tiempo para los procesos radiativos es relativamente grande debido al balance térmico de los gases de efecto invernadero (calentamiento/enfriamiento) (Clough y Iacono, 1995). Esto significa que la temperatura de la región es altamente sensible debido a los procesos de calentamiento o enfriamiento adiabáticos (dado un proceso de relajación radiativa), así como a los cambios radiativos (para un dado forzante dinámico). La sensibilidad radiativa es particularmente delicada debido al rol fundamental que desempeñan en la ATBE los gases de efecto invernadero con vidas medias cortas tales como el ozono y el vapor de

agua, los cuales además son altamente influenciados por los procesos de transporte. En segundo lugar, también las escalas de tiempo son relativamente extendidas desde el punto de vista químico. Esto se debe en parte a la absorción de la radiación UV por el

ozono estratosférico, así como por las bajas temperaturas que tiende a reducir los lapsos de las reacciones químicas. En otras palabras, de la misma forma que ocurre con la temperatura, las distribuciones químicas son altamente sensibles tanto a los fenómenos de transporte (podríamos decir a los “forzantes dinámicos” debido a los fenómenos de transporte), como a los cambios en los lapsos de tiempo en los cuales se produce la interacción química (por forzantes dinámicos). La química en esta región también desempeña un rol muy relevante, ya que son las bajas temperaturas las que implican los fenómenos de condensación de la materia como las nubes o aerosoles, los cuales pueden alterar la distribución química.

La región ATBE afecta directamente el clima en dos formas claramente distintivas. La primera es a través de la propia estructura de la tropopausa. Por ejemplo, para latitudes tropicales, la tropopausa de punto frío (Figura 1.3) es la que regula los valores de vapor de agua que entran en la estratosfera a medida que el aire de la troposfera se deshidrata. Si bien los detalles de este mecanismo de deshidratación son controvertidos, no hay duda hasta el momento de que el mecanismo deshidratación de Brewer (1949) es el responsable. Este control sobre el vapor de agua estratosférico tiene una incidencia directa en la química de la estratosfera, especialmente en la química del ozono estratosférico. La estructura de la tropopausa también afecta la dinámica del clima. El gradiente meridional de la temperatura está asociado con la tropopausa de latitudes medias a través del balance térmico de vientos. Las propiedades del campo de viento determinan las características de las ondas atmosféricas y por lo tanto influyen la propagación de ondas planetarias en la estratosfera en invierno (por ejemplo, afectan el ozono polar), las ondas estacionarias en la troposfera (i.e., afectan el clima regional) y la presión en la superficie.

La segunda forma en la cual la región ATBE afecta al clima es a través del transporte y consecuentemente la mezcla de las especies químicas. El rol de los procesos de transporte es determinante en la distribución espacial de los gases de efecto invernadero con ciclos de vida corta, como el ozono y el vapor de agua anteriormente mencionados. Ya que el ozono es el responsable de absorber la radiación UV, su abundancia afecta en forma directa la cantidad de esta radiación que llega a la superficie terrestre, con

consecuencias inmediatas para la “salud” de la biosfera, principalmente para los seres humanos.

Por otro lado, la región ATBE, también es influenciada por la dinámica, química y procesos radiativos de la estratosfera. Dinámicamente, en mecanismo de control hacia abajo (Haynes et al., 1991) expresa el efecto de las perturbaciones estratosféricas en determinada altitud sobre las temperaturas por debajo de la circulación diabática, en ausencia de dependencia temporal. De forma equivalente, el alejamiento del equilibrio radiativo a un dado nivel es determinado, también en ausencia de dependencia temporal, por las perturbaciones de onda situadas por encima del nivel de interés.

Químicamente, la circulación de BD, proporciona especies químicas que se desplazan desde la estratosfera media y alta a la baja estratosfera en las regiones extra tropicales. Pero además, en la estratosfera se filtran verticalmente la radiación UV, por lo que cambios químicos en determinado nivel pueden influenciar directamente la distribución química de niveles inferiores. Esta es la razón por la cual la pérdida de ozono en la alta estratosfera conduce a una mayor acumulación de ozono en la baja estratosfera, dado que esto permite una mayor penetración de la radiación UV en los niveles bajos.

Según lo descrito anteriormente, la estratosfera en general está cercana al equilibrio radiativo y hay muy poca transferencia de energía de la troposfera a la estratosfera. No obstante, la transferencia de momento angular asociada a las ondas atmosféricas causa una desviación del estado de equilibrio radiativo, con un consiguiente cambio en el viento zonal que se reflejan en diversos fenómenos como por ejemplo la Oscilación Quasi Biental (QBO, e.g. Canziani y Holton, 1998) en el trópico o el calentamiento repentino en la estratosfera durante el invierno ártico (e.g.: Shepherd 2000). Es en este sentido que históricamente se ha sostenido la idea de que la troposfera es la que controla la estratosfera y por lo tanto el acoplamiento entre ambas capas nunca fue objeto de análisis. Sin embargo, como se describió anteriormente, la estratosfera no es en absoluto pasiva; de hecho son varios los mecanismos mediante los cuales la estratosfera influye sobre la región ATBE, y por lo tanto en el clima.

En la estratosfera, los efectos radiativos y químicos son generalmente estables, o en términos dinámicos, disipativos; esto significa que, en ausencia de cambios externos las ecuaciones no son caóticas, pero sin embargo colapsan en las soluciones de estados estables. En ausencia de forzantes dinámicos, la estratosfera estaría casi en equilibrio radiativo y fotoquímico, aunque con cierto retraso debido al ciclo estacional y los

procesos de relajación químicos. En contrapartida, las ecuaciones dinámicas tienen soluciones caóticas incluso bajo forzantes externos constantes. Por lo tanto, el forzante dinámico es el que produce en primera instancia la variabilidad interanual en la

estratosfera. No obstante, esta variabilidad no es sólo dinámica: la variabilidad química y radiativa deviene como respuesta a este mecanismo. La QBO es un ejemplo de ello. La estratosfera además puede ser perturbada químicamente o radiativamente. Este es el caso de erupciones volcánicas, cuyos aerosoles en la baja estratosfera tropical producen un calentamiento local, por lo que las masas de aire se ven empujadas hacia arriba. Sin embargo esta respuesta es transitoria ya que su efecto desaparece unos meses después.

1.2. Influencia de la Troposfera sobre la Estratosfera

En la sección previa se describió en general las diferentes formas en las que el sistema troposfera – estratosfera está acoplado. La influencia de la troposfera en la circulación estratosférica queda claramente expresada si nos remitimos en particular a las ondas de gravedad así como las planetarias (ondas de Rossby) excitadas en la troposfera extra tropical que se propagan penetrando en la estratosfera; al romperse producen un forzante en el flujo medio de la estratosfera. El resultado neto del quiebre de estas ondas y por lo tanto de este forzante, es un desplazamiento del flujo medio hacia el oeste, creando un desbalance o desequilibrio entre la fuerza de Coriolis (en los campos medios de viento) y el gradiente meridional de presión, lo cual conduce a un flujo extra tropical hacia los polos. Debido a la conservación de la masa, este flujo hacia los polos es compensado por un desplazamiento hacia arriba en los trópicos junto con otro en sentido contrario, en los polos. El desplazamiento hacia arriba en los trópicos está acompañado por una expansión y un enfriamiento adiabático que lleva a la temperatura a valores por debajo de la temperatura propia del equilibrio radiativo. En sentido contrario, el desplazamiento hacia abajo en los polos está acompañado por una compresión y calentamiento adiabático que lleva a la temperatura a valores superiores a los propios de equilibrio radiativo. Este “cambio” o “giro” en la circulación meridional es circulación de BD antes mencionada, y se muestra esquemáticamente en la Figura 1.4.

Sin embargo, el término circulación diabática, resulta algo confuso. Aunque la circulación meridional es acompañada por un calentamiento/enfriamiento radiativo, éste no es su origen (la circulación no está forzada por él). La circulación meridional es

más bien, una respuesta dinámica a las ondas de la estratosfera extra tropical que propagándose a través de ella causan estos patrones de calentamiento o enfriamiento radiativo. La actividad de las ondas estratosféricas y el forzante de ondas asociado, es mayor durante la época invernal. Este comportamiento puede ser explicado por la teoría lineal de ondas propuesta en primer lugar por Charney y Drazin (1961). Ellos demostraron que el viento asociado a esta circulación debería presentar ciertas condiciones para que las ondas planetarias se propaguen hacia arriba: este viento en principio debería tener dirección oeste, pero con una intensidad menor a un valor crítico. Este valor crítico depende de la longitud de onda de las ondas planetarias, por lo que sólo aquellas ondas con un valor de onda superior a este valor crítico, pero no mayor a 3 (Canziani y Legnani, 2003) se pueden propagar hacia arriba. Este criterio recibe el nombre de “*criterio de Charney-Drazin*” y sólo se da en ciertos periodos de invierno. La actividad de las ondas estratosféricas invernales es mayor en el Hemisferio Norte (HN) que en el Hemisferio Sur (HS), debido a la marcada asimetría termal que surge de la diferente distribución agua-tierra en ambos hemisferios.

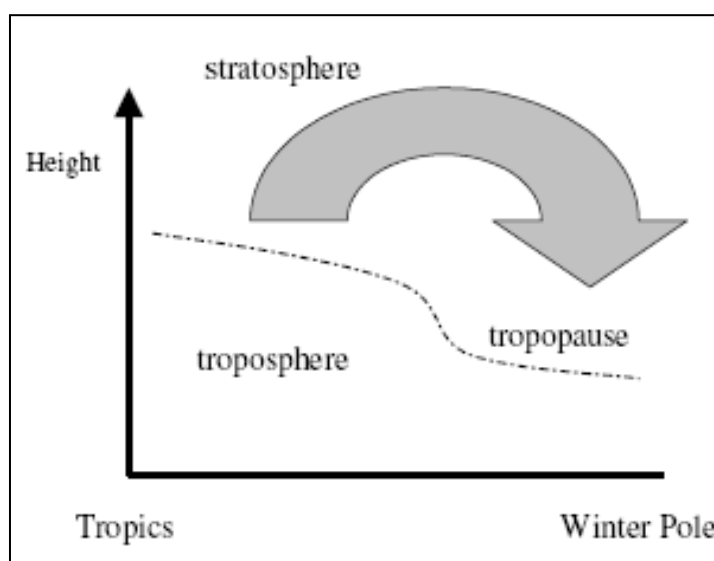


Figura 1.4. Representación esquemática de la circulación estratosférica de Brewer–Dobson, la cual es principalmente originada por el rompimiento de ondas en la troposfera

La ocurrencia del decrecimiento anual del ozono estratosférico sobre la Antártida desde 1980 (“agujero de ozono”, Farman et al., 1985) y la ausencia de tal agujero sobre el Ártico está también conectada a la actividad de ondas en la estratosfera. La actividad de estas ondas en el HS durante el invierno es menor que en el HN, causa por la cual

existe un menor transporte de calor hacia los polos y una menor temperatura invernal en la estratosfera antártica que en la ártica. La circulación de BD más débil en el HS, debida a un menor rompimiento de las ondas, está acompañada por una menor compresión y un calentamiento adiabático sobre la Antártida, lo cual contribuye a tener temperaturas más frías en la estratosfera antártica. Estas temperaturas tan bajas propician la formación de nubes polares estratosféricas con compuestos halógenos reactivos (e.g.: Cl_2 , HOCL) que son convertidos foto-químicamente en su forma activa. El forzante de ondas débil en el HS fortalece el vórtice polar, constituyendo así una barrera que aísla este aire químicamente modificado. Además, la circulación de BD más débil, transporta una menor cantidad de ozono hacia el polo. Durante la primavera, los componentes halógenos fotolizados en radicales (e.g.: CL Br reactivos), destruyen la mayor parte del ozono estratosférico, causando el denominado agujero de ozono en la Antártida. Más tarde, durante la primavera en el HS, el vórtice polar se rompe debido al cambio en el gradiente meridional de temperatura, permitiendo al aire polar con escaso ozono interactuar con el aire extra tropical rico en ozono. De esta forma el agujero de ozono se achica y con el calentamiento final se diluye.

1.3 Influencia de la Estratosfera sobre la Troposfera

En la sección anterior se discutió la influencia de las ondas troposféricas sobre la estratosfera. La idea de que los procesos estratosféricos influyan sobre la troposfera es un campo en el que hasta ahora se ha incursionado escasamente; sin embargo en los últimos años, ha adquirido mayor importancia. En este sentido, cabe destacar que existe bastante información observacional que confirma que las anomalías en la circulación estratosférica a menudo preceden a anomalías troposféricas similares. Uno de los primeros estudios que aportaron información relevante al respecto fue llevado a cabo por Quiroz (1977), quien notó ciertas anomalías asociadas al calentamiento repentino de la estratosfera durante enero de 1977, que llegó hasta la superficie terrestre. Kodera

et al. (1990) y Christiansen (2001) notaron pequeñas variaciones en la frecuencia de propagación del viento medio desde la alta estratosfera hasta la baja troposfera. Baldwin y Dunkerton (1999) mostraron que una apreciable anomalía estratosférica en el invierno del HN en el vórtice polar tiende a propagarse en semanas a la superficie. La influencia de la estratosfera en la troposfera, está además basada en diferentes análisis

de modelado atmosférico. Diferentes modelos han mostrado variaciones en las propagaciones hacia abajo (e.g., Holton y Mass, 1976); incluso en modelos más complejos de Circulación General (e.g., Christiansen ,2001). La estratosfera puede influir en la troposfera a través de mecanismos tanto radiativos como dinámicos. Los aerosoles provenientes de erupciones volcánicas disminuyen la cantidad de radiación solar incidente en la superficie terrestre, y la disminución del ozono estratosférico reduce la cantidad de radiación de ondas de longitud de onda larga que se propaga hacia abajo en la estratosfera, pero aumenta la radiación solar con longitud de onda corta que alcanza la superficie de la Tierra. Cambios radiativos asociados con cambios en la composición atmosférica (e.g., aumento en los gases de invernadero, aerosoles volcánicos, disminución de ozono) pueden inducir cambios en el viento estratosférico, los cuales a su vez influyen a través de mecanismos dinámicos, el campo de vientos troposférico (Shindell et al., 2001). Según Hartman et al. (2000), existen claramente tres mecanismos diferenciados por los que la estratosfera puede influir en la troposfera: (1) inducción de la vorticidad potencial, (2) interacción entre el flujo medio y las ondas que se propagan hacia arriba y (3) redistribución de la masa en la estratosfera. Las ondas estratosféricas (forzante estratosférico) que son el origen de estos tres mecanismos dinámicos antes mencionados, son en realidad producto, en última instancia, de la troposfera. Por ende, resultaría erróneo considerar que la estratosfera en realidad es la que “regula” principalmente la troposfera a través de procesos dinámicos. Sería más razonable considerar que, ondas de origen troposférico son filtradas y modificadas en su trayecto por la estratósfera tropical a extratropical, impactando en esta, y estos cambios estratosféricos a su vez modifican la troposfera en latitudes medias a altas.

1.4 Intercambio Estratosfera – Troposfera

En las secciones previas se describió el acoplamiento troposfera – estratosfera mediante los procesos dinámicos y radiativos. Las ondas atmosféricas pueden transportar información desde una parte de la atmósfera a otra sin que ello implique una

transferencia de masa. Sin embargo, el intercambio entre la troposfera y la estratosfera (ITE) puede producirse sólo por medio de un transporte de masa a través de la tropopausa. Es decir, el ITE ocurre en ambas direcciones e incluye transporte troposfera – estratosfera, como así estratosfera – troposfera, particularmente en las regiones extra tropicales.

El estudio del ITE es importante por diferentes razones. El transporte de algunas especies como algunos derivados de hidrocarburos saturados (CFC, Glosario) desde la tierra hasta la estratosfera se considera una de las causas principales del pérdida de ozono en la estratosfera, mientras que por ejemplo las emisiones de los aviones en la troposfera podrían llegar a tener un impacto sustancial en el clima y la composición atmosférica (IPCC; 1999). Desde el punto de vista más amplio, el ITE está controlado por la circulación BD (sección 1.2). Las ondas atmosféricas (actuando como forzantes) en la estratosfera extra tropical, en invierno, fuerzan una circulación hacia el polo y por lo tanto arrastran el aire troposférico de la tropopausa tropical hacia la estratosfera y empujan el aire estratosférico a través de la tropopausa extra tropical a la troposfera (Figura 1.4). Sin embargo a escalas menores, el ITE está principalmente dominado por intercambio de masas de aire que se ven facilitados por la presencia de procesos convectivos y/o de jets, donde la turbulencia provee condiciones para la discontinuidad de la VP (Shapiro, 1980). En estos casos se producen deformaciones de la tropopausa, que están asociadas a su vez, a situaciones de quiebre de la capa o *tropopausas múltiples* (Danielsen et al., 1970; Stohl, 2003; Bischoff et al., 2007) (Figura 1.5, 1.6). En la región denominada medio mundo (Sección 1., Figura 1.3) las líneas isentrópicas intersectan la tropopausa y el intercambio se produce adiabáticamente. El intercambio también puede ocurrir como resultado de la erosión de la tropopausa debido a nubes convectivas. La convección es acompañada por la liberación de calor latente que induce un fuerte calentamiento diabático. Estas erosiones han sido observados en procesos convectivos de mesoescala (Poulida et al., 1996; Rood et al., 1997).

Aunque los procesos de circulación de gran escala son los que determinan finalmente el transporte total de masa a través de la ATBS, sin embargo, los procesos de intercambio, a pequeña o media escala, influyen de manera notoria tanto la distribución espacial como temporal del transporte (Gettelman y Sobel, 2000).

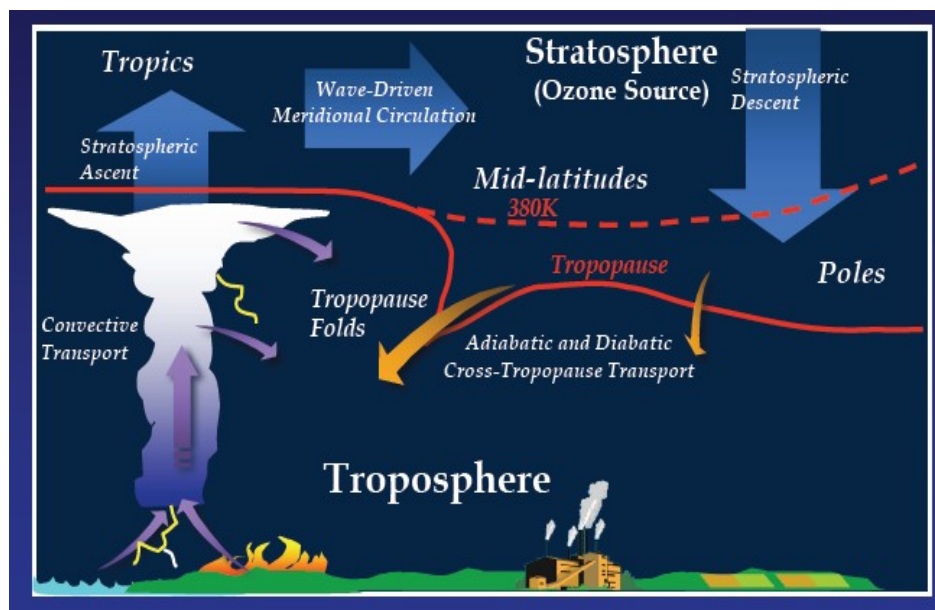


Figura 1.4. Representación esquemática del intercambio estratosfera – troposfera (ITE). En la figura se puede apreciar la altura media de la tropopausa y las principales formas de intercambio. NCAR, www.essl.ucar.edu/.../sp1/index.php.

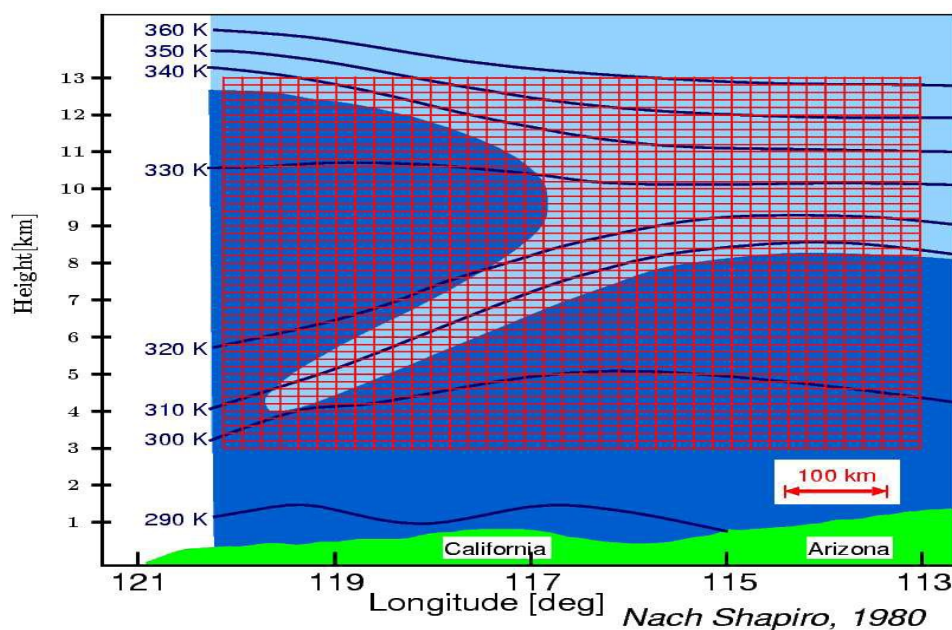


Figura 1.5. Corte transversal a través de un evento de quiebre de tropopausa. Shapiro, 1980

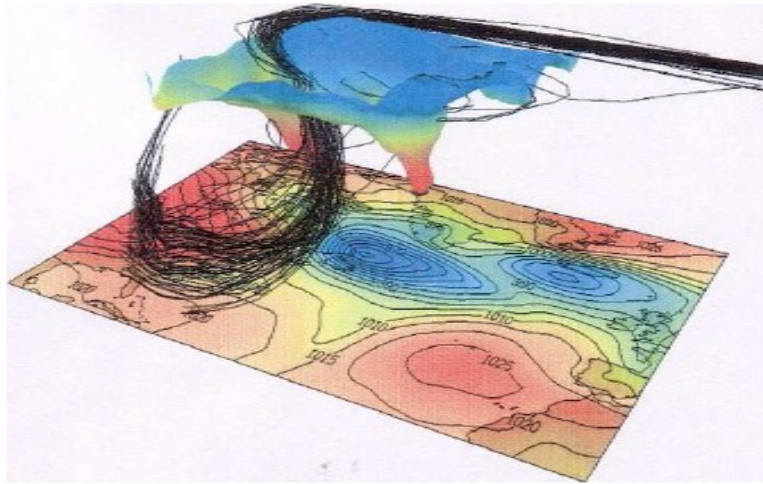


Figura 1.6. Ilustración de un evento de STE, donde se aprecia la deformación de la tropopausa en la alta troposfera. Stohl, 2003

1.5 Acoplamiento Estratosfera – Troposfera y Cambio Climático

En las secciones previas se ha abordado el tema de ITE con el objeto de resaltar su importancia para el entendimiento del clima actual. Sin embargo, este intercambio también resulta fundamental para el entendimiento del cambio climático. El cambio climático en la troposfera puede inducir cambios en el clima estratosférico, ya que al aumentar los gases de invernadero en la troposfera se altera el patrón de propagación de las ondas que rige la circulación estratosférica de BD. Rind et al. (1990) fue uno de los primeros en estudiar el efecto creciente del CO₂ en la estratosfera. Ellos advirtieron que la circulación de BD se potencia al aumentar las concentraciones de CO₂; resultados éstos que también fueron confirmados por estudios recientes de modelado como Butchart y Scaife (2001). El hecho de que la circulación de BD se refuerce podría tener diferentes consecuencias, algunas de las cuales podrían beneficiar la recuperación de la capa de ozono. En primer lugar, los CFC son transportados rápidamente a la estratosfera, luego de lo cual regresan a la troposfera, reduciendo así el período de residencia de los reservorios de cloro en la estratosfera, lo cual beneficia la recuperación de la capa de ozono (Butchart y Scaife, 2001).

Además un potenciamiento de la circulación de BD transportaría mayor cantidad de ozono desde las fuentes tropicales hacia los polos. Por último, el desplazamiento hacia abajo en los polos iría acompañado de una compresión y calentamiento adiabático, causando temperaturas más altas. En consecuencia, las temperaturas alcanzarían con menos frecuencia el umbral mínimo para el cual se forman nubes estratosféricas, causando una menor pérdida del ozono estratosférico. Se debería evaluar sin embargo cual sería el impacto de este proceso en la cantidad de ozono troposférico, que afecta la biosfera y es un poderoso gas de efecto invernadero.

1.6 Mecanismos de Intercambio Estratosfera – Troposfera, Troposfera - Estratosfera

De lo expuesto en las secciones previas, es evidente que en función del equilibrio dinámico-radiativo-químico de la atmósfera existen diferentes mecanismos de intercambio entre troposfera – estratosfera; por lo que detectar y cuantificar el ITE puede ser abordado desde diferentes puntos de vista, según el origen del intercambio y clase de equilibrio.

Los métodos utilizados para estimar el intercambio deben ser capaces de caracterizar el movimiento de flujo de masas de aire en la región de intercambio así como en la tropopausa para escalas en las cuales los procesos físicos y químicos actúan; de lo contrario es posible que ambos movimientos sean subestimados. Además, si estos modelos pretenden caracterizar el ITE a escala global, deben poder ser aplicados a datos meteorológicos globales con una resolución sinóptica similar a la de los reanálisis. Dadas estas condiciones, es posible caracterizar los métodos de análisis, así como cualificar y cuantificar el ITE en diferentes categorías. Las principales podrían definirse como las siguientes:

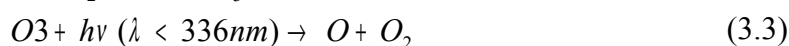
(1) En primer lugar, dado el papel fundamental de la región ATBE, el estudio del *comportamiento de la tropopausa* es uno de los mecanismos principales para el estudio del ITE. Esto implica el análisis de parámetros característicos de la capa como la altura, temperatura, variabilidad estacional, tanto como los eventos de deformación y quiebre de tropopausa que da lugar a eventos con múltiple tropopausa. La variación del

comportamiento de la tropopausa ha sido objeto de análisis desde hace décadas. Con la expansión global de los radiosondeos (1957 – 1958), ha sido posible una cobertura casi

global de la alta troposfera – baja estratosfera con periodicidades diarias (Bischoff et al., 2007). Por otro lado, la aparición de sensores como el Microwave Sounding Unit (MSU) a bordo de satélites ha permitido un relevamiento de perfiles de temperatura hasta los 100 hPa, nivel aunque de baja resolución vertical, que puede ser comparado a la presión de la tropopausa tropical (Smith et al., 1979; Spencer et al., 1990). Más recientemente la explotación de perfiles de temperatura provenientes de la técnica de sensado remoto (GPS) han provisto una inspección general del comportamiento de las temperaturas en la ATBE (Kursinski, 1997) y por ende de la región ATBE. Hoinka, a partir de la década del 90 (1997, 1998 y 1999) utilizó para el análisis de parámetros atmosféricos, tropopausa incluida, productos de reanálisis del European Center for Medium Range Weather Forecasting (ECMWF) así como Nielsen – Gammon (2001) reanálisis procedentes del National Center for Environmental Prediction (NCEP). En la actualidad los productos de reanálisis proveen con una exactitud relativa, una información de amplio espectro.

(2) Desde el punto de vista químico y considerando que la región ATBE está caracterizada por la mezcla turbulenta de masas de aire con distintas composiciones según su origen troposférico o estratosférico, el ITE puede ser analizado a través del *transporte de gases traza*. Mientras que el intercambio entre troposfera y estratosfera podría considerarse controlado por la circulación de BD a grandes escalas, dos clases de mecanismos de intercambio pueden describirse para escalas sinópticas y sub-sinópticas con consecuencias muy importantes para las especies químicas. Las perturbaciones a escalas sinópticas generalmente proveen aire de la tropopausa a la alta troposfera, creando de esta forma un marcado contraste entre la tropopausa y su entorno; i.e., la región ATBE. Si la vida útil de los gases constituyentes de la atmósfera es mayor que el tiempo en el que se realiza el transporte e intercambio de los mismos, su distribución es determinada principalmente por la dinámica. Estos gases se denominan gases traza o simplemente trazadores. La atmósfera terrestre está compuesta principalmente de nitrógeno (78.1 % en volumen), y oxígeno (20.9% en volumen), los cuales son bastante pasivos radiativamente. Otros gases constituyen sólo el 1% del volumen de la atmósfera. No obstante, algunos de estos gases, como el ozono y el vapor de agua, son muy activos en cuanto a la radiación se refiere, y por ende muy importantes para el clima del planeta. El balance radiativo fuerza la temperatura del aire

y consecuentemente la circulación de la atmósfera media. Tanto el ozono como el vapor de agua están distribuidos en forma no uniforme en la atmósfera. La Figura 1.7 muestra una distribución vertical típica ozono y vapor de agua (unidades: relación de mezcla en partes por millón en volumen). Aproximadamente alrededor del 90% del ozono atmosférico está contenido en la estratosfera y su proporción es en cantidad, una o dos órdenes de magnitud mayor que la contenida en la troposfera. En la estratosfera, el ozono es producido por la fotodisociación del oxígeno por la radiación ultravioleta. Las reacciones fotoquímicas naturales por las cuales se produce o destruye el ozono en la estratosfera son conocidas como en Ciclo de Chapman (Chapman, 1930):



La producción de ozono está determinada por la reacción (3.1), seguida casi inmediatamente por la reacción (3.2). El ozono se produce en mayor cantidad en la alta estratosfera tropical, que es una fuente principal de producción. La reacción (3.3) convierte la molécula de ozono nuevamente en átomo de oxígeno. Ya que la reacción (3.2) es muy rápida, el ozono y oxígeno son interconvertidos rápidamente. La reacción (3.4) representa la pérdida del ozono. Esta reacción es lenta y la cantidad de ozono que se prevé para los trópicos es muy alta comparada con las observaciones. Por este motivo, la teoría de Chapman fue modificada para incluir la pérdida de ozono por reacciones catalíticas con el hidrógeno (Hampson, 1965), nitrógeno (Crutzen, 1969) y óxidos de halógeno (Stolarski y Cicerone, 1974; Molina y Rowland, 1974). La teoría de Chapman también predice valores muy bajos comparados con los observados, para latitudes medias y altas. Este desacuerdo entre Chapman y las observaciones se puede resolver si los procesos de transporte son tenidos en cuenta.

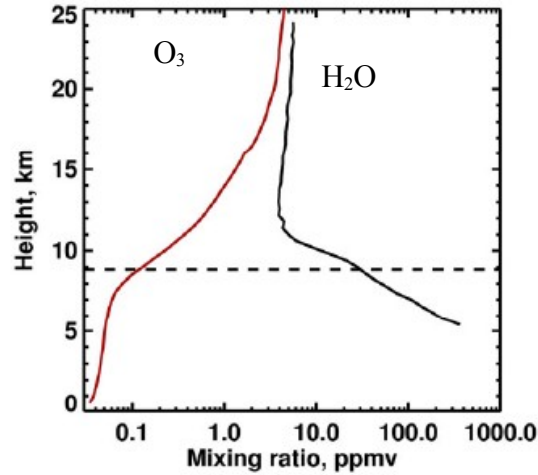


Figura 1.7 Perfil característico del ozono y vapor de agua.

La primera fuente de vapor de agua en la atmósfera es la evaporación desde la superficie. La capacidad del aire de acumular agua aumenta con la temperatura, de acuerdo a la ecuación de Clausius-Calyperon (Andrews, 2000):

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{Le_s}{R_v T^2} \quad (3.5)$$

Donde es e_s la presión de saturación de vapor, T es la temperatura del aire, L es el calor latente de vaporización por unidad de masa y R_v es la constante específica del gas para el vapor de agua. Ya que la temperatura del aire decrece rápidamente con la altitud en la troposfera, la mayor cantidad de agua de la atmósfera está contenida en la troposfera. En esta capa de la atmósfera donde predomina el equilibrio radiativo, la inestabilidad viene aparejada a procesos convectivos. Los desplazamientos verticales son esenciales para el mantenimiento del equilibrio radiativo-convectivo. Las observaciones de la estratosfera muestran en contraposición, que la capa es significativamente más seca que la troposfera (Brewer, 1949). Esto se debe al hecho de que el aire penetra en la estratosfera principalmente desde los trópicos y pasa por la tropopausa de punto frío tropical donde la mayor parte del vapor de agua se condensa y se convierte en precipitaciones. La condensación depende claramente de la temperatura de la tropopausa y por lo tanto los efectos de variación estacional sobre ella, afectan

directamente la cantidad de vapor de agua. Además de la superficie terrestre, el vapor de agua se produce por medio de reacciones químicas en la atmósfera. En la troposfera, estas contribuciones son despreciables, pero en la estratosfera seca, la oxidación de metano contribuye significativamente a la cantidad de vapor de agua. La producción de vapor de agua por oxidación de metano es una función de la altitud y la latitud, pero generalmente la oxidación de cada molécula de metano da como resultado dos moléculas de vapor de agua (Jones et al., 1986; SPARC, 2000). En la baja estratosfera – alta troposfera, el transporte desempeña un rol importante para la distribución del vapor de agua y el ozono. El transporte contribuye fuertemente en la variabilidad estacional de ambas cantidades. En la tropopausa, donde los gradientes verticales se aprecian fuertemente tanto para el ozono como para el vapor de agua, el transporte y mezcla de la especie causa una variabilidad considerable sobre todo en escalas sinópticas.

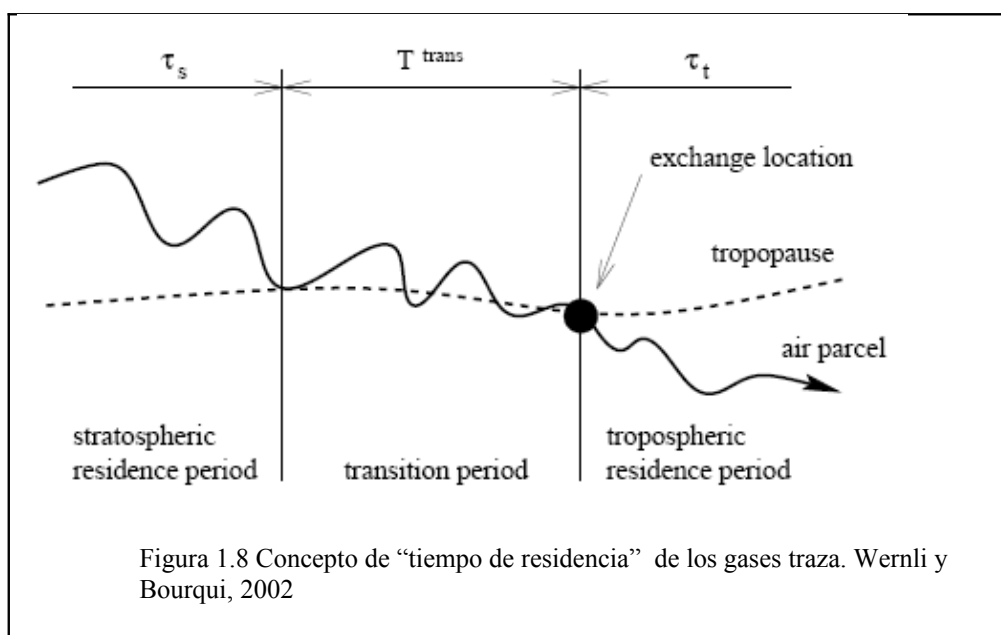
Por ende, el monitoreo del comportamiento de ambos gradientes provee un claro indicio cuando no, una cuantificación, de los procesos de transporte para eventos situados en un particular rango de latitud – longitud.

(3) Relacionado con los gases traza, el vapor de agua es uno de los más importantes gases de efecto invernadero. Estudios recientes en OMM (2003) muestran que las perturbaciones de ozono se ven amplificadas en la región ATBE como consecuencia de procesos relacionados con el vapor de agua. Cualquier aumento en el vapor de agua estratosférico podría implicar aumentos en la cantidad de radicales HO_x y consecuentemente un decremento en el ozono. Por lo tanto el análisis de los procesos de transporte e intercambio en la región ATBE deben considerarse teniendo en cuenta los ciclos de vapor de agua. El transporte vertical entre las capas atmosféricas a escalas sinópticas que contribuye directamente al intercambio troposfera – estratosfera, puede ser dividido en dos clases; i.e., el transporte convectivo debido al calor latente y el transporte radiativo debido al calentamiento o enfriamiento radiativo (Corti et al. 2005). Esta clasificación se debe al hecho de que el calor latente es el principal forzante en la nubosidad baja, mientras que para altitudes altas, cercanas a la tropopausa, la radiación es el elemento dominante para el transporte isentrópico. La convección es un mecanismo indiscutido para el transporte vertical en los trópicos; sin embargo en la región extra tropical, los mecanismos de intercambio están generalmente relacionados más directamente con el transporte radiativo. No obstante, localmente los procesos convectivos (en los trópicos) y baroclínicos (en la región extra tropical) influyen directamente. Es en este último punto donde los cirrus aparecen como formaciones

principales en el transporte vertical del vapor de agua. Los cirrus, definidos como nubes situadas en la alta troposfera, están compuesta principalmente por diversas clases de cristales de agua y aerosoles. Existen varias clasificaciones de cirrus dependiendo de los elementos diferenciadores a utilizar. Si la variable a analizar es la altura (geopotencial), es posible distinguir cirrus de la tropopausa para los cuales el tope de la nube está alineado a la tropopausa, y por tanto podrían ser definidos también como trazadores de la tropopausa. Los cirrus son nubes con componentes muy activos en el balance radiativo de la atmósfera terrestre, pero además podrían participar en el transporte de gases traza cuando las condiciones meteorológicas están caracterizadas por procesos baroclínicos o jets. Bajo estas circunstancias la tropopausa sufre un quiebre (dando lugar a eventos de múltiple tropopausa) que en ocasiones está acompañado por el quiebre de los cirrus cercanos a ella. Dada la cantidad de vapor de agua contenida en estas nubes, la intrusión de los cirrus en la estratosfera podría conllevar intrusiones de vapor de agua en la estratosfera. Este mecanismo de intercambio, posible gracias al fuerte gradiente de presión entre troposfera y estratosfera, privilegiaría procesos de sublimación frente a un equilibrio radiativo en las vecindades de la tropopausa, produciendo un traslado transitorio o permanente de vapor de agua de origen troposférico en la estratosfera. Transcurridos las condiciones baroclínicas que originan el fenómeno, las masas de aire pueden retornar o no a su lugar de origen y, en consecuencia dan lugar a una posible hidratación (deshidratación) de la estratosfera. Las *observaciones de los cirrus* entonces resultan de mucho interés tanto en los procesos de intercambio como dentro del balance radiativo de la atmósfera terrestre.

(4) El intercambio ITE entre masas de aire puede ser analizado siguiendo el recorrido de las parcelas de aire temporal y espacialmente. Esta descripción espacio-temporal recibe el nombre de trayectorias lagrangianas. En el año 2002 Wernli y Bourqui introdujeron el método de *trayectorias lagrangianas* con las correspondientes parametrizaciones físicas (e.g. Gray, 2003; Roelofs et al., 1997). En este trabajo se introdujo adicionalmente el concepto de “tiempo de residencia” de los gases traza en cada capa de la atmósfera (Figura 1.8). Este método, basado en la representación del flujo por medio de trayectorias tridimensionales, está forzado por los campos de vientos del reanálisis del ECMWF. En este caso los eventos de intercambio son seleccionados a

partir de trayectorias que parten de la zona de intercambio, ya sea en la alta troposfera como en la estratosfera baja, al mismo tiempo que cruzan la tropopausa para un dado lapso de tiempo. Estas trayectorias basadas en el método lagrangiano fueron a su vez analizadas y verificadas por medio de intercomparaciones en eventos seleccionados, particularmente en Europa (Stohl et al., 2003; Meloen et al., 2003; Cristofanelli et al., 2003). Como consecuencia de esta intercomparación, se llegó a la conclusión de que las investigaciones basadas exclusivamente en modelos de transporte con trayectorias lagrangianas, caracterizan muy bien los intercambios, aunque presentan cierta tendencia a la subestimación cuando se trata de transporte de gran escala. En este caso, las trayectorias son capaces de capturar bien el intercambio, pero no pueden caracterizar apropiadamente los procesos de difusión y turbulentos. Con el objetivo de parametrizar correctamente los procesos turbulentos y/o difusivos, surgieron como complemento a las trayectorias los modelos de dispersión de partículas. No obstante las limitaciones, las trayectorias cuando son basadas en un número limitado de eventos y para escalas regionales o más acotadas, determinan con bastante exactitud los fenómenos de transporte y proveen una estimación cuantitativa significativa, que a los fines prácticos, puede ser considerada muy realista.



1.7 Desarrollo de la Tesis

Como fue mencionado en la Introducción, el presente trabajo tiene como objetivo el análisis de procesos de intercambio entre la alta troposfera y la baja estratosfera sobre Buenos Aires, particularmente sobre la estación Ezeiza (EZE, código 87576) durante el período 2001 -2006. El estudio de los procesos de intercambio está enfocado desde los diferentes mecanismos citados en la sección anterior. En el transcurso del escrito, la región ATBE fue analizada teniendo en cuenta los diferentes procesos de intercambio involucrados tanto en la dinámica así como en los balances radiativos y químicos, los cuales fueron desarrollados a lo largo de los capítulos subsiguientes, cada uno de los cuales contiene una introducción al tema específico, desarrollo y resultados así como una breve conclusión. En forma sucinta, la tesis está desarrollada de la siguiente manera:

- ❑ Capítulo 2: Estudio y monitoreo de la tropopausa y su comportamiento por medio de perfiles de temperatura obtenidos a partir de reanálisis ECMWF de baja resolución y sensado remoto a través de los satélites SAC-C y CHAMP del sistema posicionamiento global (GPS) comparados con radiosondeos disponibles en la base de datos del Department of Atmospheric Sciences, College of Engineering, University of Wyoming, considerados como referencia.
- ❑ Capítulo 3: Estudio de los cirrus de la tropopausa mediante el sistema lidar como fuente alternativa de monitoreo de la tropopausa y caracterización de las propiedades ópticas y geométricas de los mismos sobre Buenos Aires, como caso de estudio de cirrus en latitudes medias
- ❑ Capítulo 4: A partir del monitoreo y evolución temporal de los cirrus como trazadores de la tropopausa, el capítulo analiza el desplazamiento espacio - temporal de las masas de aire por medio de trayectorias lagrangianas, tomando como puntos de partida la altura de la tropopausa, base y tope de los cirrus de la tropopausa. El estudio de las trayectorias se realiza por medio del desarrollo del modelo híbrido cuasi tridimensional *Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory* (HYSPLIT) del Air

Resources Laboratory (ARL) del National Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA).

- Capítulo 5: Estudio de eventos de intercambio de gases traza como el O_3 y el vapor de agua sobre la tropopausa en EZE, con datos de reanálisis obtenidos del NCEP, imágenes satelitales de alta resolución del International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP), del National Aeronautics and Space Administration (NASA) y del Jet Propulsion Laboratory (JPL)
- Capítulo 6: Finalmente se reserva la totalidad de este capítulo para las conclusiones y se plantean posibles pautas para seguir en futuras líneas de investigación.

Capítulo 2

El presente capítulo pretende validar la técnica del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) para obtener y caracterizar eventos de tropopausa simple y múltiple en Buenos Aires, más específicamente en la estación Ezeiza (EZE; 87576) para el período 2001-2003 como fuente de datos alternativa a los radiosondeos y productos de reanálisis. A partir de los niveles significativos de los radiosondeos (RS) tomados como datos de referencia, se compararon los perfiles de temperatura derivados de los sensores a bordo de los satélites CHAMP y SAC-C así como con los productos de reanálisis de baja resolución del European Centre for Medium Range Weather Forecast (ECMWF).

Estudio de la Tropopausa

2.1 Introducción

Importancia del estudio de la tropopausa

De acuerdo a lo expresado en la Introducción, la tropopausa es una capa de transición en la cual la estabilidad estática de la atmósfera sufre un cambio discontinuo, pasando de la baja estabilidad asociada a la rápida mezcla vertical en la troposfera a la alta estabilidad asociada con el lento transporte vertical en la estratosfera (Holton et al., 1995). El conocimiento y determinación de su altura en forma precisa es un tema de gran importancia. Esta información resulta especialmente importante para realizar mediciones in situ o remotas de aerosoles o gases traza. La caracterización de la tropopausa resulta de particular importancia en la zona donde se desarrolla el jet subtropical ya que, por medio de ella se produce el intercambio de masa, agua y gases traza entre la troposfera-estratosfera (ITE) (Pan et al., 2004). En los últimos años estudios recientes han propuesto la posibilidad de la utilización de parámetros de la tropopausa como indicadores del cambio climático, atribuyendo variaciones en los mismos a una combinación de efectos naturales y antropogénicos (Santer et al., 2003a, b, 2004; Sausen y Santer, 2003). Dichos estudios están basados en productos de reanálisis y modelos climáticos.

Sausen y Santer (2003) remarcen la excepcional condición de la altura de la tropopausa para ser utilizada con este objetivo, ya que tiene la propiedad de actuar como filtro natural eliminando la mayor parte de la variabilidad natural asociada con el fenómeno de El Niño (ENSO) (Trenberth et al, 1997) que hace que la interpretación de los cambios en la temperatura superficial y troposférica sea difícil. Un factor adicional que hace que el conocimiento de la altura de la tropopausa sea un análisis importante es su relación con las tendencias del ozono estratosférico. Forster y Tourpali (2001) relacionaron aumentos en la altura de la tropopausa del Hemisferio Norte (HN) con la disminución en la concentración de ozono estratosférico y por tanto con su influencia sobre el balance radiativo. Steinbrecht et al. (1998) formularon dos hipótesis que destacan la importancia de las variaciones en la altura de la tropopausa con respecto a las variaciones en la concentración del ozono estratosférico. La primera se basa en la

posibilidad de un aumento de la altura de la tropopausa debido a un calentamiento troposférico, lo que conllevaría una elevación del ozono localizado en la baja estratosfera y por consiguiente un aumento de su destrucción fotoquímica. Esto podría observarse en los resultados de los modelos climáticos que suelen ser más sensibles a variaciones en la concentración de ozono de la baja estratosfera, debidas a procesos fotoquímicos, y por lo tanto al enfriamiento de la baja estratosfera (segunda hipótesis). Canziani et al. (2008) han estudiado la relación entre el comportamiento de la tropopausa y la capa de ozono sobre latitudes medias del hemisferio sur. El trabajo remarca que, cambios de largo plazo observados en la tropopausa y la distribución espacial de la columna de ozono total son debidos a cambios en la actividad baroclínica en troposfera durante el invierno, mientras que en primavera los cambios observados corresponden a cambios en los patrones de onda planetaria estacionaria en la estratosfera.

Otra variable de suma importancia para el ITE relacionada con el estudio de la tropopausa es el vapor de agua. Es aceptado que la mayor parte del vapor de agua que llega a la estratosfera lo hace a través de la tropopausa tropical, siendo por lo tanto el conocimiento de las condiciones de la tropopausa tropical de gran importancia a la hora de conocer el estado de este gas en la estratosfera (Hoinka, 1999).

La literatura reciente relacionada con el estudio de la tropopausa señala también que la estructura de la tropopausa extratropical se ve significativamente influida por procesos baroclínicos (Egger, 1995; Haynes y Shepherd., 2001; Thuburn y Craig, 1997). Dichos ajustes baroclínicos consisten en mantener el estado atmosférico medio cercano al de estabilidad neutra cuando los forzamientos a gran escala tienden a un estado medio de inestabilidad baroclínica. Las superficies de temperatura potencial donde θ varía entre 300K y 340K se dan en la troposfera para latitudes bajas, mientras que en latitudes altas se observan en la estratosfera. Los análisis de vorticidad potencial de estas superficies isentrópicas muestran que en la tropopausa extratropical se pueden desarrollar vaguadas y procesos de aislamiento de la circulación mediante la acción de perturbaciones baroclínicas internas. Estas circunvoluciones transportan aire de alta o baja vorticidad potencial respectivamente hacia el Ecuador o los polos. Este proceso extrae aire de alta vorticidad potencial del eje del vórtice polar estratosférico, debilitando la transición al aire de baja vorticidad potencial en la alta troposfera subtropical, dando lugar a una tropopausa más fina. Held (1982) propuso una teoría basada en la relación entre la tasa de decrecimiento y la altura de la tropopausa que depende de un ajuste convectivo de

humedad en los trópicos (restricción radiativa) y del supuesto que la actividad de los procesos baroclínicos eliminan el gradiente meridional de vorticidad potencial en la baja troposfera extratropical (restricción dinámica). El resultado es una tropopausa bastante similar a la observada. En forma más sencilla: las perturbaciones baroclínicas transportan calor meridional y verticalmente, modificando por lo tanto la estructura media vertical de la troposfera extratropical, y consecuentemente la altura de la tropopausa extratropical.

Lindzen (1993) postuló una estabilización de la circulación si el gradiente de la temperatura superficial es constante. Teniendo en cuenta la longitud de onda característica de una onda baroclínica inestable derivada de la estructura de la corriente en chorro, conjuntamente con la condición de onda baroclínica marginalmente estable y la frecuencia de Brunt-Väisälä, se tendrá una altura de la tropopausa similar a la de las observaciones. La teoría de Lindzen ha sido extendida por Bordi et al. (2004).

Ambaum (1997) considera que la tropopausa extratropical se establece mediante un equilibrio dinámico entre el calentamiento no adiabático y el debilitamiento del vórtice. También sugiere que en latitudes medias la orografía ejerce cierta influencia reforzando los gradientes meridionales de vorticidad potencial. En latitudes altas el movimiento vertical es generalmente débil en la troposfera y en invierno la subsidencia tiende a producir una pérdida de calor en el balance radiativo. Por tanto la tropopausa polar no está bien desarrollada ni definida en los perfiles de temperatura. Gabriel et al. (1999) usando un modelo de dos dimensiones observaron una estabilización de la troposfera y una elevación de la tropopausa en extratropicos, lo cual coincide con las hipótesis formuladas por Egger (1995). Utilizando este modelo se llegó a la conclusión de la existencia de una fuerte dependencia de la altura de la tropopausa con respecto a la intensidad de la circulación estratosférica. Barry y Carleton (2001) analizaron en profundidad la tropopausa. En función de la definición térmica de la tropopausa (OMM, 1957), ésta se encuentra en torno a los 17-18 km en bajas latitudes, 12 km en latitudes medias y 9 km en latitudes altas. El cambio en la altitud se produce en asociación con las zonas frontales polares y subtropicales, pudiendo darse de igual modo pliegues de la tropopausa en esas zonas (Defant y Taba, 1957). La altura de la tropopausa está sujeta también a cambios estacionales. Nagurny (1998) realizó un estudio basándose en los sondeos de una estación a la deriva para el período 1954-91 observando que sobre el centro del Océano Ártico la tropopausa es más baja en abril (entre 8,5 km y 11 km) y más alta en agosto (9,5-11,5 km), con un mínimo secundario

en noviembre y un máximo secundario en diciembre-enero. Se puede considerar que la tropopausa actúa como una especie de barrera para el movimiento vertical en la troposfera.

Thuburn y Craig (1997) usaron un modelo climático global de 33 niveles para estudiar la sensibilidad de la altura de la tropopausa a variaciones en parámetros externos. Los resultados obtenidos muestran que la altura de la tropopausa tiene una fuerte dependencia de la temperatura en superficie que provoca variaciones en la distribución de humedad y consecuentemente en los efectos radiativos, siendo menos sensible a cambios en la distribución de ozono o variaciones en la rotación terrestre. Además las simulaciones que llevaron a cabo de dos tipos de ajuste baroclínico no mostraron relación con la altura de la tropopausa. En un trabajo posterior Thuburn y Craig (2000), al estudiar la variación de la tropopausa a través de un modelo climático empleando diferentes esquemas radiativos, mostraron la influencia sobre la temperatura y el balance radiativo a la altura de la misma.

Hoinka (1998) realizó un estudio sobre la altura de la tropopausa llevado a cabo en términos de presión. A partir de este análisis se mostró que la tropopausa en el HS es predominantemente zonal, mientras en el HN se observa un patrón de ondas planetarias con longitudes de onda entre dos y cuatro, debido a los continentes. Sobre ambos hemisferios los gradientes meridionales más fuertes en la presión de la tropopausa se dan entre 20° y 40° de latitud. Otro resultado obtenido por Hoinka (1998) fue la existencia de fuertes desviaciones estándar en la presión de la tropopausa para las zonas de trayectorias de las borrascas extratropicales en el Pacífico y Atlántico. En 1999, Hoinka, tras un exhaustivo estudio de estadísticas de la tropopausa global llegó a la conclusión de que las variaciones meridionales y zonales de la altura y temperatura de la tropopausa reflejan la estructura global de los jets. Asimismo demostró que la altura de la tropopausa media global se encuentra correlacionada positivamente con su temperatura. Es relevante el hecho de que no detectase tendencias globales en la altura o temperatura de la tropopausa, mientras sí se puede observar una disminución de la razón de mezcla de vapor de agua en la tropopausa de un 10% por década, siendo ésta especialmente notable sobre el Ártico y la Antártida.

2.2 Sistema de Posicionamiento Global (GPS)

El concepto de ocultación proviene de las experiencias de ocultación planetaria, donde las mediciones de la señal retardada de tiempo de un móvil espacial oculto detrás de un planeta, vista desde la tierra, se usa para inferir propiedades de la atmósfera de ese planeta (Fjeldbo et al., 1971). Varios instrumentos de ocultación, como por ejemplo el sensor HALOE, en el satélite UARS, utilizaron la luz solar como fuente de radiación.

El método de radio ocultación se basa en la transiluminación de la atmósfera terrestre con ondas de radio emitidas desde el espacio por un transmisor *GPS* y recibidas por un receptor localizado en la órbita baja de la tierra (LEO).

En una ocultación las ondas de radio entre el transmisor y el receptor, ambos orbitando, atraviesan la atmósfera terrestre y sufren una refracción primaria por el gradiente vertical de la refractividad atmosférica. Cada ocultación produce un perfil de refractividad a partir de los 50 km de altitud de la superficie.

Al utilizar múltiples transmisores como fuentes en lugar del sol, se amplía drásticamente la cobertura y densidad de observaciones.

Combinando el gas ideal y la ecuación de equilibrio hidrostática, los perfiles de refractividad se pueden convertir en perfiles de temperatura y presión en regiones donde el vapor de agua es despreciable como la alta troposfera y la atmósfera media.

En la media y baja troposfera el vapor de agua hace una significativa contribución y existen varias causas por las cuales se dificulta el rastreo de la señal; éstas causas desembocan en efectos que incluyen una atenuación de la señal debido a la mala focalización, centelleo de la señal de amplitud y fase debido a la difracción y la propagación en diferentes caminos provocado por el agudo gradiente horizontal de la refractividad, por lo que la ecuación hidrostática resulta insuficiente para resolver los perfiles de temperatura y presión.

Los valores procedentes de las radio-ocultaciones (RO) de la atmósfera terrestre, gracias a la constelación de satélites transmisores, pueden alcanzar aproximadamente los 500 perfiles diarios.

Para que una ocultación sea considerada exitosa debe pasar por tres etapas:

- (1) calibración, donde el retardo de la señal inducida en la ocultación es aislada,
- (2) restauración, donde la señal es convertida en parámetro atmosférico y

(3) control de calidad, donde los valores obtenidos son chequeados bajo las condiciones físicas.

El máximo número de ocultaciones exitosas, de ambos satélites, alcanzado es de cerca de 3000 por semana.

La alta resolución vertical viene dada por la geometría del sondeo “limb” (Houghton et al., 1984) está limitada en la práctica por los efectos de difracción en aproximadamente 1 km en el limb o más abajo del camino del rayo. La precisión depende de la exactitud de la medida del salto Doppler en la frecuencia.

2.2.1 Nociones sobre la técnica de ocultación

El *GPS* consiste en una constelación de 29 satélites distribuidos en seis órbitas planas alrededor del globo. Cada satélite posee una órbita circular con una inclinación de aproximadamente 55° , un período de 12 horas y una altitud de 26500 km.

Una representación esquemática de la obtención de los perfiles por medio de *GPS*, usando un receptor en LEO, se muestra en la Figura 2.1.

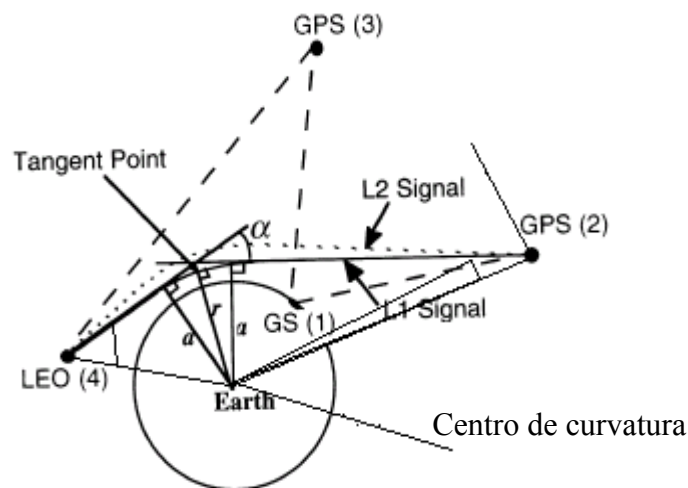


Figura 2.1. Ocultación *GPS* y órbita LEO, donde se definen variables para la derivación de el ángulo de inflexión α y a del salto Doppler, posición de la nave y velocidad. [Kursinki et al., 1997]

Desde el punto de vista del receptor, una ocultación ocurre cuando un satélite *GPS* se eleva o posiciona detrás de la Tierra y el rayo de su transmisor atraviesa la atmósfera terrestre en forma tangente o “limb”

Con 29 satélites, cada receptor *GPS* cercano a la órbita polar a 800 km, observará aproximadamente 500 ocultaciones por día distribuidas uniformemente por el globo.

La distribución horizontal de la cobertura depende de la inclinación y el período de la órbita del satélite en LEO.

Desde el punto de vista de la óptica geométrica, un rayo que pasa a través de la atmósfera terrestre se refracta según la Ley de Snell debido al gradiente vertical de la densidad y de ahí se puede deducir el índice de refracción.

El efecto total de la atmósfera en el rayo, puede ser caracterizado por un ángulo de inflexión α , un parámetro de impacto a y un radio tangente r_t definidos en la Figura 2.1. Las RO se realizan en modo limb, donde el barrido vertical proviene del movimiento relativo entre los satélites de *GPS* y LEO.

Durante una ocultación, ya que el rayo asciende y desciende a través de la atmósfera, la variación de α con r o a depende primeramente del perfil vertical del índice de refracción atmosférico. Este perfil puede ser mejorado midiendo α en función de a durante la ocultación, bajo la hipótesis de que existe simetría esférica.

La dependencia temporal de α y de a durante una ocultación se puede obtener midiendo exactamente el salto Doppler de la frecuencia de la señal del transmisor al llegar al receptor. La frecuencia se obtiene de la derivada temporal de la fase de la señal medida por el receptor.

El salto Doppler se determina por proyección de la velocidad de la nave sobre el camino del rayo en el transmisor y receptor, por lo que la inflexión atmosférica contribuye a la medida del salto.

Los datos de los transmisores *GPS* pueden utilizarse para determinar la posición y velocidad de los satélites *GPS* y LEO y para calcular el salto Doppler esperado en ausencia de inflexión. La contribución atmosférica al salto Doppler, proveniente de sustraer el salto esperado de la medida del salto, puede ser combinada con la posición del satélite y la velocidad para estimar α y a .

La exactitud de los perfiles de refractividad depende de la exactitud de las estimaciones de α y a , las cuales a su vez dependen de la buena medida de la fase de la señal del transmisor y la posición y velocidad del satélite en función del tiempo.

Cada satélite *GPS* transmite continuamente señales circularmente polarizadas a frecuencias de dos bandas L_1 ($f_1 = 1575.42$ MHz) y L_2 ($f_2 = 1227.60$ MHz) correspondientes a longitudes de ondas de 19.0 cm y 24.4 cm respectivamente.

Para darle uso a estas señales provenientes tanto de L_1 como L_2 , el receptor *GPS* operando en LEO debe ser capaz de medir tanto la fase como la amplitud de ambas señales. La comparación de las fases obtenidas de L_1 y L_2 forman la base para la obtención de α .

2.2.2 Angulo de Inflexión e índice de refractividad.

En una primera aproximación geométrica a la propagación de ondas electromagnéticas, el camino del rayo que pasa a través de una región con índice de refractividad variable, puede ser determinado en general por el principio de Fermat, y localmente por la ley de Snell. En el caso más general no es posible restaurar la variación tridimensional del índice de refractividad n de las medidas de α como función de a durante una ocultación. Sin embargo cuando el rayo atraviesa la atmósfera en forma limb tiene una dependencia muy fuerte del gradiente vertical de la densidad, considerándose que a primer orden el gradiente de n es radial y el campo posee simetría esférica, de forma tal que el ángulo de inflexión se puede expresar como

$$\alpha(a) = 2 \int_{r_t}^{\infty} d\alpha = 2a \int_{r_t}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{r^2 n^2 - a^2}} \frac{d \ln(n)}{dr} dr \quad (2.1)$$

Donde r es la distancia desde el centro de la curvatura y la integral es sobre la porción de la atmósfera alrededor de r_t .

La ecuación (2.1), además de calcular $\alpha(a)$ en función de $n(r)$, puede ser invertida usando una transformación Abelian para expresar $n(r)$ en términos de α y a (Fjeldbo et al.; 1971)

A partir de esta transformación obtenemos

$$n(r) = \text{Exp} \left[\frac{1}{\pi} \int_{a_1}^{\infty} \frac{\alpha}{a^2 - a_1^2} da \right] \quad (2.2)$$

Con $a_1 = nr$, parámetro de impacto para el rayo cuyo radio tangente es r

Dado $\alpha(a)$, la ecuación (2.2) se puede evaluar numéricamente.

Ya que la obtención de $n(r)$ en función de $\alpha(a)$ usando la transformada inversa Abeliana implica la hipótesis de simetría esférica, la forma elipsoidal de la tierra y por tanto el gradiente en la estructura atmosférica, producen ciertos apartamientos en el índice de refracción; más aún, cuando el camino de los rayos para una dada ocultación generalmente no barren la atmósfera verticalmente, ya que son coplanares, la medida de $\alpha(a)$ se verá afectada por el gradiente tangencial de la refractividad y en (2.2) se introducen errores sistemáticos en los perfiles. Estos errores sin embargo, producto de la simetría, se pueden ajustar dependiendo de la aproximación que se realice localmente, eligiendo un centro y un radio de curvatura apropiado para la latitud donde se está realizando la ocultación (Gorbunov y Sokolovsky, 1993; Eyre, 1994; Hajj et al., 1994)

2.2.3 Obtención de $\alpha(a)$ a partir del Doppler

Los efectos de la inflexión en la atmósfera sobre una señal *GPS*, recibida en LEO, pueden ser medidos, en términos de un salto Doppler (Figura 2.2, 2.3), en función del parámetro de impacto a .

Usando la geometría y la notación de la Figura 2.1, el salto Doppler en la frecuencia f_T medida en el receptor, viene dado por

$$f_d = \frac{f_{Tl}}{c} (v_T \cdot \hat{e}_T + v_R \cdot \hat{e}_R) = - \frac{f_T}{c} (v_T^r \cos \phi_T + v_T^\theta \sin \phi_T + v_R^r \cos \phi_R - v_R^\theta \sin \phi_R) \quad (2.3)$$

Donde v_R y v_T son respectivamente los vectores velocidad de receptor y transmisor, \hat{e}_R y \hat{e}_T son los vectores unidad en la dirección del rayo en el receptor y transmisor y c la velocidad de la luz.

Bajo la hipótesis de simetría esférica la ley de Snell se escribe como:

$$nr \sin \phi = \text{constante} = a = nr_t \quad (2.4)$$

conocida como la regla de Bouguer (Born y Wolf, 1980). A medida que $r \rightarrow \infty$, entonces $n \rightarrow 1$, por lo que la constante en la ecuación (2.4) debe ser igual a a , el parámetro de impacto definido en la Figura 2.1. Además si se observa la figura se puede apreciar que para $r_b, \sin \phi = 1$, por lo que $a = nr_t$.

Por lo tanto de la regla de Bouguer y la geometría de la figura tenemos:

$$\begin{aligned} r_T \sin \phi_T &= r_R \sin \phi_R = a \\ \alpha &= \phi_T + \phi_R + \theta - \pi \end{aligned} \quad (2.5)$$

donde r_R y r_T son las distancias del receptor y transmisor desde el centro de curvatura y θ en ángulo entre los vectores posición del transmisor y receptor.

Dados los valores de la posición del receptor y transmisor, así como sus velocidades, la frecuencia del transmisor y el salto Doppler, entonces es posible obtener $\alpha(a)$ iterativamente de (2.3), (2.5) y (2.6), eliminando ϕ_R y ϕ_T .

2.2.4 Derivación de las propiedades atmosféricas del perfil de índice de refractividad

Hasta aquí obtuvimos a partir de las dos frecuencias transmisoras *GPS*, valores para calcular por un lado el parámetro de impacto a y el salto Doppler de la frecuencia.

Para poder deducir presión, temperatura, y otras variables, a partir del índice de refracción es necesario conocer como éstas influyen en n . Para una longitud de onda de microonda, en la atmósfera terrestre, n contiene varias contribuciones de diferentes fuentes; i.e., en orden de importancia, la atmósfera neutral seca, vapor de agua, electrones libres en la ionosfera y partículas, principalmente de agua líquida

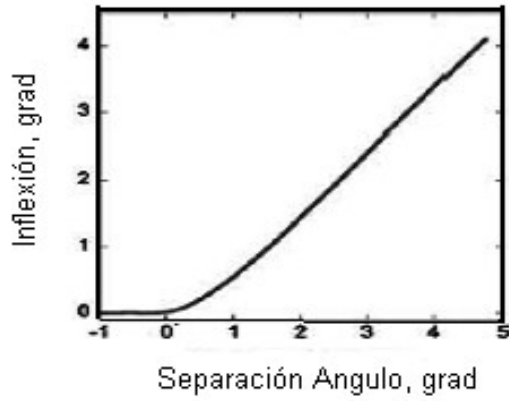


Figura 2.2. Ángulo de inflexión atmosférica como función de la separación entre transmisor y el receptor. El gráfico muestra una fuerte relación lineal en la troposfera, la cual se puede explotar para obtener el salto Doppler de la señal oculta [HAJJ et al. 2002]

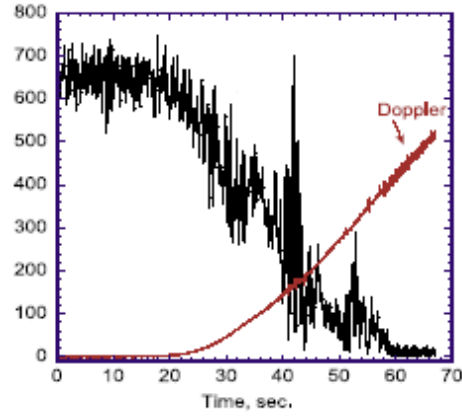


Figura 2.3. Desfasaje y aceleración para una ocultación [Hajj et al, 2004]

Estos efectos se pueden expresar, a primer orden como:

$$N = (n - 1) \times 10^6 = 77.6 \frac{P}{T} + 3.73 \times 10^5 \frac{P_w}{T^2} + 4.03 \times 10^7 \frac{n_e^2}{f^2} + 1.4W \quad (2.7)$$

donde N es refractividad, P es presión atmosférica en mb, T es la temperatura atmosférica en kelvin, P_w es la presión de vapor de agua parcial medida en mb, n_e es la densidad de electrones por metro cúbico, f es la frecuencia del transmisor en Hertz y W es el contenido de agua líquida en gramos por metro cúbico. Es decir la ecuación (2.7) contiene términos referidos a la atmósfera seca, húmeda, términos de scattering además del primer término hidrostático.

El término de la refractividad seca (tercer término de la ecuación 2.7) es debido a la polarización de las moléculas en la atmósfera; es decir la habilidad de un campo externo eléctrico de inducir dipolos eléctricos en las moléculas. Este término es proporcional a la densidad molecular y es predominante debajo de los 60 a 90 km. El término húmedo es debido principalmente al momento dipolar permanente del vapor de agua y es importante en la baja troposfera (Smith y Weintraub, 1953). El término de la ionósfera,

que es una primera aproximación a la ecuación de Appleton-Hartree (Papadopoulos, 1965) es debido principalmente a los electrones libres en ella y tiene una importancia mayor también alrededor de los 60-90 km. Por último el término de scattering se debe a las gotas de agua suspendidas en la atmósfera. Para suspensiones reales de hielo, el último término de la ecuación es pequeño en comparación con los otros y por lo tanto se puede considerar prescindible (Kursinski, 1997; Solheim et al., 1999)

2.2.5 Obtención de la Presión y la Temperatura

Después de considerar despreciable el término de la ionosfera de la ecuación (2.7), sólo los correspondientes a la refractividad húmeda y seca contribuyen a N ; en regiones donde la atmósfera es más seca que una relación de mezcla de 10^{-4} , el término húmedo puede considerarse también despreciable y por tanto la ecuación se reduce a:

$$N = 77.6 \frac{P}{T} \quad (2.8)$$

Combinando esta ecuación y con la ecuación de estado de gas ideal, podemos obtener la densidad en función de la refractividad:

$$\rho(r) = \frac{N(r)m}{b_1 R} = \frac{P(r)m}{T(r)R} \quad (2.9)$$

Donde R es la constante del gas, m es la masa molecular de aire seco, $\rho(r)$ es la densidad del aire en kg m^{-3} y $b_1 = 77.6 \text{ N-unidad k mbar}^{-1}$.

En esta ecuación se obvian los efectos del comportamiento no lineal. En el aire seco, debajo de la homopausa, a 100 km de altitud, m es una constante, por lo que la presión puede ser obtenida de la densidad integrando directamente de la ecuación hidrostática de equilibrio:

$$\frac{\partial P}{\partial r} = -g\rho \quad (2.10)$$

Donde g es la aceleración de la gravedad. La integración se inicia a niveles de presión para los cuales se supone, hay una alta temperatura.

Cuando la presencia de vapor de agua es importante en la troposfera, se complica la interpretación de la refractividad; pero en las regiones troposféricas más frías, donde el vapor de agua tiene una pequeña concentración, los perfiles de densidad, presión y temperatura se pueden obtener, dada una humedad estimada.

De la ecuación (2.9) y la ley del gas,

$$\rho = \frac{m}{b_1 R} \left(N - \frac{b_2 P_w}{T^2} \right) \quad (2.11)$$

Donde $b_2 = 3.73 \times 10^5 \text{ K}^2 \text{ mbar}^{-1}$, y m es la masa de aire húmedo por kilogramo de aire seco.

Los perfiles de temperatura y presión se obtienen utilizando el perfil de densidad de la ecuación (2.10), y la nueva temperatura así como la masa molecular se utilizan en (2.11) para obtener una densidad estimada. Este proceso se repite iterativamente hasta que los perfiles derivados de temperatura converjan.

2.3 Validación de la técnica GPS por comparación de perfiles de Temperatura

2.3.1. Datos

Es conveniente mencionar, antes de proceder a las fuentes de datos, que el presente estudio de validación de la técnica GPS fue realizada para 20 estaciones del HS comprendidas en la banda latitudinal entre los 0° - 90° , dentro de las cuales está incluida la región de interés: la estación EZE. Es importante notar que el hecho de analizar el comportamiento en varias estaciones del HS, permite verificar el comportamiento de los perfiles obtenidos y evaluar si éstos presentan características propias o particulares en EZE, o son parte de un comportamiento “general” en las estaciones estudiadas. Es decir, si los perfiles obtenidos son representativos de la técnica globalmente, o su

comportamiento es errático y presentan diferencias significativas sólo en EZE. En éste último caso, la validez de los mismos no quedaría bien fundamentada.

La Tabla 2.1 muestra las estaciones estudiadas, con su correspondiente ubicación geográfica expresada en coordenadas de latitud y longitud, así como los códigos utilizados para hacer referencia a ellas.

El análisis fue basado en el comportamiento de los perfiles de temperatura en función de la altura a partir de datos obtenidos de tres fuentes diferentes: datos provenientes de los satélites SAC-C y CHAMP, productos de reanálisis del ECMWF y datos de radiosondeo.

Los radiosondeos se obtuvieron de la base de datos del Department of Atmospheric Science, College of Engineering, University of Wyoming. Esta información es de dominio público y se encuentra disponible en <http://weather.uwyo.edu>. Para la mayoría de las estaciones de radiosondeo de la red global los datos se encuentran disponible desde el año 1973 y para distintos registros horarios. La(s) hora(s) en la(s) que se registra(n) radiosondeo(s) en un día particular puede variar entre las 00Z y las 21Z a intervalos de tres horas, dependiendo de la región geográfica de cada una de las estaciones. Para las estaciones seleccionadas en este trabajo se utilizaron aquellos radiosondeos efectuados a las 12Z y 00Z

Para la validación de los datos provenientes de los satélites GPS se utilizaron datos de ocultaciones provenientes de los satélites SAC-C y CHAMP, distribuidos globalmente con datos de altura, presión, temperatura y presión de vapor de agua, entre otras variables atmosféricas. Aproximadamente entre 20 y 30 ocultaciones (RO) fueron utilizadas para cada estación analizada. Los mencionados datos fueron obtenidos del Jet Propulsion Laboratory (JPL) para el período 2001-2003.

Estos datos, globalmente distribuidos, fueron procesados por medio de programas en FORTRAN, para obtener eventos simples dentro de una grilla de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ (latitud-longitud) alrededor de cada estación, donde cada evento representa un perfil de temperatura en función de la altura para un determinado año, mes, día y hora. A partir de los perfiles obtenidos de RO y los RS, se calcularon las tropopausas térmicas siguiendo en criterio definido por la OMM.

El criterio utilizado para la detección de la tropopausa en estos perfiles fue el definido por la Organización Meteorológica Mundial (OMM, 1957) para la tropopausa térmica:

(1) La primera tropopausa (LRT1) se define como el nivel más bajo para el cual la tasa de decrecimiento de temperatura disminuye a $2^{\circ}\text{C}/\text{km}$ o menos, teniendo en

cuenta que la tasa de decrecimiento media entre este nivel y todos los niveles superiores dentro de los siguientes 2 km no supera los 2°C/km.

(2) Si sobre la primera tropopausa la tasa de decrecimiento entre cualquier nivel y todos los niveles superiores dentro de 1 km supera los 3°C/km entonces se define una segunda tropopausa (LRT2) por el mismo criterio que en (1)

Por último, una descripción detallada de la forma de procesamiento así como de los productos de reanálisis del (ECMWF) puede encontrarse en (<http://www.ecmwf.int>).

Para la validación de interés en este caso, basta saber que los productos de reanálisis utilizados, de acceso público, están distribuidos en 16 niveles de presión con una grilla de resolución de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ latitud - longitud. Para la comparación con los datos de GPS y los datos de radiosondeo, se utilizaron tanto los valores diarios como los valores medios mensuales. Los valores medios mensuales fueron interpolados bilinealmente para niveles de presión entre los 1000 y 10 hPa para cada estación.

2.3.2. Análisis

2.3.2.1 Comparison entre el ECMWF, las GPS RO y RS

Las Figuras 2.1 hasta la 2.4 muestran algunos de los perfiles obtenidos a partir de las observaciones de RS, GPS RO y los derivados del reanálisis ERA-40, tanto diarios como mensuales, conjuntamente graficados. Los perfiles diarios procedentes de productos de reanálisis fueron denominados como ECMWF D, mientras los mensuales, como ECMWF M

Estación	Código	Nombre	Lat.	Long.
YPDN	94120	Darwin	-12.42	130.88
NWWN	91592	Noumea	-22.28	166.45
SARE	87155	Resistencia	-27.27	-59.03

SBPA	83971	Porto Alegre	-30.00	-51.15
SCSN	85586	Santo Domingo	-33.62	-71.63
SACO	87344	Córdoba	-31.32	-64.22
EZE	87576	Ezeiza	-34.82	-58.53
SAZR	87623	Santa Rosa	-36.57	-64.27
NZWP	93112	Whenuapai	-36.78	174.63
YMHB	94975	Hobart	-42.83	147.50
SAVC	87860	Comodoro Rivadavia	-45.78	-67.50
NZNV	93844	Invercargill	-46.44	168.32
EGYP	88889	Islas Malvinas	-51.82	-58.45
SCCI	85934	Punta Arenas	-53.00	-70.97
-----	89611	Casey	-66.28	110.53
-----	89564	Mawson	-67.60	62.86
-----	89532	Syowa	-69.00	39.58
-----	89002	Neumayer	-70.67	-8.25
-----	89022	Halley	-75.58	-26.65
-----	89664	MacMurdo	-77.85	166.67

Table 2.1. Coordenadas y altura de las estaciones (primer columna: Iniciales y código estaciones OMM) estudiadas.

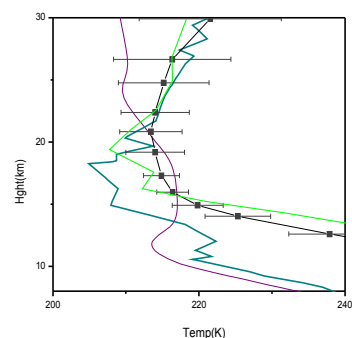
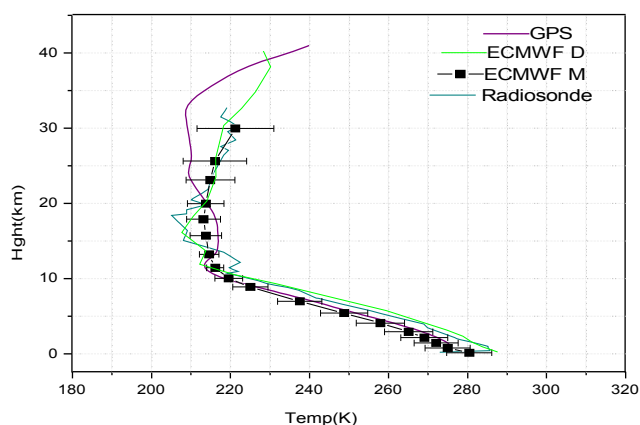


Figure 2.1.(a) Perfil vertical de temperatura de los datos de radiosondeo, valores diarios y mensuales de reanálisis y GPS RO para SAZR en Junio 20, 2001. SAC-C

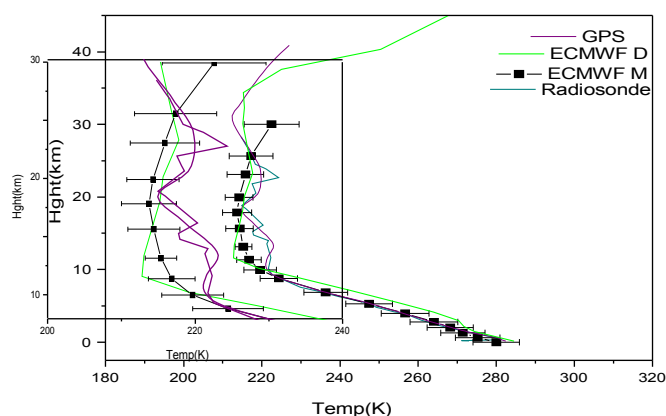


Figure 2.2.(a) Idem 2.1 (a) pero para SAZR Julio 10, 2001. CHAMP Idem 2.1 (b)

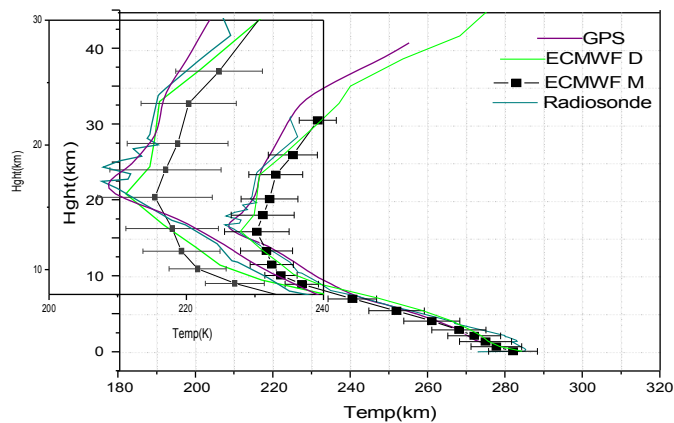


Figura 2.3.(a) Idem 2.1 (a), pero para Noviembre 24, 2001; SAC-C Idem 2.1 (b)

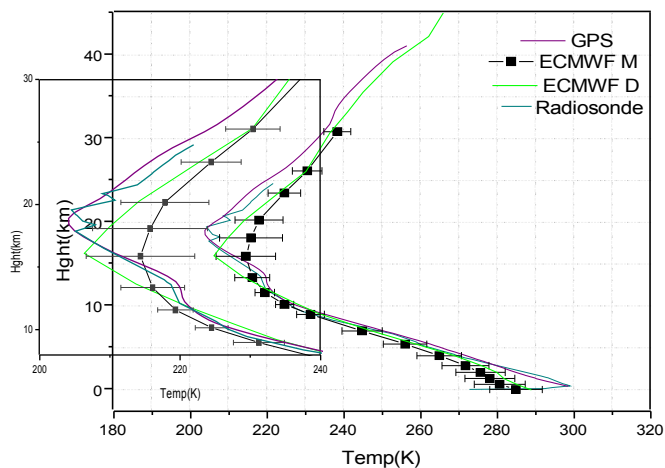


Figure 2.4.(a) Idem 2.1 (a), pero para Enero 22, 2002. CHAMP

Zoom de (a) en la zona de interés

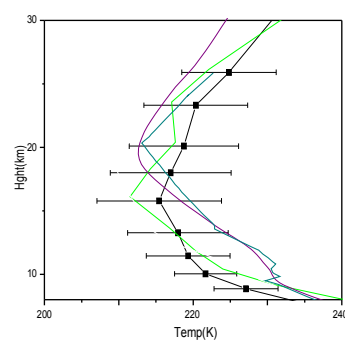
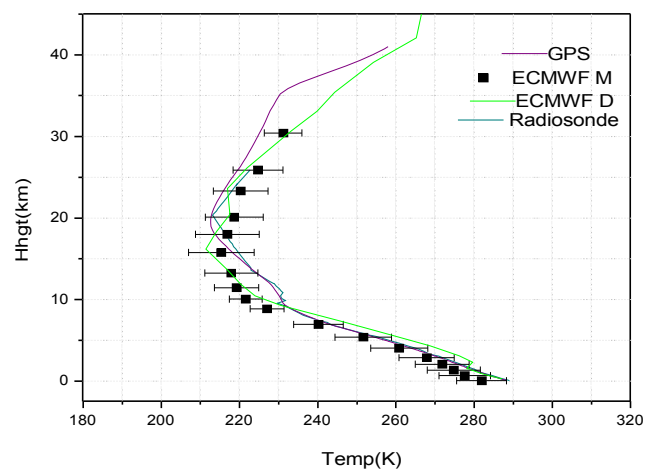


Figure 2.5.(a) Idem 2.1, pero NZWP Noviembre 06, 2001, SAC-C

Zoom de (a) en la zona de interés

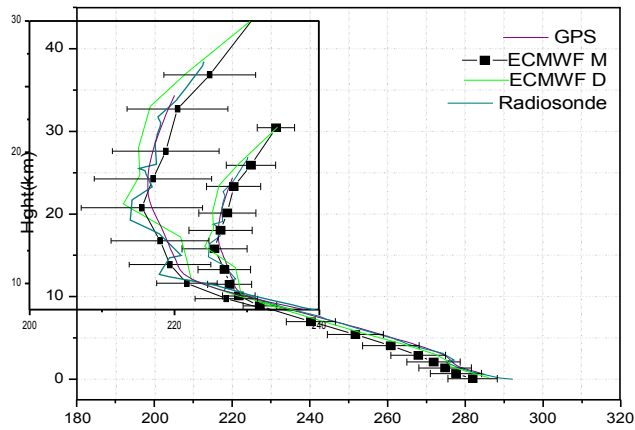


Figure 2.6. Idem 2.1(a), pero NZWP Noviembre 15, 2001, SAC-C

Idem 2.5(b)

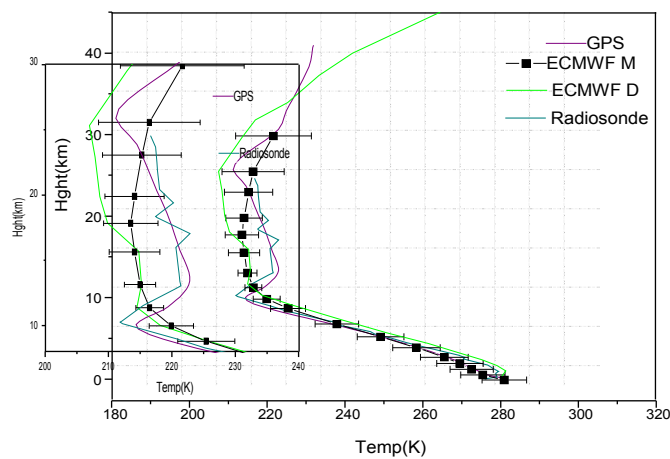


Figure 2.7. Idem 2.1 (a), pero NZNV en Junio 29, 2002 CHAMP

Idem 2.5(b)

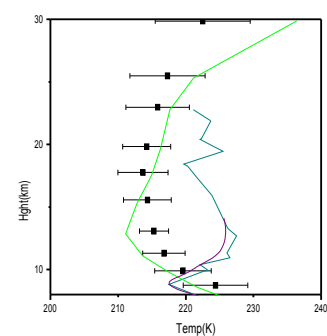
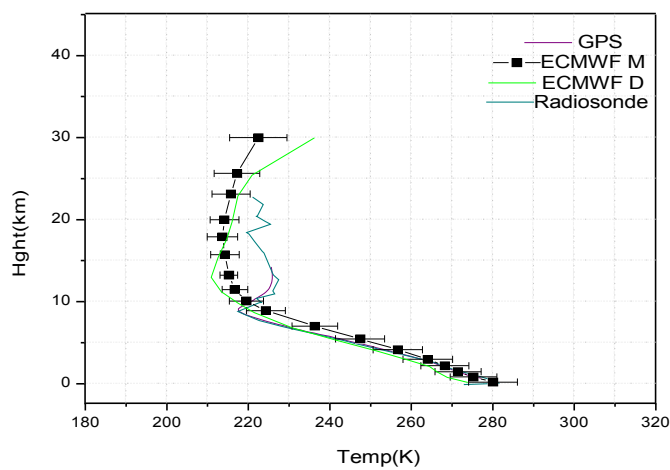


Figure 2.8. Idem 2.1 (a), pero NZWP Julio 07, 2002, CHAMP

Zoom de (a) en la zona de interés

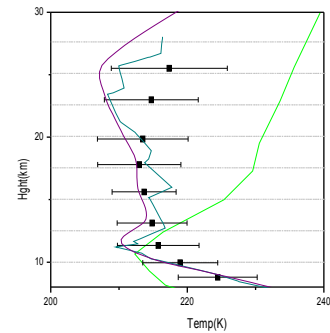
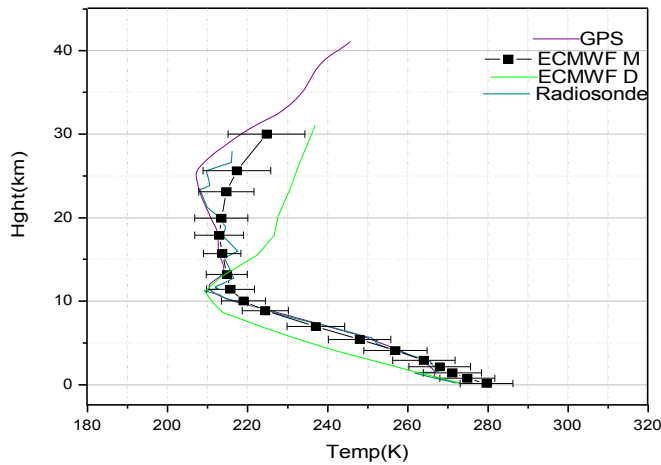


Figure 2.9.(a) Idem 2.1 pero EGYPT Septiembre 15, 2001,CHAMP

Idem 2.8(b)

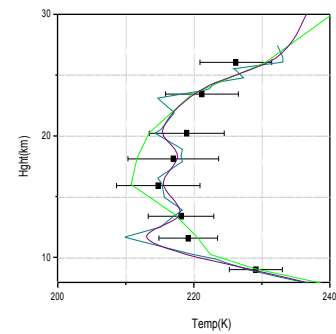
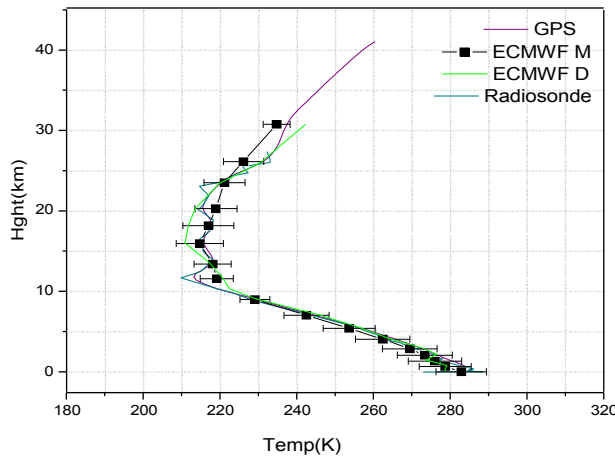


Figure 2.10.(a) Idem 2.1 pero EGYPT Diciembre 10, 2001,CHAMP

Idem 2.8(b)

Es importante notar antes de comenzar la comparación que, la cantidad de observaciones de radiosondeo en los niveles altos de presión decrece con la altura, debido a que la cantidad de radiosondas lanzados que alcanzan niveles estratosféricos no son muchos. En contraposición, en la baja troposfera la situación es inversa. Aquí el número de GPS RO disminuye a medida que lo hace la altura (Wickert, 2002, 2004, Kursinski et al., 1995,1997). Por último, los productos de reanálisis mantienen un nivel fijo de datos por nivel.

Las Figuras 2.1 hasta la 2.10 introducen la comparación entre las tres técnicas para algunos eventos seleccionados de las distintas estaciones analizadas. Una primera inspección de los gráficos, y considerando estas figuras como representativas de todos los eventos analizados en la región (no mostrados), permite apreciar que en principio los perfiles de temperatura de las GPS RO se asemejan más a las RS que aquellos

provenientes del reanálisis, tanto diarios como mensuales con su respectiva desviación estándar. No obstante, también es posible apreciar ciertos apartamientos de los perfiles respecto de los RS, que se incrementan para alturas por encima de la tropopausa (estratosfera) y decrecen en la troposfera. Estos resultados parecieran indicar una tendencia correcta si consideramos que las GPS RO muestran su mejor comportamiento para niveles de presión cercanos a los 100 hPa (Kursinski et al., 1997)

Las diferencias para valores de temperatura encontradas en las estaciones analizadas oscilan entre los 1 y 10 K, siendo en la mayoría de los casos desviaciones cálidas en la baja troposfera, mientras en la estratosfera son principalmente frías.

Un punto importante a destacar es que aún cuando en el rango de altitud donde se espera que los GPS RO presentan mayor precisión, en la región ATBE, todos los perfiles de RS muestran un rango de altura donde es posible distinguir cambios en el comportamiento del perfil de temperatura; dichos cambios corresponden al esperado cambio de gradiente térmico en la vecindad de la tropopausa. Sin embargo, los perfiles de las RO para el mismo rango de altura, muestran una curva muy suavizada, con escasa variabilidad apreciable. Por ende, de los resultados es posible conjeturar que los RS exhiben una estructura mucho más compleja de la región ATBE, mientras las RO de los GPS presentan una estructura en donde la región de transición se presenta mucho menos estratificada y compleja.

Los perfiles derivados del reanálisis, por otro lado, presentan diferencias mucho más significativas cuando se los compara con los RS, incluso en los niveles inferiores a la tropopausa. Estas diferencias pueden ser apreciadas no solo en los perfiles diarios, sino también en los mensuales.

Para la mayoría de los casos analizados, las RS y las GPS RO presentan perfiles de temperatura similares hasta los 12 km, así como los perfiles obtenidos a partir del reanálisis, tanto diarios como mensuales. Los perfiles del ERA-40 muestran diferencias con tendencias hacia temperaturas más bajas en la troposfera, en contraste con la estratosfera donde se aprecian tendencias cálidas comparadas con los RS y las GPS RO. Dado que los perfiles diarios de reanálisis graficados en su mayoría están dentro del rango de desviación de los valores medios mensuales, obtenidos a partir de interpolación bilineal, es razonable pensar que los comportamientos diarios de cada evento no representan desviaciones específicas de ese sólo evento en particular, sino que forman parte del comportamiento característico del ERA-40, al menos de los datos de baja resolución.

La Tabla 2.2 presenta a modo de ejemplo el rango de desviación entre los valores de temperatura del ERA40 y los GPS RO respecto de los RS para cuatro estaciones representativas del análisis en general. Estas diferencias fueron calculadas de la siguiente manera: $(T_{GPS} - T_{sonde}) / (T_{ERA40} - T_{sonda})$. En la tabla se puede apreciar que las desviaciones fueron analizadas en dos regiones: 1) entre los 8 y 10 km, y 2) entre los 20 y 30 km, dado que las mayores diferencias obtenidas respecto de las RS se encontraron allí.

Station number	$(Dev) / (K)$ GPS 8-20 km	$(Dev) / (K)$ GPS 20-30 km	$(Dev) \pm \sigma (K)$ ERA 40 8-20 km	$(Dev) \pm \sigma (K)$ ERA40 20-30 km
87623	1 – 10	3 – 4	6 ± 2 - 9 ± 8	1 ± 8 - 10 ± 5
93112	1 – 4	1 - 6	3 ± 4 - 13 ± 8	1 ± 6 - 8 ± 8
93844	2 – 7	1 - 6	6 ± 4 - 10 ± 2	3 ± 8 - 8 ± 3
88889	2 – 4	2 - 6	3 ± 5 - 10 ± 4	5 ± 5 - 14 ± 9

Tabla 2.2 Diferencias de Temperaturas en Kelvin, para los perfiles de GPS y ERA-40, mensuales medios. El primer número (el último) en cada columna representa la diferencia mínima (máxima) para cada estación. Los valores del ERA40 están acompañados por su correspondiente desviación estándar.

El análisis de estas diferencias considerando todas las estaciones analizadas, permite inferir que las máximas desviaciones respecto a los RS corresponden al ECMWF para ambos rangos de altura. Más aún, para el rango de alturas entre los 20 y 30 km, se aprecia que el valor de las desviaciones estándar es en este caso menor o a lo sumo igual que las propias diferencias, por lo que en consecuencia, el comportamiento de los perfiles de reanálisis podría calificarse *de poca precisión*, respecto a los RS en la región ATBE, comparados con los perfiles de GPS RO.

En vista de las diferencias detectadas, particularmente en la región ATBE, podría concluirse preliminarmente que los perfiles de los GPS RO presentan una mejor correlación con los RS que los productos de reanálisis del ECMWF.

2.3.2.2 Tropopausa

En esta sección y a la luz del comportamiento de los perfiles de reanálisis de la sección anterior, sólo los perfiles de RS y GPS RO fueron utilizados para calcular los parámetros de la tropopausa en cada estación. Dado que el objetivo de la presente tesis se basa en los procesos de intercambio sobre Buenos Aires, sólo se consideró los resultados relevantes para la estación EZE. Como fue mencionado al comienzo de este capítulo, las tropopausas térmicas fueron calculadas a partir de la definición de la OMM.

Dados los perfiles de los GPS mostrados en la sección anterior, en los cuales se aprecian curvas con una baja resolución en la variabilidad de la temperatura en las regiones lindantes a la tropopausa, es de esperar que los sólo los perfiles de RS detecten los eventos con múltiples tropopausas. La Figura 2.13 muestra algunos ejemplos de perfiles donde sólo los RS detectan el cambio en el gradiente de temperatura.

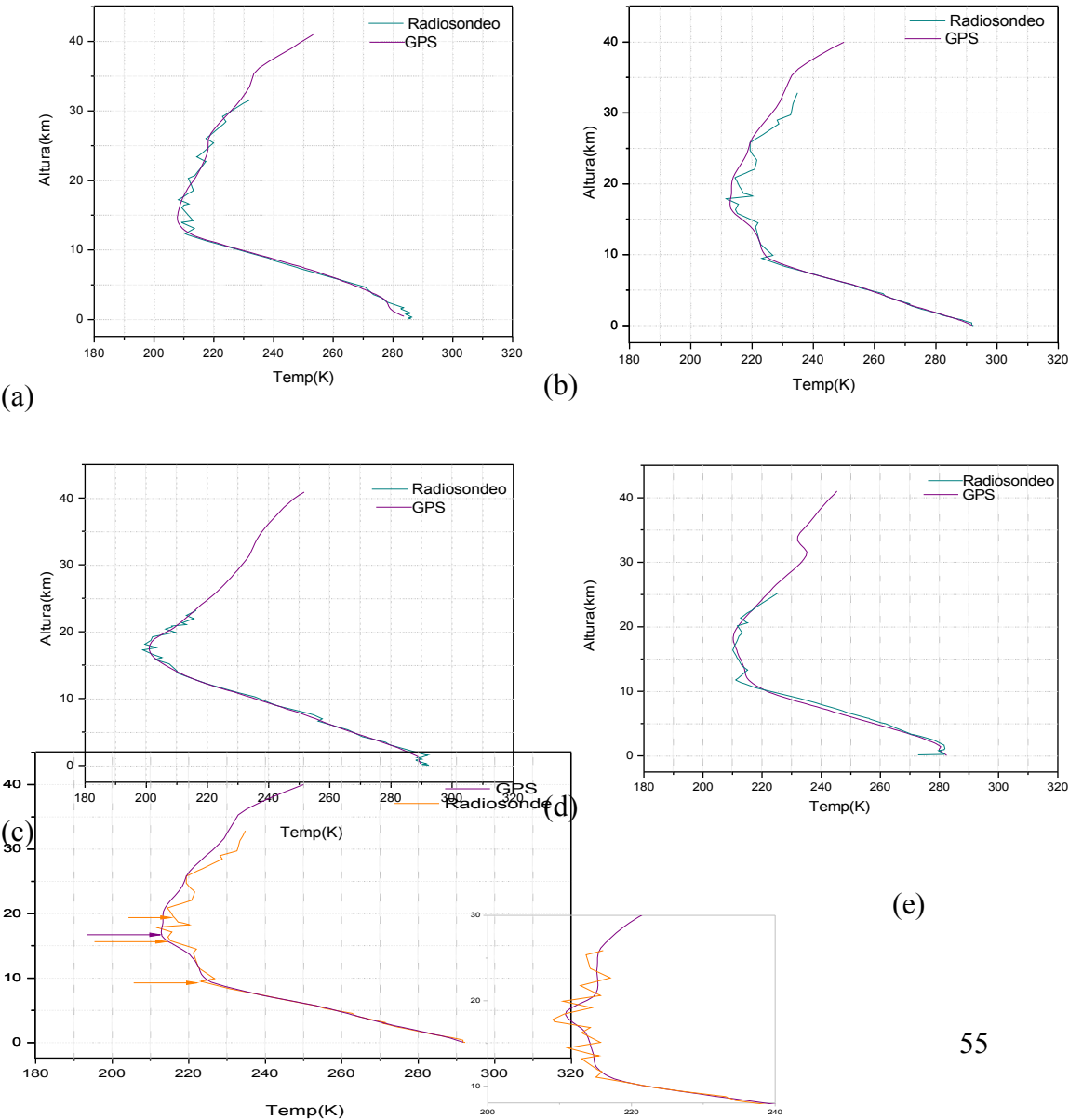
No obstante una simple inspección de los perfiles no es suficiente para evaluar el comportamiento de los perfiles de RO. Por ello, siguiendo el criterio de la OMM, se calcularon los valores de tropopausa térmica analíticamente. En el cálculo, sólo los niveles significativos de los radiosondeos fueron seleccionados para la comparación, bajo la hipótesis de que los perfiles de RO, al ser instantáneos y únicos en el tiempo, pueden ser considerados como significativos también.

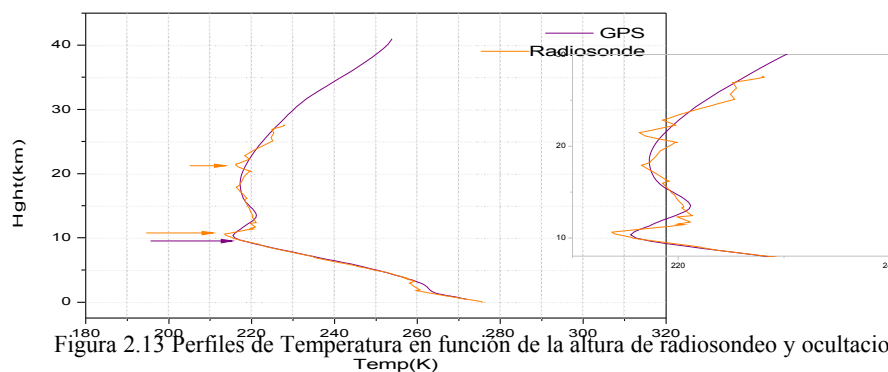
Bajo esta hipótesis, los datos derivados de las dos técnicas fueron procesados para obtener la LRT1, LRT2 y eventualmente LRT3. Los valores de presión, altura y temperatura de las tropopausas para la estaciones de EZE, se muestran en las Tablas 2.3, EZE es una de las estaciones más representativas en lo que atañe a la tropopausa, y mayor caracterizadas por estudios regionales previos, con eventos de múltiple tropopausa obtenidos a partir de radiosondeos tanto de alta como baja resolución.

De la Tabla 2.3, es posible observar que en los perfiles RS, la altura de LRT1 se encuentra en promedio ubicada cerca de los 12.5 km, con una temperatura de alrededor de los 210 K. Estos valores son acordes a los obtenidos por las RO: la altura de la tropopausa se ubica cercana a los 13.6 km con una temperatura de 213 K.

En consecuencia, si el número de RO fuera suficientemente grande como para permitir llevar a cabo una estadística completa, sería posible extrapolando los resultado de las RO, concluir que ambas técnicas describen una climatología muy razonable para la altura y la temperatura de LRT1, decreciendo desde los 12 km sobre regiones subtropicales y latitudes medias hasta llegar a latitudes altas con valores cercanos a los 9 km; i.e., alturas decrecientes y temperaturas crecientes hacia los polos.

En un sentido amplio, los radiosondeos y las ocultaciones muestran valores compatibles cuando se trata de LRT1. No obstante lo cual, es posible inferir cierta sobrestimación de los parámetros de la tropopausa derivados de los GPS comparados con los radiosondeos.





(f)

Figura 2.13 Perfiles de Temperatura en función de la altura de radiosondeo y ocultaciones para los eventos (a)2001-09-12 (b) 2001-11-15 (c) 2002-03-12 (d) 2002-06-16, (e) Septiembre 04, 2001, (f) Marzo 18, 2002 para EZE

Un dato destacable de los parámetros obtenidos a partir de las RO es el comportamiento de la presión: la diferencia entre los valores de presión entre ambas técnicas fluctúa desde 1 hPa hasta los 150 hPa. Esta diferencia sin embargo no está reflejada en los correspondientes valores de temperatura y altura. Es decir, la variabilidad presente de los valores de presión para la tropopausa de las RO, no implica una variabilidad similar para los valores de temperatura y altura en los eventos.

El ejemplo más claro de este comportamiento se puede apreciar en la Tabla 2.3, en la que se aprecia una fila resaltada en gris. Esta fila corresponde al 29 de mayo del 2002, con diferencias de presión entre los RS y las RO que alcanzan los 120 hPa, mientras para la temperatura esta diferencia es sólo del orden de los 4 K. Es decir, diferencias de presión del orden del 45%, con temperaturas y alturas difieren sólo en un 2% aproximadamente. Al respecto, es importante rescatar que varios análisis realizados sobre la tropopausa, han estudiado las anomalías medias mensuales de presión. Como corolario de estas investigaciones, se ha llegado a la conclusión de que aún cuando la presión es una variable medida en forma independiente y generalmente es aceptado que los radiosondeos poseen un mayor grado de confiabilidad para valores de presión que de temperatura, en realidad este argumento es erróneo (Seidel et al., 2006). Estas variaciones de presión están directamente relacionadas con los sensores utilizados en cada estación. Las anomalías están presentes también en los productos de reanálisis y en las mediciones satelitales (Santer et al., 2003b). La comparación entre estas distintas modalidades de medición confirma este comportamiento.

Las características antes mencionadas muestran en general la calidad de los datos que pueden obtenerse a partir de los GPS; sin embargo la ocurrencia de eventos con múltiple tropopausa aún no ha sido evaluado. Es justamente éste el diferenciador más importante obtenido en todos los casos analizados, particularmente, en la estación EZE. Los eventos con múltiple tropopausa han sido relacionados con la presencia de los jets y pasaje de sistemas frontales.

Recientemente Pan et al. (2004) consideró el jet subtropical como la fuente primaria de eventos de doble tropopausa. Bischoff et al., (2007) proporciona una información detallada sobre la ocurrencia de eventos con múltiples tropopausas para latitudes del sur extratropicales, utilizando alrededor de treinta años de observaciones de radiosondeo; i.e., alrededor de 9.000 perfiles diarios por estación. El trabajo muestra que EZE tiene una ocurrencia de dobles tropopausas cercana al 45%, y que coincidiendo con Palmén y Newton (1971), estos eventos pueden estar relacionados con el pasaje de un sistema de frentes y los efectos asociados a los jets.

A partir de la Tabla 2.3, es posible deducir que la ocurrencia de la LRT1 es de alrededor del 44% y cerca del 30% para LRT2 en EZE, si consideramos datos de radiosondeo. Este porcentaje está obviamente influenciado por la cantidad de eventos analizados. Sin embargo el análisis de las RO muestra que los eventos de al menos doble tropopausa sobre EZE, casi no son detectados por el GPS.

<i>EZE</i> 87576	<i>Date</i>	<i>P₁(hPa)</i>	<i>H₁(km)</i>	<i>T₁(K)</i>	<i>P₂(hPa)</i>	<i>H₂(km)</i>	<i>T₂(K)</i>	<i>P₃(hPa)</i>	<i>H₃(km)</i>	<i>T₃(K)</i>
Radiosonde	2001-05-23 12Z	104	16062	205.1	24	25178	273.7	13.6	28810	214.3
GPS	14.47	190.6	12364.7	214.4						
Radiosonde	2001-06-08 12Z	179	12748	207.1	44.6	21214	208.1	_____	_____	_____
GPS	11.37	188.2	12459.6	211.5						
Radiosonde	2001-09-04 12Z	229	11077	215.1	_____	_____	_____	_____	_____	_____
GPS	16.50	171.9	12919.5	214.8						
Radiosonde	2001-09-12 12Z	194	12258	210.5	_____	_____	_____	_____	_____	_____
GPS	03.37	147	14029.8	208.1						
Radiosonde	2001-11-04 12Z	258	10394	222.7	134	14652	210.3	_____	_____	_____
GPS	11.45	253.9	10535.9	226						
Radiosonde	2001-11-15 12Z	287	9496	222.3	109	15804	215.3	62	19372	216.4
GPS	14.41	97.1	16546	213.2						
Radiosonde	2002-03-12 12Z	89.1	17259	198.9	_____	_____	_____	_____	_____	_____
GPS	10.23	99.6	16628.5	201.9						
Radiosonde	2002-05-29 12Z	229	10999	217.1	135	14345	214	64	18999	211.8

GPS	13.37	105.5	15908.2	212.4						
Radiosonde	2002-06-16 12Z	210	11629	211.3	—	—	—	—	—	—
GPS	03.27	205.6	11733.6	215.5						

Tabla 2.3. Parámetros de la tropopausa para algunos eventos de los radiosondeos y ocultaciones en la estación de EZE. Los valores muestran la LRT1 y la LRT2 para EZE a partir solamente de los datos de radiosondeo. La fila resaltada en gris muestra la diferencia máxima de presión entre los satélites del GPS y radiosondeos.

2.4. Discusión

Los perfiles graficados para la estación 87576 muestran un comportamiento similar entre ambas técnicas especialmente para alturas por debajo o igual a los 15 km, con diferencias más notorias para alturas superiores. En aquellos casos donde se aprecia en la baja troposfera diferencia notoria, las desviaciones aparecen generalmente como tendencias cálidas, por lo que se podría inferir que las RO tienden a sobreestimar los valores de temperatura para alturas menores a 10 km, en la vecindad de la tropopausa. En la baja estratosfera, por el contrario, las diferencias muestran una tendencia clara a la subestimación de valores de temperatura, por lo que la técnica presenta una tendencia a mostrar temperaturas más frías que las observadas por los radiosondeos. Estas tendencias observadas resultan similares para todo el conjunto total de las estaciones analizadas; i.e., estas desviaciones no son características de EZE, sino que son sistemáticas para el conjunto de estaciones analizadas en la Tabla 2.1. El resultado más destacable de la comparación surge del hecho de que los eventos de doble tropopausa detectados por los radiosondeos sobre EZE, no son capturados por los satélites CHAMP y SAC-C. Aún considerando las restricciones del análisis propuesto en función de cantidad de eventos analizados y una grilla espacio – temporal restringida, la técnica de ocultación no parece idónea para el monitoreo de procesos de desdoblamiento y deformación de la tropopausa, al menos durante el período analizado. Ya que el ITE, especialmente en la región extratropical se produce frecuentemente en eventos de rompimiento de tropopausa por actividad baroclínica, el sensado remoto, al no detectar con alta resolución estos eventos, no parece una técnica idónea para el estudio del transporte de masas en la región ATBE.

Capítulo 3

El propósito del presente capítulo es introducir las nociones básicas y las características de los cirrus sobre Buenos Aires, con el fin de mostrar que estas nubes cercanas a la tropopausa pueden ser utilizadas como trazadores de la misma, y al mismo tiempo como fuente de referencia para el posterior desarrollo de el análisis de intercambio troposfera – estratosfera por medio de trayectorias temporales dentro del marco conceptual lagrangiano. Como consecuencia del análisis de los cirrus como trazadores de tropopausa se analizaron las propiedades ópticas y geométricas de los cirrus sobre Buenos Aires, como caso de estudio de latitudes medias del Hemisferio Sur.

Cirrus sobre Buenos Aires

3.1 Introducción

Las nubes son uno de los elementos más importantes en el sistema atmosférico, dentro del cual desempeñan varios roles:

1. Las nubes son un factor fundamental en el balance radiativo de la Tierra, reflejando parte de la luz solar de vuelta al espacio y en tanto dado que cubren la atmósfera inferior, atrapando la radiación re-emitida por la Tierra.
2. Transportan agua desde la atmósfera hasta la Tierra en forma de lluvia o nieve y por lo tanto son un factor esencial en el ciclo hidrológico
3. Captan elementos en forma de gas o partícula y las devuelven a la superficie terrestre (del inglés: “wet deposition”) ayudando a limpiar la atmósfera;
4. Proveen un medio para las reacciones químicas en fase acuosa y la producción de especies secundarias.
5. Por último, las nubes afectan y contribuyen significativamente a los procesos de transporte en la atmósfera. El transporte vertical bidireccional entre las capas de la atmósfera asociado a las nubes son determinantes para la redistribución vertical de las especies

A pesar del papel fundamental que cumplen las nubes dentro de la atmósfera y en el proceso de transporte tanto global como regional en la ATBE, la naturaleza y desarrollo los mecanismos asociados a ellas, no están totalmente caracterizados.

Las nubes pueden presentar diferentes formas y a través de sus características específicas es posible inferir algunas propiedades de la atmósfera. En la troposfera es posible reconocer diferentes tipos de nubes dependiendo de la altura de la base y su desarrollo vertical:

- ❑ nubes bajas, cuya altura está por debajo de los 2 km: estratocúmulos, nimboestratos y estratos
- ❑ medias, con base entre los 2 y 6 km de altura: altoestratos y altocúmulos, y
- ❑ altas, con base por arriba de los 6 km, generalmente formadas en su mayoría por cristales de hielo: cirrus, cirroestratos, cirrocúmulos

Tanto en las regiones tropicales como en las extra tropicales es muy frecuente la aparición de cirrus, con características propias en los diferentes rangos de latitudes (Wang et al., 1996; Winker y Trepte, 1998). Estas nubes troposféricas, que cubren

aproximadamente entre el 20 y el 35% del globo en permanencia, son componentes particularmente relevantes en el balance radiativo de la Tierra. Los cirrus pueden ser visibles como subvisibles. La distribución estacional de los cirrus está relacionada con procesos convectivos, desarrollo de frentes o jets, aunque su mecanismo de formación aún no está completamente entendido. Sin embargo, varios análisis han demostrado que la formación de estas nubes está relacionada no sólo con procesos de convección sino con mecanismos locales de corta escala (Pfister et al.; 2001). Los mecanismos de formación pueden ser agrupados en dos grandes grupos (Jensen et al., 1996):

1. Disipación de los cumulonimbos que dejan detrás de ellos nubes cirrus laminares con cristales de hielo pequeños
2. Formación de núcleos de hielo “in situ” cerca de la tropopausa debido al congelamiento de partículas de ácido sulfúrico.

La supersaturación requerida para la formación de núcleos, necesaria para el segundo mecanismo, puede ser generada por nieve, elevación de masas de aire en escalas sinópticas o mezcla turbulenta de masas de aire.

La formación de los cristales de hielo constitutivos de los cirrus, ha sido objeto de estudio durante los últimos 50 años. En la actualidad se sabe que la forma y orientación de los cristales de hielo está controlada principalmente por las temperaturas y la humedad relativa residente dentro de la propia nube. Si los cristales de hielo colisionan o se fusionan dependiendo de la acción del campo gravitatorio que provoca su elevación o turbulencia, la forma de los cristales se torna más compleja. En latitudes medias donde se han realizado gran número de observaciones, los cirrus están formados principalmente por partículas de hielo no esféricas con formas variadas; i.e., sólidas columnas huecas, o en forma de placas o rosetas con tamaños que fluctúan entre los 10 hasta 1000 micrones. Las observaciones muestran también que la base de los cirrus son sustancialmente diferentes en composición de cristales que el tope. Esta composición de latitudes medias, difiere de las zonas tropicales. En los trópicos aparentemente la formación de cristales está asociada a temperaturas cálidas o procesos convectivos (Liou, 1986). La cantidad de radiación solar que los cirrus reflejan, absorben y transmiten depende de su cobertura espacial así como de su posición, espesor y distribución de partículas de hielo. Los cirrus también reflejan y transmiten la energía térmica infrarroja reemitida por la Tierra y la atmósfera y al mismo tiempo, emiten radiación infrarroja de alta frecuencia, dependiendo de la estructura térmica propia. La cantidad y distribución de cristales de hielo, así como su orientación son parámetros

fundamentales que determinan la magnitud del equilibrio albedo – efecto invernadero, los cuales a su vez son de vital importancia para la discusión del rol de los cirrus en el clima.

Un aspecto de suma importancia para el clima y en especial para la región ATBE, es el rol que los cirrus juegan en el calentamiento global debido a la variación de cantidad de vapor de agua contenida en sus cristales. Algunas observaciones sugieren que existe una correlación diferente entre la temperatura y, la cantidad de agua contenida en los cristales y el tamaño de los cristales (Liou, 2002). Un aumento de la temperatura conlleva un aumento en la cantidad de agua contenida en los cristales. Los cristales de hielo son pequeños a bajas temperaturas y más grandes para temperaturas altas. La consecuencia de estas relaciones microfísicas es significativa para el clima. Para cirrus cuyos cristales son no esféricos, los resultados de los modelos climáticos sugieren que el balance entre el albedo y el efecto invernadero, depende no sólo de la cantidad de agua, sino también de la forma de los cristales que la contienen. Esta correlación es contraria a las nubes bajas con contenido de agua, para las cuales un aumento de temperatura implica una mayor cantidad de agua líquida y en consecuencia una mayor reflexión de la luz solar.

De particular importancia en el sistema acoplada troposfera – estratosfera por lo expuesto anteriormente, son los cirrus cercanos a la tropopausa. Estos cirrus, cuya tope permanece alineado a la tropopausa, podrían influenciar en el intercambio troposfera - estratosfera, así como el transporte de vapor de agua y deshidratación de la estratosfera (ya sea por mezcla reversible como irreversible) en forma considerablemente más significativa en los procesos de deformación y quiebre de la tropopausa; i.e., en aquellos procesos que en presencia de actividad convectiva, baroclínica o desarrollo de frentes dan lugar al rompimiento de la tropopausa, y en consecuencia a la ocurrencia de eventos con múltiple tropopausa.

3.2 Interacción Láser – Atmósfera.

El sensado remoto de la atmósfera con láser (lidar) consiste en enviar pulsos de luz coherente en una o varias longitudes de onda, precisas, hacia la atmósfera. Estos pulsos serán atenuados progresivamente por los gases y partículas presentes en el camino óptico. A medida que el láser avanza en la dirección vertical, los elementos constituyentes de la atmósfera envían una señal denominada de retrodifusión en todas

direcciones. Por medio de un telescopio y un sistema de detección, la recepción captura solo los fotones retrodifundidos en la misma longitud de onda que emite el láser y en la dirección de la emisión, pero en sentido contrario. Con un detecto-amplificador de banda ancha, los fotones son convertidos en corriente eléctrica y de esta manera, la señal puede ser registrada para su procesamiento posterior.

Las señales eléctricas capturadas permiten determinar por cálculo numérico los parámetros atmosféricos y las propiedades radiativas de las distintas capas atmosféricas sondeadas.

Las señales o datos obtenidos por sondeo atmosférico mediante el lidar dependen de los procesos microfísicas de interacción entre los fotones transportados por el haz láser con las moléculas y partículas presentes en la atmósfera. Si la longitud de onda del haz láser utilizado no corresponde a una banda de absorción de los componentes atmosféricos, la interacción luz-materia se traduce en una difusión simple y en consecuencia en una atenuación del láser durante su propagación (Elouragini, 1991). La interacción luz-materia con los elementos constituyentes de la atmósfera implica dos tipos de procesos de difusión:

- Difusión elástica sin cambio de frecuencia (onda incidente y onda difundida tienen la misma frecuencia o longitud de onda). Se denomina difusión « Rayleigh » o « Mie ».
- Difusión inelástica con cambio de frecuencia (onda incidente con las frecuencias del láser y las ondas difundidas en otras frecuencias próximas a las de emisión). Se denomina difusión o efecto « Raman ».

La difusión elástica de la luz en la atmósfera por retrodifusión es el resultado, por lo general, de dos contribuciones (Zuev, 1982):

- Difusión debido a la presencia de moléculas de gas atmosférico de tamaño despreciable frente a la longitud de onda (difusión Rayleigh).
- Difusión debido a la presencia de partículas en suspensión en la atmósfera (difusión Mie). Las partículas pueden ser: cristales de hielo, aerosoles sulfurosos (ceniza volcánica) o aerosoles carbonados (quema de biomasa).

Estos procesos se cuantifican a través de los coeficientes de retrodifusión como resultado de la interacción láser – atmósfera.

3.3 Detección de Cirrus: Lidar

La técnica del lidar es frecuentemente utilizada para el sondeo de parámetros atmosféricos. Se basa en la interacción de las longitudes de onda ópticas con la atmósfera, entre otros, difusiones elásticas Rayleigh y Mie, difusión inelástica Raman. La diversidad de modalidades lidar permite el monitoreo de un amplio espectro de parámetros atmosféricos, tales como aerosoles, propiedades de nubes estratosféricas polares y troposféricas, temperatura, velocidad del viento, concentración del vapor de agua y ozono troposférico y estratosférico.

El principio de sondeo de la atmósfera por láser es una trasposición directa al principio del radar entre las radiofrecuencias y las longitudes de onda ópticas. En forma general, un lidar está compuesto por un emisor de luz coherente y un receptor óptico, como se muestra en la Figura 3.1. La Figura 3.2 muestra la estación lidar situada en CITEDEF, Villa Martelli.

Error: No se encuentra la fuente de referencia



Figura 3.1. Esquema del sistema lidar dual



Figura 3.2. Estación lidar CITEDEF

El emisor en la mayoría de los casos consiste en un láser pulsado de baja divergencia, baja frecuencia de repetición ($\approx 10\text{Hz}$) y con ancho de pulso temporal corto ($< 10\text{ ns}$), lo que lleva a emitir potencias pico del orden de las decenas de megawatts (Lavorato et al., 2002).

Los fotones retrodifundidos son colectados por un telescopio receptor que generalmente está emplazado próximo a la salida del haz láser en montaje monoestático y coaxial. En mediciones diurnas, los fotones capturados por el telescopio son depurados mediante un diafragma que detiene el 70% de la luz espúrea proveniente de la atmósfera, denominado ruido de fondo del cielo y con un filtro interferencial de banda angosta ($\Delta\lambda \leq 5\text{ nm}$) centrado en la longitud de onda de emisión del láser. La señal lumínica es transformada en señal eléctrica por medio de un fotomultiplicador acoplado a una cadena de amplificadores de gran ganancia y gran ancho de banda ($\Delta\nu \cong 10 - 50\text{ /DC} - 20\text{ MHz}$, con respuesta plana) que acondiciona la señal y la lleva a los niveles adecuados (de $\pm 100\text{ mV}$) para ser finalmente acoplado a un sistema de adquisición de datos que digitaliza y registra los datos en una PC para su ulterior procesamiento.

El sistema de adquisición define la resolución espacial de la medición teniendo en cuenta las limitaciones propias del sistema, entre ancho del pulso láser ($\cong 5\text{ ns}$) y la velocidad de conversión del sistema de adquisición de datos, denominada frecuencia de muestreo. Como ejemplo, se puede citar una frecuencia de muestreo de 25 MS/s (megamuestra por segundo) que equivale a un tiempo de conversión de un punto cada 40 ns y esto a su vez equivale a una resolución espacial de 6 m (un dato adquirido cada 6 m en la dirección de propagación del láser).

3.4 Ecuación Lidar

El sistema lidar utiliza un láser pulsado como emisor de luz coherente con pulsos cortos. La atmósfera, tanto moléculas como partículas, difunde los fotones del láser y sólo una pequeña fracción de los mismos son recolectados por un telescopio montado en forma coaxial con el haz láser (Lavorato, 2004). El sistema utiliza el proceso de difusión sobre un ángulo de 180° llamado retrodifusión. La disposición instrumental que tiene en

cuenta la colinealidad de los ejes emisor – receptor, la divergencia del láser y el campo de visión o apertura numérica del telescopio, determinan la probabilidad de recibir un fotón por retrodifusión después de una difusión. Esta probabilidad se determina por una función de recubrimiento espacial denominada “factor geométrico” (Elouragini, 1991). La medición lidar en función del tiempo de propagación t nos lleva a la determinación de la distancia R entre el lidar y el medio difusor dv , siendo la velocidad de propagación c , la velocidad de la luz:

$$R = c \frac{t}{2} \quad (3.18)$$

Si consideramos:

- El ancho del pulso de radiación láser (t_p)
- Tiempo de cuenta del canal de fotoconteo (t_c)

el primer parámetro que se deriva de esta ecuación es la resolución espacial del sistema.

En general, si consideramos ambos parámetros simultáneamente podemos calcular la incerteza del rango de medición del lidar de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\Delta R = \frac{c}{2} (t_p + t_c) \quad (3.19)$$

Donde t_p es el ancho temporal del pulso láser y t_c es el tiempo de conteo mínimo por canal del sistema electrónico de conteo de fotones.

La caracterización del impulso láser con energía E_L y el perfil de dispersión temporal $f(t)$ quedan determinados por la condición de normalización siguiendo la distribución de energías en la forma gaussiana (dependiendo del tipo de láser que se utilice).

Esta distribución se puede expresar de la siguiente manera:

$$\int_0^{\infty} f(t) dt = 1 \quad (3.20)$$

La ecuación lidar da el balance que relaciona la potencia luminosa recibida por el telescopio en función de la energía del láser emisor, del campo de visión del receptor y

de las características de la atmósfera. Entonces la potencia del láser P_L en un dado instante t , a una cierta distancia R , es:

$$dP_L(t, R) = E_L f\left(t - \frac{dR}{c}\right) T(R, R + dR) \quad (3.21)$$

Donde $T(R)$ representa la transmisión atmosférica en el tramo $(R, R+dR)$, la cual se puede expresar de diferentes formas de acuerdo al tipo de láser, su longitud de onda y en particular, al tipo de interacción láser-atmósfera a estudiar.

Para una sección entre 0 y R , $T(R)$ se puede expresar de la siguiente manera:

$$\text{si } \tau(R) = \int_0^R \alpha(r) dr \Rightarrow T(R, \lambda) = e^{-2\tau(R, \lambda)} \quad (3.22)$$

Donde τ se denomina espesor óptico. Físicamente expresa la cantidad de radiación solar que el cirrus absorbe.

La potencia luminosa P recibida por el telescopio es la fracción de luz retrodifundida contenida en el ángulo sólido de la detección:

$$AS = A_0/R^2 \quad (3.23)$$

donde A_0 es el área útil del telescopio.

La ecuación entonces queda:

$$P(R) = E_L \int K_a(R) \beta(R) \frac{A_0}{R^2} T^2(R) f\left(t - \frac{2R}{c}\right) dR \quad (3.24)$$

donde K_a es un coeficiente que tiene en cuenta la reflectividad y la transmisión de todas las ópticas involucradas en el lidar por intermedio de un parámetro H_r que representa la probabilidad de recepción de un fotón por el factor geométrico $F(R)$.

En función de la distancia, el coeficiente se puede definir como:

$$K_a(R) = H_r F(R) \text{ para } 0 \leq F(R) \leq 1 \quad (3.25)$$

El factor geométrico depende de la colinealidad del emisor-receptor. Cuando el haz láser se ubica completamente dentro del campo de visión del telescopio, el factor geométrico vale 1 (Figura 3.3)

Cuando R es relativamente grande frente a la duración del pulso láser y bajo la hipótesis de variaciones espacio – temporales lentas de las variables atmosféricas, la ecuación puede describirse como:

$$P(R) = E_L K_a(R) \beta(R) \frac{A_o}{R^2} T(R)^2 \int_0^\infty f(t - \frac{2R}{c}) dR \quad (3.26)$$

Si se realiza un cambio de variable donde $R = ct/2$, la integral vale $c/2$ y la potencia luminosa colectada por el telescopio resulta:

$$P(R) = \frac{c}{2} E_L K_a(R) A_o \frac{\beta(R)}{R^2} T(R)^2 \quad \text{watts.} \quad (3.27)$$

La potencia también puede ser expresada en fotones por segundo:

$$P(R) = \frac{\lambda}{2h} E_L K_a(R) A_o \frac{\beta(R)}{R^2} T(R)^2 \quad (1/s) \quad (a)$$

donde h es la constante de Planck.

Una vez acondicionada y filtrada ópticamente, la señal se convierte en corriente eléctrica por medio de un fotomultiplicador de gran ganancia. La fotocorriente eléctrica $i_{so}(t)$ correspondiente a la potencia luminosa P(fotón/s) se expresa como:

$$i_{so}(t) = qQP(t) \quad \text{corriente catódica} \quad (b)$$

para $t = \frac{R}{2c}$; $q = 1.6 \cdot 10^{-19} C$ y Q rendimiento cuántico del fotomultiplicador en función de la longitud de onda (en el fotocátodo $0 < Q < 1$)

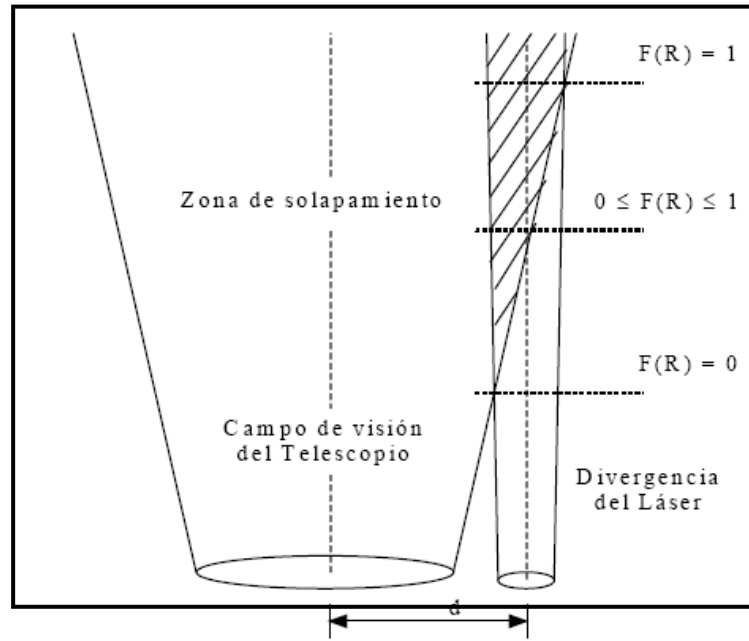


Figura 3.3. Factor geométrico

Dado que la corriente de entrada es amplificada por el detector, la corriente de salida queda como:

$$i_s(t) = G_c i_{so}(t) \quad \text{corriente anódica} \quad (c)$$

G_c es la ganancia de corriente del fotomultiplicador; entonces la tensión sobre los bornes de la resistencia de carga del detector (R_c) resulta:

$$V_s(t) = i_s(t) R_c \quad (d)$$

Combinando las ecuaciones (a), (b), (c) y (d), se obtiene lo siguiente:

$$V_s = qQR_c G_c \frac{\lambda}{2h} K_a(R) E_L A_0 \frac{\beta(R)}{R^2} T(R)^2 \quad (3.28)$$

En esta ecuación $V_s [Volts]$ es la señal muestreada y numerizada que se define como señal lidar. Como hemos visto, el factor geométrico $F(R)$ (figura 5), de acuerdo a la distancia de separación haz láser – telescopio llega a su máximo valor ($F(R) = 1$) entre los 100 y 300 m, a partir de allí se puede considerar que $K_a(R)$ es constante. La ecuación anterior se rescribe para:

$$V_s = A \frac{\beta(R)}{R^2} T(R)^2 \quad \text{para} \quad V_s = eQR_c G_c \frac{\lambda}{2h} K_a(R) E_L A_0 \quad (3.29)$$

Sea A: “constante del sistema lidar”. De esta manera, se puede escribir finalmente la ecuación lidar de la forma siguiente:

$$P(R) = A \frac{\beta(R)}{R^2} e^{-2 \left(\int_0^R \alpha(r) dr \right)} \quad (3.30)$$

Es necesario conectar esta ecuación con el sistema y sus parámetros, con la atmósfera y sus parámetros para poder resolver la ecuación y obtener el coeficiente de retrodifusión $\beta(R)$ o el coeficiente de atenuación $\alpha(R)$.

3.5 Inversión de la Ecuación lidar

Método de inversión

Para evitar confusiones con las unidades, la constante del sistema lidar A toma los valores correspondientes de acuerdo a la naturaleza de la medición:

Si P(R) se expresa en [Volts]

$$A = qQR_c G_c K_a E_L A_0 \frac{\lambda}{2\pi}$$

Si P(R) se expresa en [Fotones/s]

$$A = K_a E_L A_0 \frac{\lambda}{2\pi}$$

Si P(R) se expresa en [Watts]

$$A = K_a E_L A_0 \frac{c}{2}$$

Definida la ecuación Lidar:



$$P(R) = A \frac{\beta(R)}{R^2} e^{-2 \left(\int_{R_0}^R \alpha(r) dr \right)}$$

A : Constante del sistema o constante lidar.

q : Carga del electrón.

Q : Eficiencia cuántica del detector (fotomultiplicador).

R_C : Resistencia de carga del detector.

G_C : Ganancia de corriente del detector.

K_a : Rendimiento óptico [Transmisión / Atenuación: óptica del sistema].

E_L : Energía del láser (por pulso).

A'₀ : Área efectiva del telescopio.

λ : Longitud de onda capturada por el sistema de detección.

h : Constante de Plank.

Se puede plantear, matemáticamente, la solución sobre la forma logarítmica:

$$S(R) = \ln[P(R)R^2] \quad (3.31)$$

De esta forma si se parte de una posición R₀, para una altura genérica R, se plantea:

$$S(R) - S(R_0) = \ln \left[\frac{\beta(R)}{\beta(R_0)} - 2 \int_{R_0}^R \alpha(R) dR \right] \quad (3.32)$$

La ecuación anterior se puede expresar en forma diferencial:

$$\frac{dS(R)}{dR} = \frac{1}{\beta(R)} \frac{d\beta(R)}{dR} - 2\alpha(R) \quad (3.33)$$

En el caso de que la atmósfera sea homogénea, el perfil de retrodifusión se mantiene constante ($d\beta / dR = 0$), entonces el coeficiente de atenuación α_h de un medio homogéneo se escribe así:

$$\alpha_h = -\frac{1}{2} \frac{dS}{dR} \quad (3.34)$$

Cuando $d\beta / dR \neq 0$, se utiliza la relación donde la difusión de partículas (nubes, aerosoles) domina a la difusión de moléculas. La ecuación de Bernoulli plantea que:

$$\beta(R) = K\alpha(R)^g$$

Donde por lo general: $0,01 \leq k \leq 0,1$ y $0,67 \leq g \leq 1$ (Klett, 1981)

De esta manera se cuenta con dos ecuaciones y dos incógnitas: α y β .

Si se aplica esta condición a la resolución de la ecuación diferencial:

$$\frac{dS(R)}{dR} = \frac{g}{\alpha(R)} \frac{d\alpha(R)}{dR} - 2\alpha(R) \quad (3.35)$$

Si se realiza el cambio de variables: $U(R) = 1/\alpha(R)$, queda:

$$\begin{aligned} \frac{dS(R)}{dR} &= \frac{g}{\alpha(R)} \frac{d\alpha(R)}{dR} - 2\alpha(R) = gU(R) \left[-\frac{1}{U(R)^2} \frac{dU(R)}{dR} \right] - \frac{2}{U(R)} = \\ &= \frac{1}{U(R)} \left[-g \frac{dU(R)}{dR} - 2 \right] \end{aligned} \quad (3.36)$$

Ordenando y resolviendo la solución homogénea se obtiene:

$$\begin{aligned} \frac{U(R)}{g} \frac{dS}{dR} + \frac{dU(R)}{dR} &= \frac{-2}{g} \\ U(R) &= U_0 e^{\frac{S(R)-S(R_0)}{g}} \end{aligned} \quad (3.37)$$

Una solución particular se obtiene al derivar U y comparar su resultado al despejado de la ecuación diferencial. Finalmente $\alpha(R)$ será igual a:

$$\alpha(R) = \frac{e^{\frac{S(R)-S(R_0)}{g}}}{\frac{1}{\alpha_0} - \frac{2}{g} \int_{R_0}^R \frac{S(R)-S(R_0)}{g} dR} \quad (3.38)$$

Ecuación de inversión lidar correspondiente al coeficiente de atenuación.

Sin embargo, esta solución de la ecuación es inestable para aquellos casos donde el denominador se anula. Para resolver esta singularidad los límites de integración se cambian, obteniendo así, la solución estable (Klett, 1981).

$$\alpha(R) = \frac{e^{\frac{S(R)-S(R_0)}{g}}}{\frac{1}{\alpha_0} + \frac{2}{g} \int_R^{R_0} \frac{S(R)-S(R_0)}{g} dR} \quad (3.39)$$

La inversión en su forma logarítmica, necesita la estimación inicial de α_0 , que en el caso de la solución inestable es un dato conocido (coeficiente de atenuación a nivel del suelo), mientras que en la solución estable es necesario estimar un valor inicial sacado de tablas meteorológicas o por estimación matemática. Luego se deben realizar iteraciones de cálculo integral hacia arriba ($R \rightarrow R_0$) y luego hacia abajo ($R_0 \rightarrow R$). En cada iteración el α_0 calculado se ingresa a la ecuación y se sigue operando hasta lograr una convergencia aceptable tanto en su valor como en el error relativo del mismo (Ansmann, 1992; Flamant, 1996; Lakkis et al, 2008).

Como estimación final, tanto en el visible como en el infrarrojo cercano podemos considerar que el parámetro g vale 1, siendo $\beta = k.\alpha$, resulta:

$$\alpha(R) = \frac{e^{\frac{S(R)-S(R_0)}{g}}}{\frac{1}{\alpha(R_0)} + 2 \int_R^{R_0} e^{S(r)-S(R_0)} dR} \quad (3.40)$$

Del mismo modo se puede escribir la ecuación en función del coeficiente de retrodifusión en su versión regresiva o solución estable:

$$\beta(R) = \frac{e^{S(R)-S(R_t)}}{\frac{1}{\beta(R_t)} + \frac{2}{k} \int_R^{R_{00}} e^{S(r)-S(R_t)} dR} \quad (3.41)$$

Las dos ecuaciones planteadas sirven para calcular los coeficientes de atenuación y de retrodifusión volumétricos para la Capa Límite Atmosférica (CLA), aerosoles troposféricos y cirrus. En cada caso se utilizan condiciones iniciales diferentes (Klett, 1986).

3.6 Mediciones con Lidar

3.6.1. Datos y Metodología

Una de las ventajas más importantes del sistema lidar respecto a la dinámica y climatología de la alta troposfera y la baja estratosfera es la capacidad del láser de penetrar en la atmósfera varios kilómetros y detectar con claridad las altitudes de las capas atmosféricas que va atravesando. Dadas estas características del sistema, un conjunto de 60 cirrus diurnos cercanos a la tropopausa, fueron medidos a lo largo del período 2001-2006, mediante el sistema lidar situado en Villa Martelli, CITEDEF (Figura 3.1). Las especificaciones técnicas del lidar de retrodifusión elástica utilizado se muestran en la Tabla 3.1

Transmitter	
Nd-YAG laser	
Rate	10 Hz
Wavelength/energy	1064 nm / 310 m
	532 nm / 310 m
Pulse duration	5 ns
Divergence	<1.5 mrad
Spot diameter	< 5 mm
Receiver	
Cassegrain Telescope	
Diameter	8.2 cm
Focus	f/14
Newtonian Telescope	
Diameter	50 cm
Focus	f/2
Detectors / Amplifiers	
Photomultipliers	9214Q

Photodiode	YAG-100
Amplifier gain	5 – 10 – 25
Amplifier BW	DC to 5 MHz
Adquisition System	Digital oscilloscope TDS 540

Tabla 3.1. Especificaciones Generales del sistema Lidar situado en Buenos Aires.

Dadas las posibilidades del sistema de detectar nubes troposféricas bajas, las mediciones de cirrus fueron efectuadas con un criterio de selección que contemplara la definición de cirrus basada en el International Coordination Group on Laser Atmospheric Studies (ICLAS; Lynch et al., 2002). Según esta definición, una nube cirrus medida a través del sistema lidar es “una capa de partículas cuya base tiene una altura superior o igual a los 6 km, situada en una masa de aire con temperatura de -25°C o menores, que además presenta una gran variabilidad temporal y espacial.

El criterio de selección utilizado para la adquisición de señales restringió las mediciones solamente a aquellos cirrus que, medidos en condiciones de visibilidad óptima, sin aerosoles entre la capa límite y la tropopausa, tienen un espesor óptico (OD) menor o igual que 3. De lo contrario, cirrus con OD mayores que 3 implican otros procedimientos matemáticos con el fin de obtener un coeficiente de extinción razonable. Esta selección de cirrus conlleva un error asociado de aproximadamente un 15%, debido a la exclusión de señales adquiridas en todo el conjunto de datos.

Una vez detectada la altura de la tropopausa mediante la señal lidar, los valores obtenidos fueron comparados con los valores de tropopausa térmica obtenidos de los perfiles de temperatura de radiosondeo procedentes del Servicio Meteorológico Nacional (SMN), para las 12 UTC y 00 UTC. Para este último cálculo, se siguió el criterio definido por la OMM para la tropopausa térmica (ver Capítulo 1).

3.6.2. Resultados : Altura de la Tropopausa

A fin de mostrar el proceso completo de medición por medio del lidar, la Figura 3.4 muestra el proceso para el evento del 7 de junio del 2001. El procesamiento de las señales se muestra desde la etapa de adquisición de la señal por el osciloscopio (Figura 3.4(a)), hasta la señal calibrada final. Es importante notar que la señal final está graficada en escala logarítmica para poder obtener una señal amplificada.

Para cada evento, la altura de la tropopausa se obtuvo por medio del ajuste lineal de la pendiente. Este método basado en el ajuste lineal de la pendiente de la señal, debe ser

considerado como un método gráfico (Klett, 1981; Fernald, 1984) ampliamente difundido en el procesamiento de las señales lidar, con un margen de confianza de alrededor de 0.5 km.

La Figura 3.4(b) muestra en la parte izquierda del gráfico, el ajuste lineal de la pendiente que se realiza hasta el punto donde termina el cirrus. Este punto, resaltado por medio de una línea sólida violeta, corresponde a la altura de la tropopausa.

La Figura 3.4(c), muestra la altura de la tropopausa derivada de los datos de radiosondeo del SMN a fin de comparar los resultados obtenidos por medio del sistema lidar. Siguiendo el mismo criterio que en el caso anterior, la Figura 3.5 muestra algunas de las señales obtenidas para los eventos analizados.

El conjunto de los 60 cirrus fue analizado de la misma forma que en los casos anteriores. Los resultados obtenidos, comparados con los derivados de los datos del SMN, muestran una alta correlación entre ambos métodos. Los valores obtenidos a través del sistema lidar pueden ser comparados con escasos estudios climatológicos ya que los cirrus en el HS han sido escasamente estudiados; sin embargo, los valores de la altura de la tropopausa obtenidos a partir de los radiosondeos si son un parámetro para la comparación ampliamente conocidos (Bischoff et al., 2007).

Relacionado con la temperatura, los valores obtenidos de los cirrus analizados muestran un rango de variación entre los -53.5 to -71.7 °C. Estos valores son acordes a resultados obtenidos en previos análisis (e.g., Sassen y Campbell, 2001).

Es importante destacar que aún en los casos donde la relación señal – ruido de las mediciones es relativamente alta, el sistema lidar permite localizar la altura de la capa de transición dentro de un margen muy acotado (Figura 3.6). En este sentido, la resolución del sistema permite considerar el seguimiento de los cirrus de la tropopausa como una fuente de datos tan buena como los perfiles de temperatura de radiosondeo.

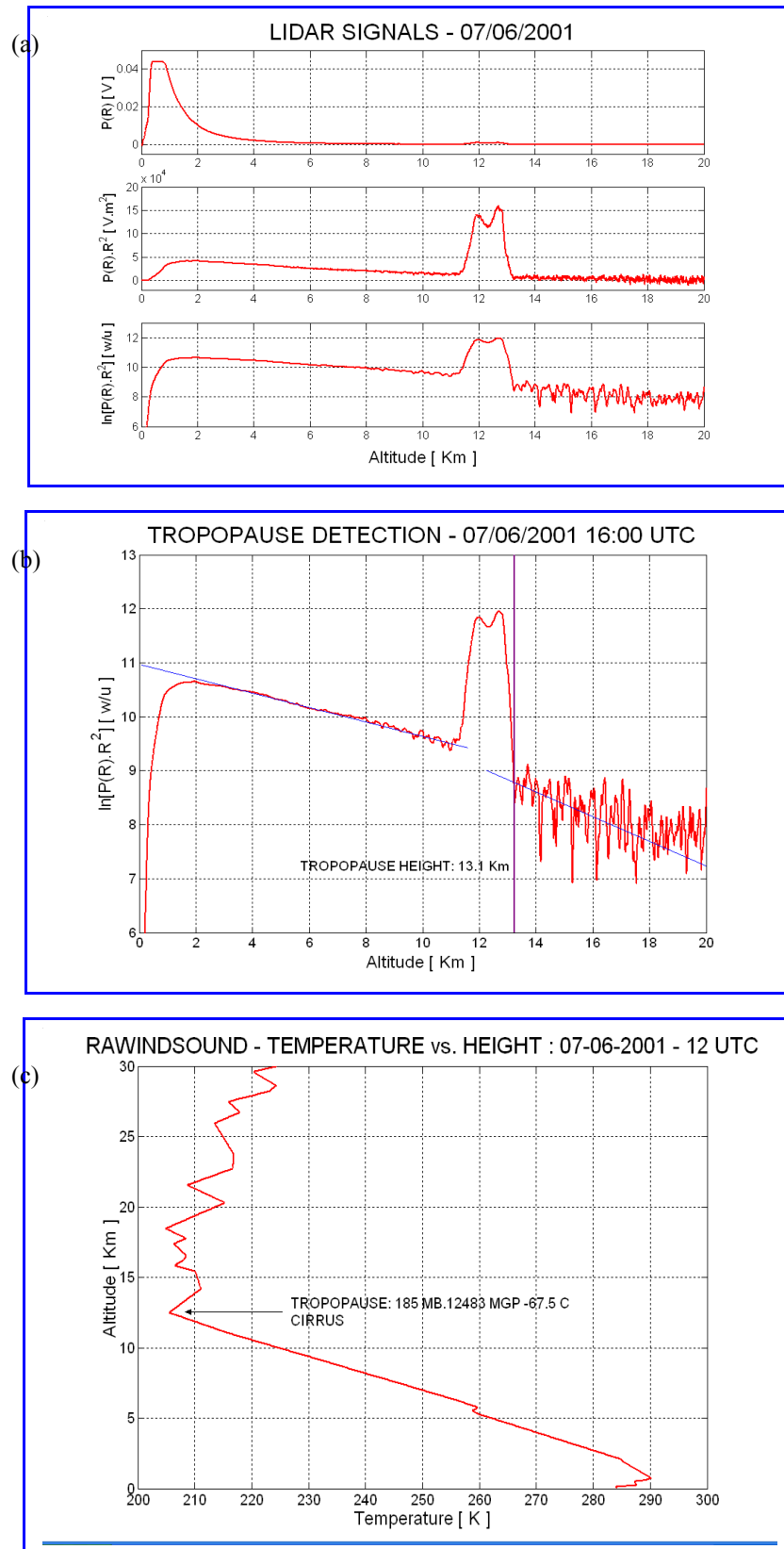
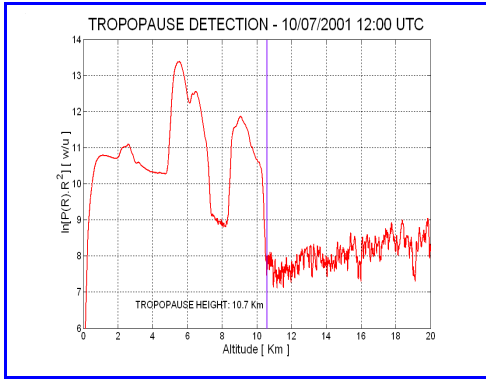
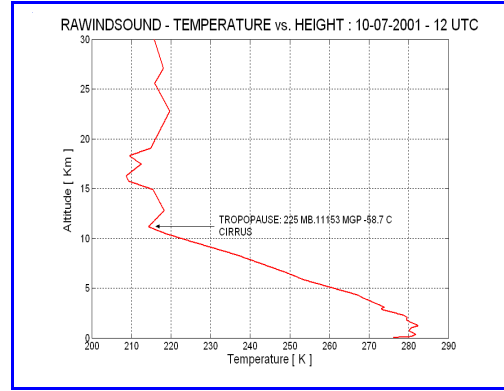


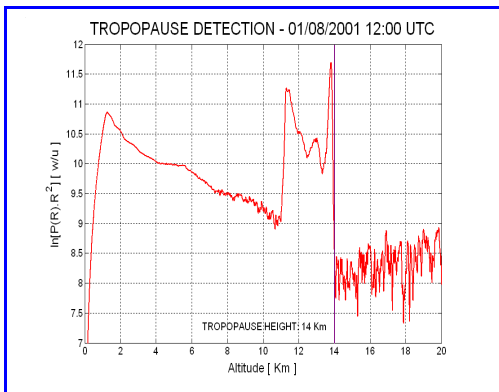
Figura 3.4 Adquisición de las señales lidar (a) escalas logarítmica, (b) detección de la tropopausa y (c) comparación con radiosondeo



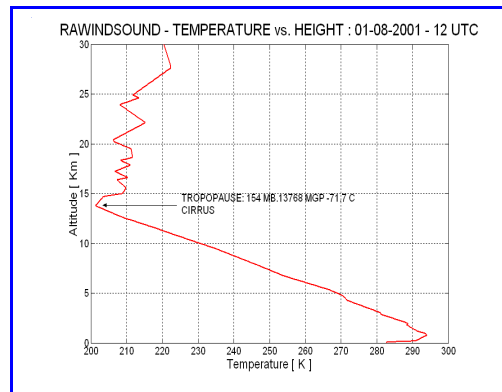
(a)



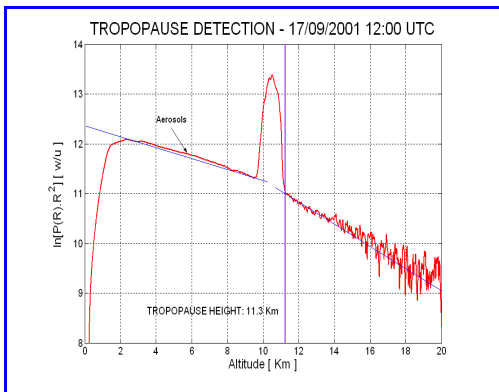
(b)



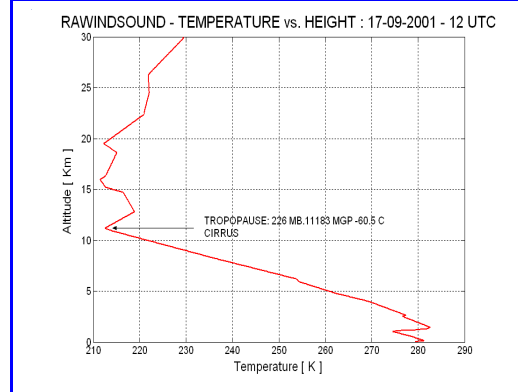
(a)



(b)

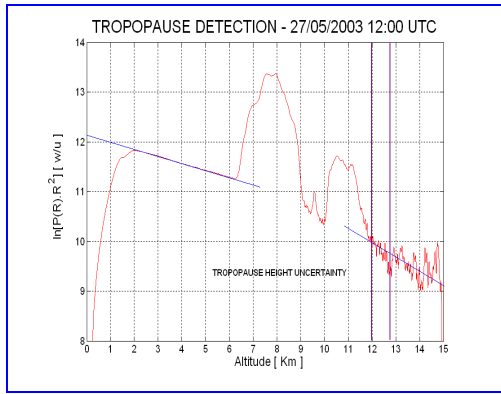


(a)

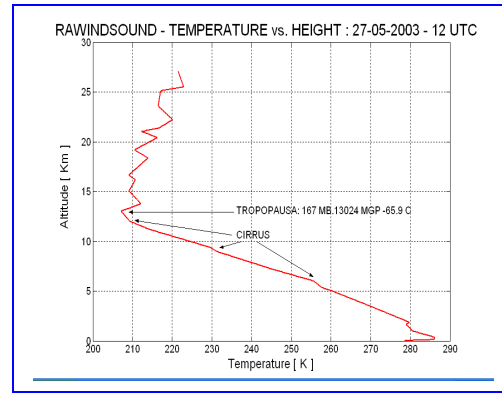


(b)

Figura 3.5 (a) Detección de la tropopausa por medio de señales lidar comparado con valores de radiosondeo para el 2001-07-10, (b) 2001-01-08 y (c) 2001-09-17



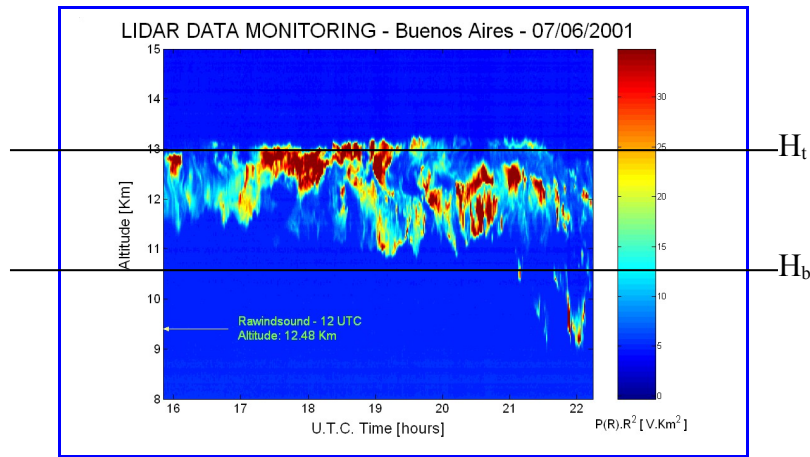
(a)



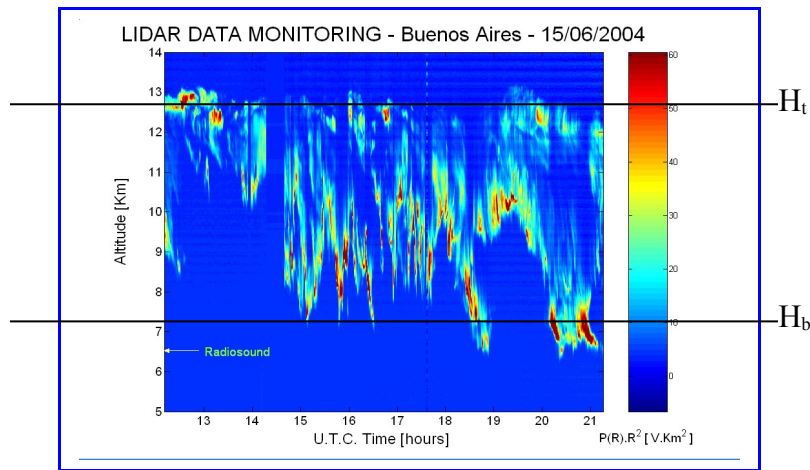
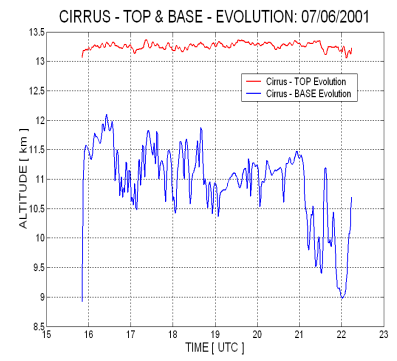
(b)

Figura 3.6. Idem Figura 3.5 pero para 2003-05-27

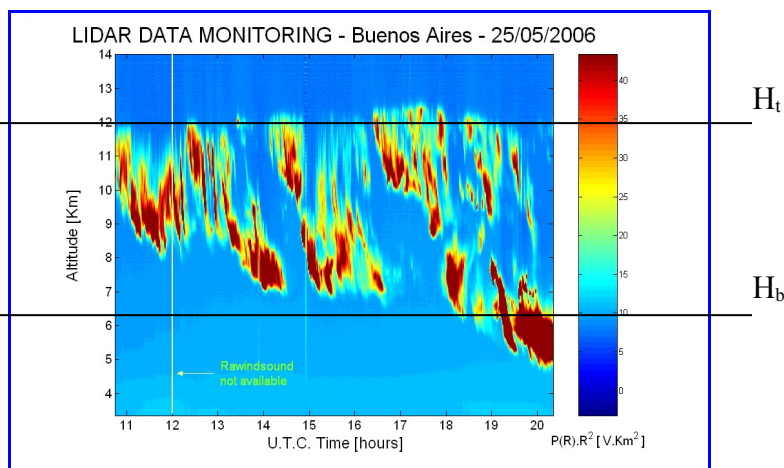
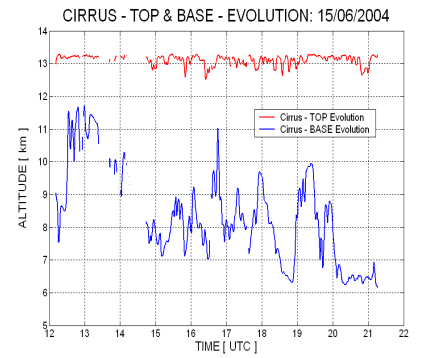
La Figura 3.7 muestra la evolución temporal de la altura de la tropopausa para algunos de los eventos analizados. El sistema lidar permite monitorear la evolución de la tropopausa a lo largo del lapso de tiempo de medición. La evolución puede ser medida en forma constante en tiempo real, dependiendo de diversos factores, algunos de los cuales limitan las mediciones, tales como el tiempo, procesos climáticos particulares o una relación señal- ruido muy alta. En las figuras, donde se encuentran señaladas por medio de una línea continua tanto la base como el tope de la nube cirrus, se aprecia que en la mayoría de los casos el tope de las nubes está alineado con la tropopausa, mientras las bases presentan una alta variabilidad atribuible a diferentes procesos. Esta alineación de los topes, junto con el hecho de que las mediciones poseen un margen de error de 0.5 km respecto de los valores de tropopausa derivados de los radiosondeos, es lo que permite denominar a estos cirrus como “*cirrus de la tropopausa*”, entendiendo este concepto como nubes *trazadoras* de la capa de transición. Es decir, el concepto de trazadores de la tropopausa, implica que el estudio de los parámetros de estos cirrus permite abordar por medio de ellos el estudio de la tropopausa.



(a)



(b)



(c)

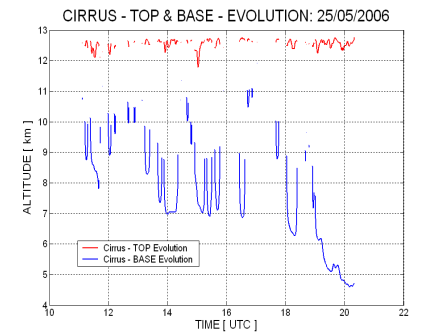


Figura 3.7. Evolución temporal de la tropopausa para los eventos (a) 2001-06-07, (b) 2004-06-14 y (c) 2006-05-25

A partir de las evoluciones temporales de cada evento es posible construir la evolución de la capa durante períodos relativamente extensos en el tiempo. La Figura 3.8 muestra la evolución temporal de la tropopausa durante todo el mes de junio del 2001.

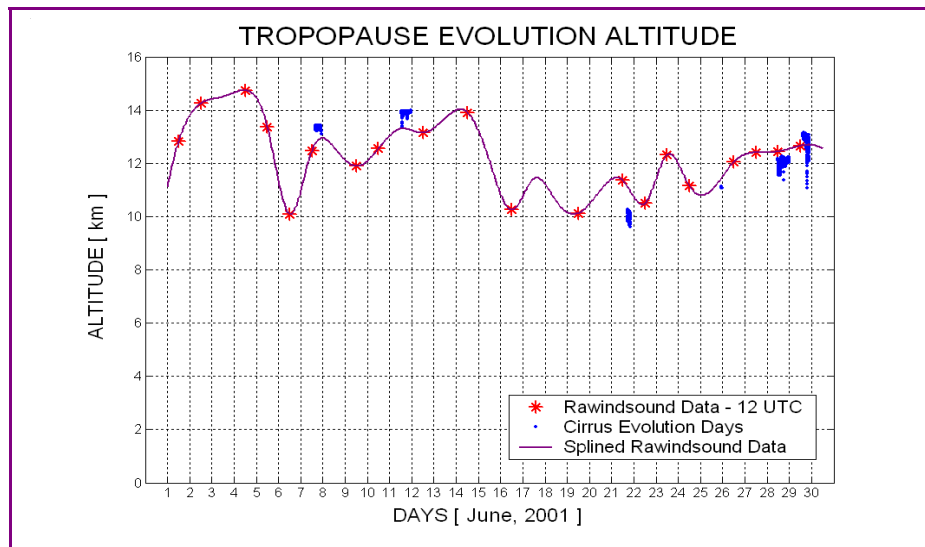


Figura 3.8. Evolución temporal de la tropopausa a partir de las señales lidar durante el mes de junio del 2001

3.6.3. Resultados : Características geométricas y ópticas de los cirrus

Las propiedades físicas de los cirrus se expresan principalmente en términos de su altura, espesor geométrico (o ancho en altura del cirrus), espesor óptico (OD), coeficiente de extinción (α) y coeficiente de retrodifusión (β) (Ver Apéndice A). El coeficiente de extinción así como el de retrodifusión proveen información sobre las propiedades de transmisión y reflexión de los cirrus y sobre las características de los cristales de hielo que los constituyen debido a que la “relación lidar” (del inglés lidar ratio) depende de la forma, tamaño y orientación de las partículas de hielo anisotrópicas. (Ansmann et al.; 1992). El coeficiente de extinción de las nubes es un parámetro importante en el análisis radiativo, por lo que su estudio resulta relevante (Platt et al., 1994). Por otro lado, el signo y la magnitud del forzante radiativo producido por los cirrus depende de la altitud de las nubes, el camino óptico (adimensional) que es una

función del radio efectivo de los cristales de hielo, y de la concentración de cristales en las nubes (Fu et al., 1993).

Debido a la gran variabilidad del OD, que fluctúa entre 0.01 hasta 1, los cirrus pueden ser clasificados como “delgados” o “densos”. Si bien este criterio de clasificación puede resultar algo ambiguo o arbitrario, permite definir distintas clases de nubes cirrus. Wang et al. (1996) basados en las observaciones procedentes del Experimento Aerosol Estratosférico y Gas (Stratospheric Aerosol y Gas Experiment -SAGE II) clasificó a los cirrus con $OD < 0.03$, como sub-visuales y aquellos con $OD > 0.03$, como densos. Guasta et al. (1993) usando un lidar con láser de rubí (longitud de onda: de $0.69 \mu\text{m}$) utilizaron un valor crítico de OD de 0.05 para cirrus sub- visibles y aquellos cirrus con OD por encima de 0.05 como densos. Sassen y Cho (1992) hicieron una clasificación detallada donde las nubes con $OD < 0.03$ se consideraron como sub-visibles (SVC), aquellas con $OD > 0.3$ como densos (DC) y las restantes con OD entre ambas categorías como cirrus delgados (TC). Esta clasificación de los cirrus está basada en los valores de OD para diferentes longitudes de onda, sin embargo el hecho de considerar un OD crítico es independiente de la longitud de onda, ya que el OD de las nubes no presenta una dependencia significativa de las longitudes de onda utilizadas en la región visible del espectro electromagnético (Macke, 1998).

Entre las tantas clasificaciones existentes de los cirrus, el presente análisis adoptó la perteneciente a Sassen y Cho (1992) ya que brinda una clasificación más detallada para cada tipo de cirrus.

A partir de las mediciones directas del sistema lidar, se analizaron las características geométricas y ópticas de estas nubes, con el objetivo de esbozar resultados preliminares sobre la morfología de estos cirrus trazadores de la tropopausa sobre Buenos Aires.

La Figura 3.9 presenta la distribución de frecuencia para la altura media y espesor geométrico de los parámetros de las nubes analizadas. En particular, la Figura 3.9(a), muestra la distribución de la altura media de los cirrus. En el gráfico es posible distinguir que el rango de variación de la altura se muestra confinada a un rango de altura entre los 10 y 14 km. Como fue comentado anteriormente, la altura de los cirrus está muy cercana a la altura de la tropopausa en la gran mayoría de los casos, con un máximo en la distribución apreciable entre los 11.5 y 12 km.

La Figura 3.9 (b) reafirma el concepto de *cirrus como trazadores de tropopausa*, al mostrar que la altura de los topes de los cirrus está alineada a la capa de transición, mientras que la base de las nubes muestra mayor variabilidad. En este sentido, ya que describir la altura y temperatura los cirrus de la tropopausa implica describir estas variables para la propia capa de transición, la Figura 3.9 (b) no sólo representa la altura de los topes de las nubes, sino también la altura de la tropopausa. La diferencia entre ambos métodos de medición se puede apreciar en forma cuantitativa en la Figura 3.9(d), donde se aprecia la diferencia en km entre los topes de los cirrus y la tropopausa, con valores menores o iguales a 0.6 km en el 70% de los casos analizados.

Las propiedades radiativas de los cirrus están estrechamente ligadas a su temperatura. La temperatura media de los cirrus son un parámetro utilizado generalmente para la parametrización (Heymsfield y Platt, 1984; Sassen y Comstock, 2001) de las propiedades radiativas.

La Figura 3.10(a) muestra la distribución de los cirrus respecto a su temperatura media. En el gráfico se puede observar un primer máximo entre los -69° y -67°C , y dos máximos secundarios en -65° y -61°C .

Con el conjunto de mediciones realizadas se realizó una comparación de los resultados obtenidos para altura y temperatura con análisis hechos en otras bandas de latitud.

Como se menciona en trabajos tales como Sassen y Dodd., 1990; Ansmann et al.; 1992; Jensen et al.; 1996; Heymsfield y McFarquahar, 1996; Goldfarb et al., 2001, en las latitudes medias, la altura de los cirrus está generalmente localizada en un rango de altura que fluctúa entre los 8.5 y 11.5 km. Resultados obtenidos en diferentes trabajos en latitudes medias (Ansmann et al., 1993, Sassen y Campbell, 2001; Sassen y Comstock, 2001; Wang y Sassen, 2002; Reichart, 1999), sugieren que la altura de los topes de los cirrus está aproximadamente entre los 11 y 13 km, con valores de espesor geométrico que varían entre los 1.5 y 2.5 km. Sin embargo, el espesor geométrico de los cirrus analizados sobre Buenos Aires muestran valores mayores a los mostrados en aquellos trabajos.

La Figura 3.8 mostrada anteriormente refleja a simple vista que la diferencia entre la base y el tope supera estos valores. Más precisamente, la Figura 3.9(c) muestra la distribución del espesor geométrico de los cirrus analizados. En el gráfico se puede apreciar que la distribución presenta un máximo entre los 3.5 y los 4 km, con dos máximos secundarios entre los 1.5 y 2.5 km.

Ambos casos implican un espesor mayor que los mostrados en trabajos realizados para latitudes medias. Por otro lado, Seifert et al. (2007), Sivakumar y Bhavanikumar (2003), Sunilkumar y Parameswaran (2005), muestran para latitudes tropicales valores de espesor geométrico de alrededor de 0.5 - 2.5 km (75% de los casos). Guasta et al. (1993), analizó los cirrus para latitudes altas y encontró para Dumont D'Urville (66° S, 140° E), valores de espesor geométrico con máximos cercanos a los 6-7 km, con un valor medio de ~ 3 km a ~ -40° C. Finalmente, Immler et al. (2002), analizaron comparativamente cirrus procedentes de diferentes latitudes: 55° N, 53° S, como parte del desarrollo del proyecto europeo INCA 2000. En este trabajo, los valores medios de espesor geométrico varían entre los 1.2 and 1.4 km para Prestwick (HN) y Punta Arenas (HS), respectivamente.

Los valores de altura media, así como el espesor y la temperatura media obtenida para los cirrus sobre Buenos Aires no coinciden con los valores medios registrados en los trabajos antes mencionados, para ninguna banda de latitud.

La Figura 3.10(b) muestra la relación entre el espesor geométrico de los cirrus y la temperatura. El gráfico muestra que el 75% de las nubes con espesor geométrico mayor a 2.5 km tienen valores de temperatura entre los -65° y -70° C; valores que incluyen el rango de temperatura de la tropopausa (Bischoff et al., 2007, International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP)). Para temperaturas mayores, el gráfico muestra un pequeño decrecimiento en el espesor, no obstante lo cual los valores aún pueden considerarse altos. Es decir, aún cuando el rango de temperatura analizada no es muy amplio, las curvas muestran que los valores de altura y temperatura obtenidos a partir del sistema lidar son más cercanos a aquellos que caracterizan a las latitudes tropicales que a las medias y altas, mientras que el espesor geométrico se asemeja a los valores encontrados para latitudes medias y altas.

Estas diferencias podrían ser atribuidas a diferencias en las condiciones meteorológicas y geográficas en las diferentes latitudes. El espesor geométrico de los cirrus está directamente relacionado con las condiciones y mecanismos de formación en la atmósfera. En este sentido, es importante destacar que la región analizada posee características distintivas comparadas con otras latitudes: la distribución de la plataformas continentales en el HS, especialmente en el sur del HS, está caracterizada por una gran masa de agua que rodea al sur de Sudamérica proveniente de ambos océanos (Atlántico y Pacífico) y prácticamente ninguna más al sur de 40S, salvo Nueva Zelanda. Esta relación desigual entre tierra – agua favorece la formación de nubosidad,

junto con la particular presencia de la Cordillera de los Andes que actúa como barrera natural abrupta en la circulación zonal esencialmente del oeste, contribuyendo al espesor de los cirrus cuando las masas de aire ven obstaculizado su paso hacia el este. Este resultado puede contrastarse con estudios realizados en Chile, donde las observaciones de cirrus muestran nubes de espesor reducido comparadas con las de Buenos Aires.

La Tabla 3.1 resume los resultados de las observaciones sobre las propiedades geométricas de los cirrus, resaltando las diferencias con otras latitudes analizadas en los trabajos allí mencionados.

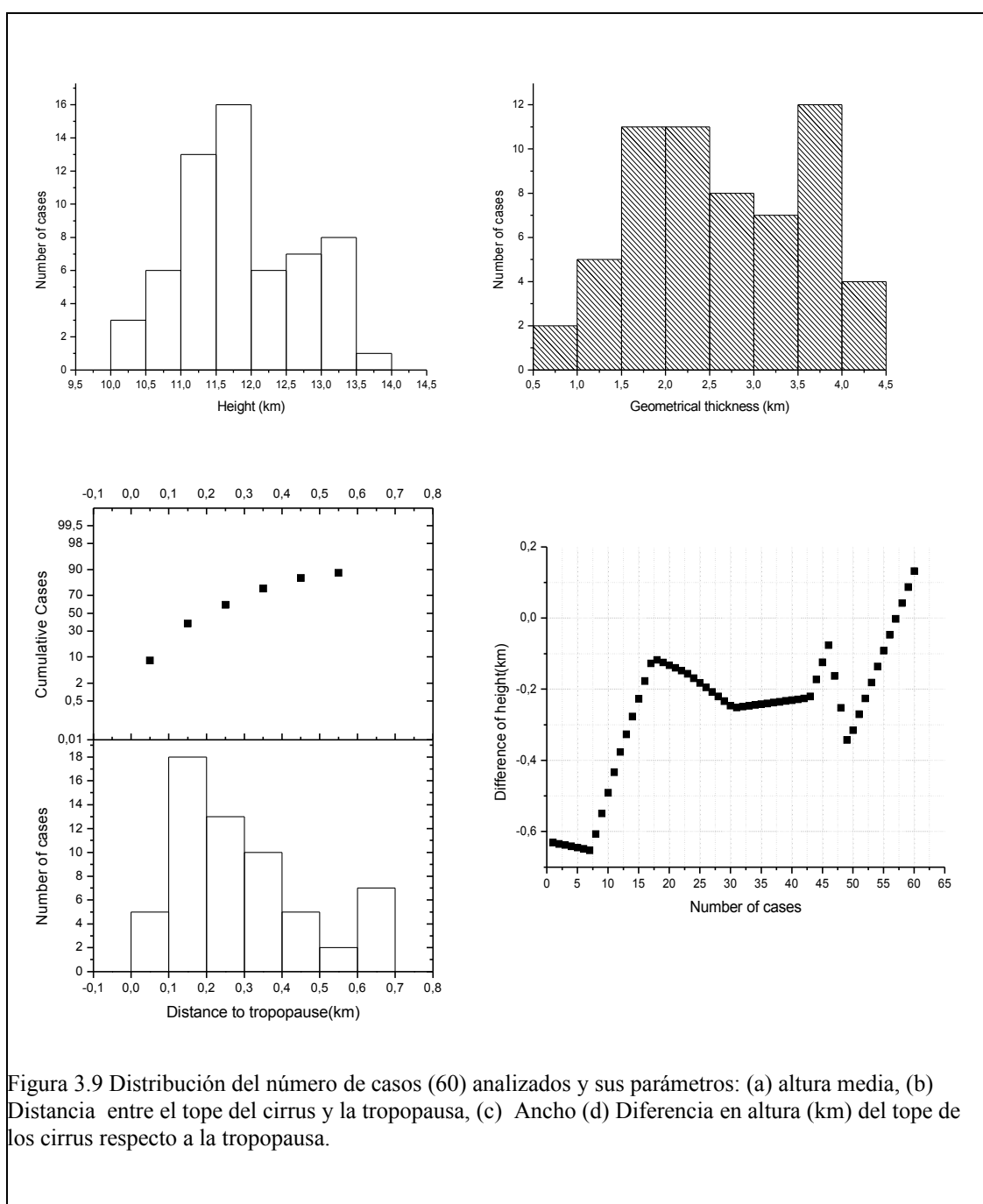


Figura 3.9 Distribución del número de casos (60) analizados y sus parámetros: (a) altura media, (b) Distancia entre el tope del cirrus y la tropopausa, (c) Ancho (d) Diferencia en altura (km) del tope de los cirrus respecto a la tropopausa.

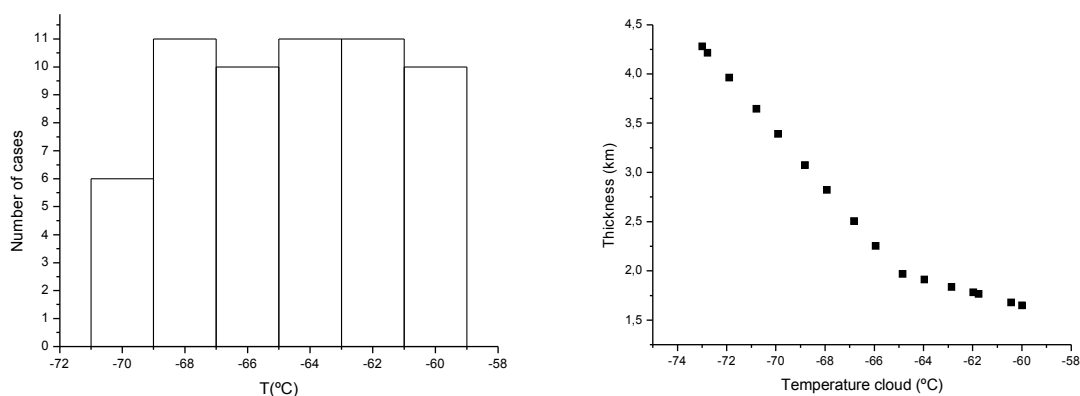


Figura 3.10 (a) Distribución de la temperatura de los cirrus, (b) Espesor geométrico versus temperatura del cirrus, con valores agrupados en intervalos de 1°C

	Buenos Aires	Punta Arenas Immler et al.,2002	Prestwick Immler et al.,2002	OHP(fall) Goldfarb et al., 2001	SLC(Oct-Dec means) Sassen and Campbell, 2001	INDOEX Seifter et al., 2007
Location	34.6°S,58.5°W	53.1°S,71°W	55.5°N, 4.6°W	44°N, 6°E	41°N, 112°W	4.1°N, 73.3°E
Cloud base height (km)	9.63(0.92)	8.8(7.9)	8.3(8.5)	9.3	8.5	11.9(1.6)
Cloud top height (km)	11.82(0.86)	9.5	9.6	10.7	11.1	13.7(1.4)
Cloud thickness (km)	2.41(0.95)	1.4	1.2	1.4	1.9	1.8(1.0)
Distance to tropopause (km)	0.38(0.25)	1.7	1.0	0.8(0.2)	0.4	—
Cloud top temperature	-64.5(3.6)	-49	-48		-56	-65(11)
Tropopause temperature	-60.6(4.7)	—	—	—	—	-81(4)

Tabla 3.2 Valores medios comparados y desviación estándar (Paréntesis) de las propiedades de los cirrus

La Figura 3.11 muestra los valores medios de OD, coeficiente de extinción así como la relación lidar de los cirrus analizados. Los valores de OD varían entre 0.08 y 2.4 con un máximo de ocurrencia situado entre alrededor 0.1 y 0.20 como muestra la Figura 3.11c. De acuerdo a la clasificación de Sassen y Cho (1996), el análisis muestra que todos los

cirrus de la tropopausa medidos son cirrus delgados (TC), con $0.03 < OD < 0.3$. Este resultado está de acuerdo con estudios previos que muestran que en latitudes medias, la presencia de los cirrus delgados es mayor que la de los opacos o gruesos: en latitudes medias, la frecuencia de cirrus sub-visibles, delgados y opacos es de alrededor de 10%, 60 – 65%, y 25-30% (Seifert et al., 2007).

Por otro lado la variabilidad del OD depende de la naturaleza de la composición y del espesor geométrico de la nube (Platt et al., 1989; Sassen y Dodd, 1990; Sassen and Benson, 2001; Jensen et al., 1996). El OD es básicamente función de tres valores: el espesor de la nube, la densidad de partículas y el tamaño medio de las partículas (Immler et al., 2007). Debido al espesor geométrico de estos cirrus de la tropopausa, los cuales pueden ser clasificados como gruesos, y su camino óptico con valores típicos característicos de los TC, no es posible encontrar una relación entre el espesor geométrico con los valores de OD.

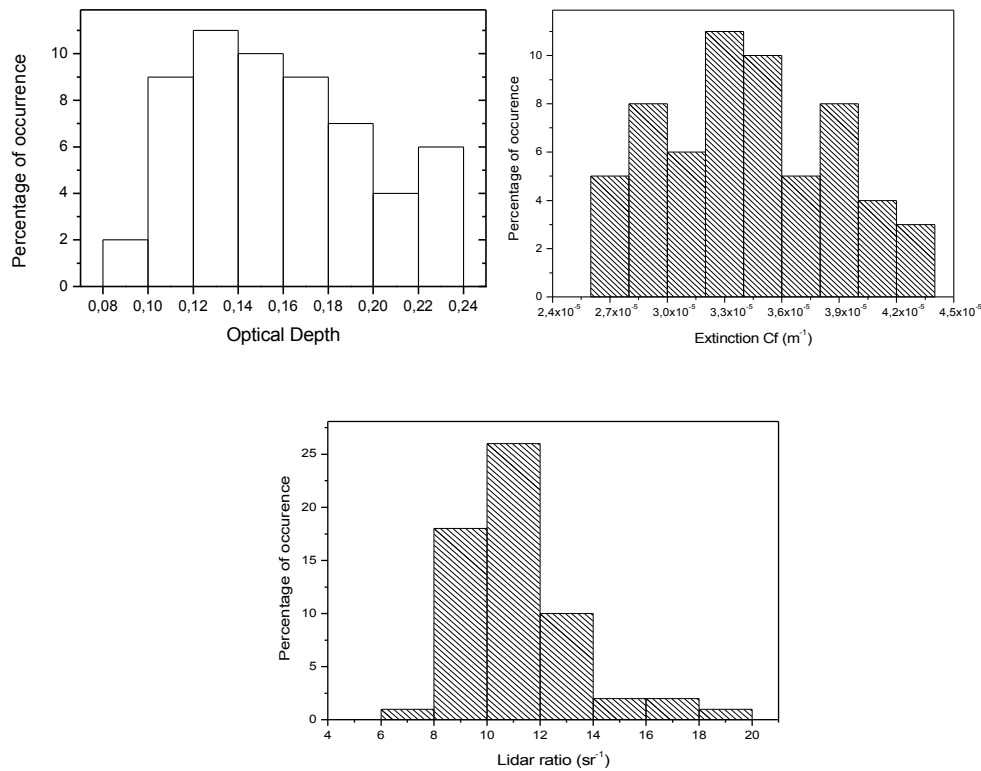


Figure 3.11 Frecuencia de distribución de (a - c) camino óptico medio, coeficiente de extinción medio y relación lidar. La distribución del coeficiente de extinción representada en la Figura 3.11 (b) muestra dos máximos entre $3.2 - 3.6 (\times 10^{-5}) \text{ m}^{-1}$. La Figura 3.11(c) en forma análoga muestra la distribución pero para el radio lidar. El primer máximo se aprecia dentro del rango $10 - 12 \text{ sr}^{-1}$, con dos máximos secundarios entre $8-9 \text{ sr}^{-1}$ y $12 - 14 \text{ sr}^{-1}$. Immler et al. (2007)

destacaron que los cirrus tropicales presentan sistemáticamente valores de lidar ratio mayores que los observados en latitudes medias. El trabajo muestra que los cirrus con una relación lidar entre 16 y 26 sr⁻¹ se encuentran en latitudes medias y tropicales respectivamente. Estos resultados están dentro del orden de los obtenidos para los cirrus locales, sin embargo es destacable que los valores obtenidos son cuantitativamente más pequeños que los mencionados en aquel análisis. No obstante, los bajos valores de la relación lidar son congruentes con los valores de coeficiente de extinción obtenidos, también bajos.

De la misma forma que con las propiedades geométricas resulta de interés poder analizar los resultados de las propiedades ópticas obtenidos, comparándolos con los que se muestran en otras latitudes tanto del HS como del HN. La Tabla 3.2 muestra en forma resumida los valores obtenidos en el análisis de los cirrus de la tropopausa sobre Buenos Aires, comparados con otros resultados procedentes de otros sistemas lidar.

Los valores medios del coeficiente de extinción así como los del camino óptico fueron estudiados para cada evento en relación con la temperatura media de los cirrus. La Figura 3.12(a) muestra el gráfico para los valores de OD respecto a T y la Figura 3.12 (b) para los valores de α también respecto a T. Aún cuando el rango de temperatura está restringido a valores entre -75° y -35° C, es posible observar que tanto el OD como el α crecen a medida que lo hace T, tendencia que se hace particularmente relevante a partir para valores $\leq -45^{\circ}\text{C}$. Varios estudios han resaltado tendencias similares para el coeficiente de extinción y el OD en latitudes tropicales y medias (e.g.; Sunilkumar y Parameswaran, 2005; Seifert et al., 2007). En ellos se sugiere que el incremento del OD con la T puede ser atribuido al aumento del coeficiente de extinción de las partículas de las nubes, a medida que T aumenta. Un análisis que contemple una mayor cantidad de observaciones podría confirmar esta tendencia y consecuentemente el origen de la misma en latitudes medias.

Esta relación resulta de gran importancia a la hora de parametrizar las propiedades radiativas de los cirrus, las cuales desempeñan un rol esencial en el ITE.

	Buenos Aires	Punta Arenas Immmler et al.,2002	Prestwick Immmler et al.,2002	OHP(fall) Goldfarb et al., 2001	SLC(Oct-Dec means) Sassen and Campbell, 2001	INDOEX Seifert et al., 2007
Location	34.6°S,58.5° W	53.1°S,71°W	55.5°N, 4.6°W	44°N, 6°E	41°N, 112°W	4.1°N, 73.3°E

Optical Depth	0.16(0.04)	0.27(0.08)	0.28(0.11)	0.07	0.42	0.28(0.29)
Extinction (km^{-1})	0.03 (0.02)	0.19(0.06)	0.20(0.12)	—	—	0.09(0.09) 0.15(0.10)
Lidar ratio (sr^{-1})	11 (3)	26	23	18.2 (assumption)	—	32(10)

Tabla 3.3. Valores medios y Desviación estándar (Paréntesis) de las propiedades de los cirrus.

Diferentes funciones se han utilizado recientemente con el objetivo de parametrizar la dependencia de la temperatura de los cirrus y el coeficiente de extinción. Guasta et al. (1993) presentan en el trabajo una función exponencial para ajustar la dependencia de la temperatura respecto de la extinción en nubes cálidas y altas. Platt y Harshavardhan (1989) también ajustan por medio de una exponencial las nubes con valores de T altos. Sassen et al., (2003) propusieron una relación lineal para la dependencia de la temperatura. Wang y Sassen (2002), por medio de un sistema combinado de radar más lidar, desarrollaron una función polinómica de orden dos para describir esta dependencia. Sunilkumar y Parameswaran (2005) exploraron la misma dependencia utilizando regresiones lineales, polinómicas y exponenciales. Seifert et al. (2007) muestran una dependencia polinómica de orden dos para los cirrus observados en Maldives (4.1°N, 73.3°E). En el presente análisis se examinaron diferentes formas funcionales para representar la dependencia de los valores de OD y α respecto de la temperatura para los cirrus observados sobre Buenos Aires.

La Figura 3.13 muestra las parametrizaciones por medio de diferentes funciones para el OD (Figure 3.13 (a)), y para el coeficiente de extinción. En este ultimo caso los valores obtenidos fueron agrupados en intervalos de 3° C (Figure 3.13(b)). Las barras verticales ilustran la desviación estándar asociada a los valores. La Tabla 3.3 muestra los valores de las constantes empíricas obtenidas para los ajustes, comparados con valores obtenidos en análisis realizados en diferentes latitudes por medio de sistemas lidar.

De los valores de la Tabla 3.3, se aprecia que los valores para los coeficientes A_0 y A_1 obtenidos para el ajuste por medio de una función cuadrática el coeficiente de extinción son aproximadamente un orden de magnitud menores a los valores obtenidos para los cirrus observados en latitudes medias (Wang y Sassen, 2002). La diferencia más notoria se encuentra en el coeficiente A_2 que con el mismo orden de magnitud, tiene signo

opuesto. Por otro lado, los coeficientes obtenidos en el presente análisis, aún cuando proceden de observaciones de cirrus en latitudes medias como lo es el caso de Buenos Aires, parecen estar más cerca de aquellos obtenidos para las nubes tropicales (Sunilkumar y Parameswaran, 2005). En la literatura reciente no existen parametrizaciones realizadas por medio de un polinomio de orden 3 en cirrus de latitudes medias, por lo que no hay puntos de referencia para la comparación.

Respecto del OD, tampoco se encuentra en las publicaciones recientes parametrizaciones por medio de funciones polinómicas en latitudes medias, por lo que solamente es posible inferir que los coeficientes obtenidos son un orden de magnitud mayor respecto de aquellos encontrados para cirrus tropicales (Sunilkumar y Parameswaram, 2005).

Dado que las parametrizaciones realizadas para los cirrus analizados sobre Buenos Aires presentan un coeficiente de correlación y el margen de confianza es similar, de alrededor del 95%, es posible asumir que la función polinómica de orden 2 pareciera ser el mejor ajuste para describir la dependencia del OD respecto de la T, mientras que para el coeficiente de extinción se hace necesario un estudio con un número mayor de observaciones para considerar qué orden de polinomio representa la parametrización más apropiada

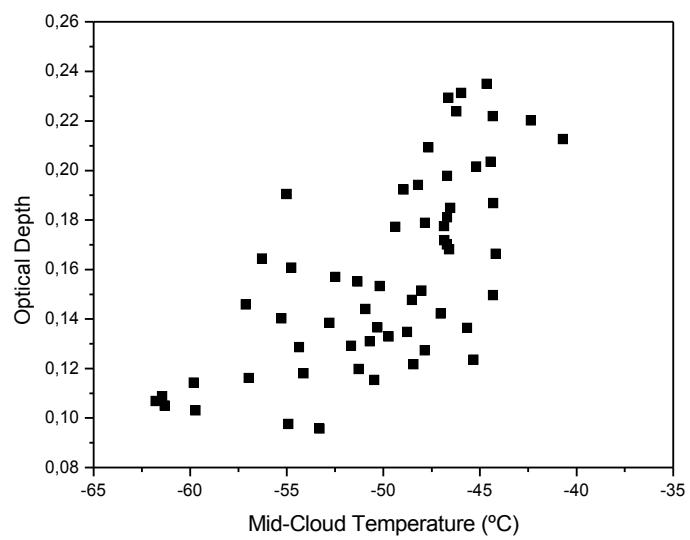
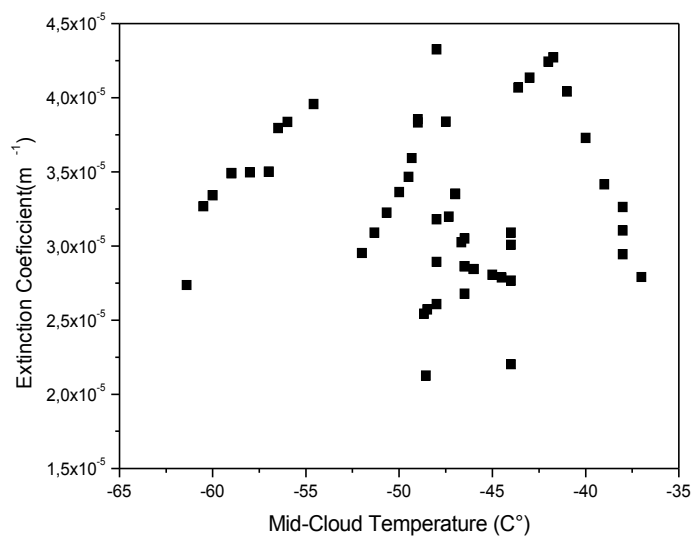


Figure 3.12 Gráfico del camino óptico y coeficiente de extinción en función de la temperatura media.

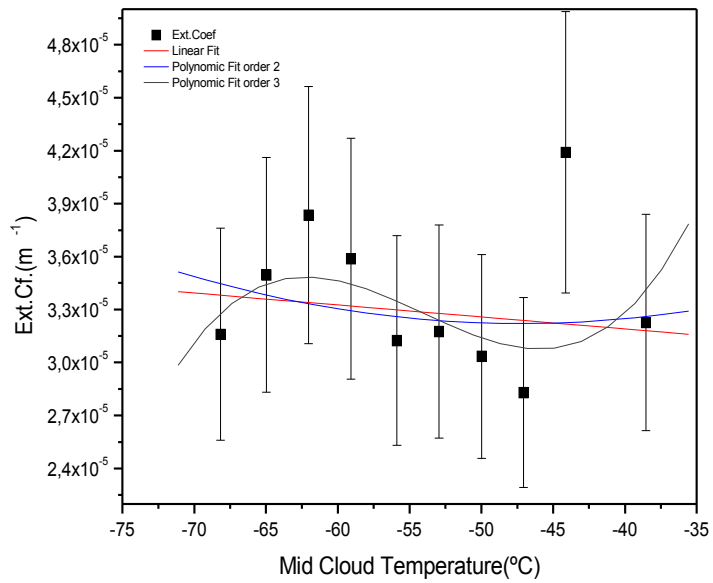
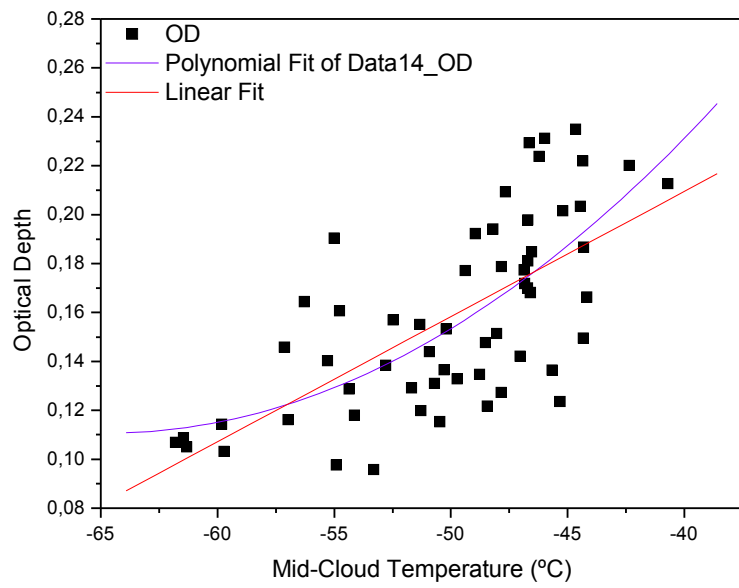


Figure 3.13 Coeficientes para el camino óptico y coeficiente de extinción medio de los cirrus en función de la temperatura media. Los gráficos están ajustados por diferentes formas funcionales

Parametros	Forma Funcional	Coefficientes	Valores Obtenidos en el estudio presente	Valores reportados en otros estudios
α	$\alpha(T) = A_o + A_1T + A_2T^2$	A_o, m^{-1} $A_1, m^{-1} \text{ } ^\circ C^{-1}$ $A_2, m^{-1} \text{ } ^\circ C^{-2}$	4.37×10^{-5} 4.88×10^{-7} 5.16×10^{-9}	7.072×10^{-4} 7.36×10^{-6} -2.329×10^{-9} (Wang and Sassen ., 2002) midlatitude 9.73×10^{-5} 1.9×10^{-6} 9.0×10^{-9} (Sunilkumar and Parameswaran, 2005) Tropical 0.5072 8.91×10^{-3} 4.15×10^{-5} (Seifert et al., 2007)
	$\alpha(T) = A_o + A_1T + A_2T^2 + A_3T^3$	A_o, m^{-1} $A_1, m^{-1} \text{ } ^\circ C^{-1}$ $A_2, m^{-1} \text{ } ^\circ C^{-2}$ $A_3, m^{-1} \text{ } ^\circ C^{-3}$	3.12×10^{-4} 1.62×10^{-5} 3.07×10^{-7} 1.89×10^{-9}	
OD	$OD = A_o + A_1T + A_2T^2$	A_o $A_1, ^\circ C^{-1}$ $A_2, ^\circ C^{-2}$	0.9382 0.02558 1.977×10^{-4}	0.45843 0.0098 5.17×10^{-5} (Sunilkumar and Parameswaran, 2005) Tropical

Tabla 3.4 Coeficientes de Parametrización para la Dependencia de la Temperatura del OD y α obtenidos en el presente análisis.

3.7 Discusión

El análisis de los cirrus sobre Buenos Aires muestra como primera y una de las más relevantes conclusiones para esta tesis que, el tope de los cirrus observados permanecen alineados con la capa de transición, con una diferencia de altura mínima del orden de los 0.5 km. La altura de las nubes cirrus muestran un máximo alrededor de los 11.5 – 12.0 km, lo cual expresa un notable acuerdo con los valores obtenidos a partir de los radiosondeos (Figura 3d y Tabla 3.2). Por lo tanto, es posible clasificarlos como *cirrus trazadores de la tropopausa* y extrapolando para latitudes extra-tropicales el término usado por Hartmann et al. (2000) y Garret et al. (2004), entre otros, se los puede denominar como: *Nubes Cirrus Extra Tropicales* (“ExTCC” del inglés Extra-tropical Cirrus Clouds).

Como consecuencia de el estudio de estos cirrus como trazadores de tropopausa, se concluyeron algunas características ópticas y geométricas que los hace distintivos de aquellos analizados en latitudes tropicales y de las escasas observaciones realizadas en latitudes medias y altas. En este sentido, se pudo apreciar que, a diferencia de investigaciones previas en otras regiones, no siempre los cirrus de la tropopausa son delgados si consideramos como característica de análisis el espesor geométrico. De hecho, los valores encontrados sobre Buenos Aires muestran un valor medio cercano a los 2.4 km, con temperaturas fluctuando entre los -70° C y -60° C. La Tabla 3.3 remarca estas características distintivas frente a otros cirrus observados en latitudes medias y tropicales.

Relacionado con las características ópticas y de acuerdo con el criterio de clasificación definido por Sassen y Cho (1992), estos cirrus son sub-visibles ($OD \leq 0.03$). El resto de las propiedades expresadas en la Tabla 3.2 muestran otra particularidad de estas nubes: tanto el camino óptico como el coeficiente de extinción, en promedio, presentan valores menores a los descritos en la literatura más reciente. Estas dos características propias de los cirrus de Buenos Aires, permiten inferir que las condiciones geográficas y meteorológicas son un factor esencial en la formación de los cirrus así como en sus propiedades. Como consecuencia, los ajustes con diferentes funciones realizadas con el objeto de parametrizar estas propiedades, presentan algunas variantes respecto a las presentadas en latitudes altas y tropicales. La Tabla 3.4 muestra esquemáticamente estas diferencias entre los coeficientes de ajuste encontrados en otras latitudes estudiadas.

Capítulo 4

El capítulo actual aborda los procesos de intercambio troposfera – estratosfera desde el punto de vista de los procesos de transporte de masas de aire. Estos procesos de transporte son analizados por medio del modelo híbrido HYSPLIT de la NOAA, mediante el cual se puede estudiar la evolución espacio – temporal de la región ATBE a través de trayectorias lagrangianas, inicializadas temporalmente en las fechas de detección de los cirrus y espacialmente, considerando dentro de la región ATBE tres puntos de referencia: la altura de la tropopausa, la altura de la base y el tope de la nube, partiendo del concepto de cirrus de la tropopausa o trazadores de la capa de transición según los resultados obtenidos en el capítulo anterior.

Trayectorias Lagrangianas

4.1 Introducción

El transporte de gases constituyentes, gases traza (o simplemente trazadores) en la atmósfera ha sido uno de los temas más ampliamente investigados durante las últimas décadas, debido principalmente a la multiplicidad de aplicaciones. El estudio de los transportes, y por ende, los mecanismos por los cuales se originan, así como su evolución temporal afectan directamente a la atmósfera desde el estudio de la evolución del agujero de ozono hasta el análisis de la contaminación.

Estudiar el transporte de trazadores implica analizar el desplazamiento en la atmósfera de distintos elementos, tales como los gases CFC, O_3 , vapor de agua, así como las denominadas partículas finas como los aerosoles.

Los constituyentes atmosféricos, según su naturaleza, pueden dividirse en una primera clasificación en dos grandes grupos: dinámicos y químicos. Los primeros, como el CH_4 , son aquellos cuyo tiempo de vida útil es mayor al tiempo necesario para desplazarse grandes distancias como las escalas globales, antes de ser modificados por medio de reacciones fotoquímicas. En contraposición, los químicos, como el O_3 , se caracterizan por un tiempo de vida útil corto en términos relativos comparados con los primeros (Holton 1995), cuya distribución media está asociada al estado de equilibrio en la atmósfera de las familias químicas, en el caso del ozono la familia del oxígeno anómalo.

El estudio del transporte o de los procesos de circulación de estos gases en la atmósfera se realiza usualmente por medio de modelos computacionales, orientados a la física de la atmósfera, con condiciones de contorno que aportan características físicas del sistema por la cuales es singular.

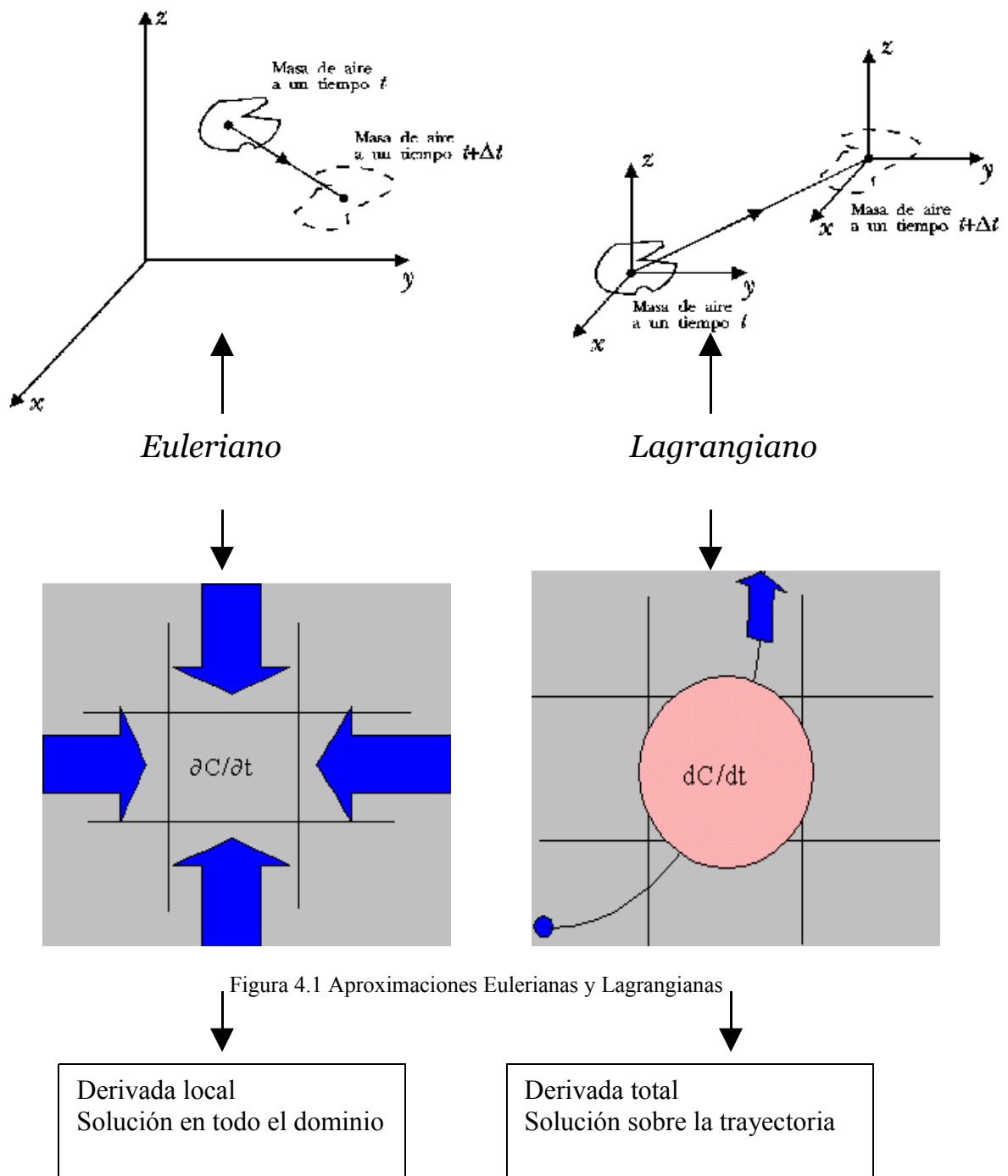
Se pueden distinguir dos grandes clases de modelos según se analice el movimiento de los constituyentes y por ende, según se resuelva la ecuación de difusión: modelos *lagrangianos* y modelos *eulerianos*.

En general, estas dos concepciones se pueden describir como sigue:

- La solución euleriana, establece un sistema de referencia fijo, habitualmente en el foco emisor u origen del proceso de transporte, y en ella se tratan de resolver

las ecuaciones de balance de materia, energía y cantidad de movimiento, con diferentes grados de aproximación.

- La solución lagrangiana, utiliza dos sistemas de coordenadas; el fijo, que es el foco emisor u origen para el movimiento general por advección de los constituyentes, y otro móvil, que se desplaza con la pluma del trazador, para la descripción de la difusión turbulenta en el seno del pluma.



Ambas soluciones son alternativas válidas al mismo problema y, además, se ha demostrado que aplicando las mismas aproximaciones en las dos vías con el fin de obtener una solución analítica, el resultado es el mismo: la ecuación de difusión gaussiana. Sin embargo, fuera de estas aproximaciones, sus resultados y sus posibilidades de aplicación son muy diferentes.

4.2 Modelos Lagrangianos

La aplicación de los modelos lagrangianos presenta más variantes que la de los modelos eulerianos, basados generalmente en la definición de los sistemas de referencia móviles asociados a cada cantidad de contaminante o masa de aire, y la distribución de la misma dentro del sistema de referencia.

En general, se pueden distinguir tres variantes diferentes:

- ❑ Modelos de estructuras (*puffs*).
- ❑ Modelos de segmentos.
- ❑ Modelos de partículas (PIC).

Los modelos de segmentos representan la pluma de la masa de aire o contaminantes como una serie de segmentos discretos que, sumados, cubren todo el volumen de la pluma. Cada segmento es un sistema de referencia parcialmente independiente, puesto que tiene que mantenerse unido al anterior y al siguiente. La distribución de la masa de aire en el interior de cada segmento suele ser de tipo gaussiana. Los modelos de segmentos pueden representar situaciones de viento fuerte, pero no situaciones de relativa calma. En la práctica, han sido superados por los modelos de estructuras, puesto que éstas pueden desplazarse libremente, movidas únicamente por el campo de vientos del entorno.

Los modelos de estructuras permiten definir la distribución de la parcela de aire en el interior de la estructura de muy diferentes formas, según convenga; tradicionalmente, se han tomado como base las funciones de distribución gaussianas para este propósito puesto que la solución gaussiana se obtiene analíticamente de la ecuación de difusión mediante la aplicación de algunas hipótesis.

Los modelos de partículas utilizan como representaciones matemáticas de las parcelas, partículas matemáticas que, se considera, contienen una cantidad de masa de aire dada; no se plantea, por tanto, la distribución de la misma alrededor de cada partícula, dado que la cantidad de masa en un volumen considerado vendrá dada por el número de partículas contenidas en ese volumen. Esto permite que la distribución a analizar en el entorno pueda adoptar cualquier forma, siempre que se utilicen el suficiente número de partículas para alcanzar una representación estadísticamente próxima a la aleatoriedad. Esto implica que el tiempo de cálculo que requieren estos modelos es muy alto, y sólo en los últimos años se ha logrado alcanzar velocidad en la práctica.

La aproximación lagrangiana tiene como principal ventaja, sobre la euleriana, menores requerimientos de tiempo de cálculo y memoria de máquina, por lo que resulta muy adecuada cuando se desea determinar la influencia de un único foco emisor sobre el entorno en tiempo real con una buena resolución en la distribución de inmisiones¹ obtenida.

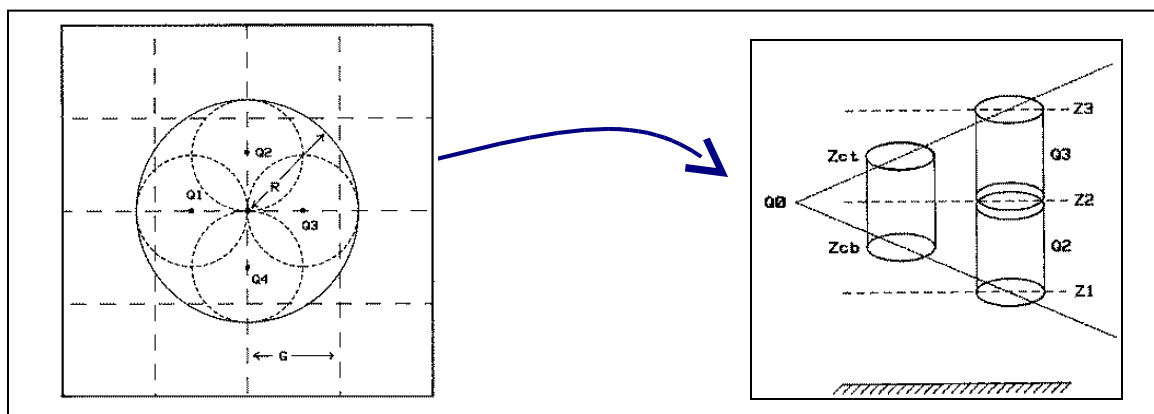


Figura 4.2. Representación de la trayectoria de la una partícula.

¹ La inmisión es la concentración de contaminantes diluidos que existe en el medio ambiente que lo rodea.

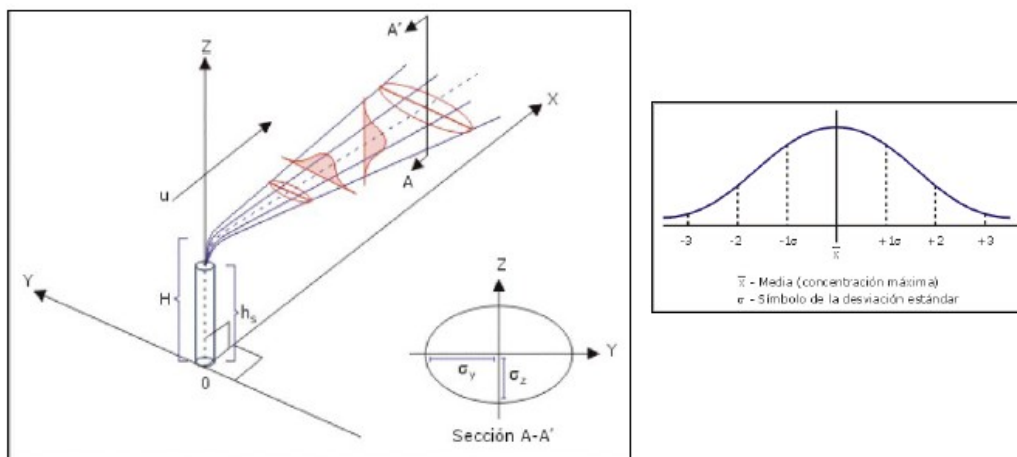


Figura 4.3 Representación de una pluma gaussiana

4.3 Modelo de Trayectorias: "Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory -HYSPLIT"

Es posible distinguir una tercera clase de modelos para el análisis de los desplazamientos de las masas de aire. A partir de las dos grandes categorías principales (lagrangianos y eulerianos) surge una tercera categoría como combinación de los dos primeros. Estos últimos se denominan modelos "híbridos". Un ejemplo de modelos híbridos es el HYSPLIT (Draxler, 1997)

El modelo HYSPLIT fue desarrollado por el Air Resources Laboratory de NOAA, Maryland, EEUU, y fue ampliamente utilizado en alertas atmosféricas tales como erupciones volcánicas, accidentes industriales y nucleares, pronóstico de dispersión de aerosoles provenientes de incendios forestales y seguimiento de masas de aire procedentes de tormentas de polvo. En particular, este modelo ha sido previamente utilizado para determinar el origen geográfico específico del material particulado en suspensión proveniente del desierto del Sahara-Sahel en diferentes estaciones de medición localizadas en la Península Ibérica .

HYSPLIT fue diseñado para estimar la dispersión y el transporte de masas de aire en escalas regionales y utiliza tanto aproximaciones eulerianas como lagrangianas. Los cálculos de trayectorias y dispersión se realizan bajo la concepción lagrangiana, mientras las concentraciones dentro de un marco de referencia euleriana ya que se realizan a partir de una grilla fija.

4.3.1. Características:

- Esquema de advección: predictor-corrector
- Interpolación lineal espacial y temporal de datos meteorológicos provenientes de fuentes externas o reanálisis
- Mezclado vertical basado en similaridad de SL , BL Ri o TKE²
- Mezclado horizontal basado en la velocidad de deformación, similaridad SL o TKE
- Dispersión de “*puff*” y Partícula calculada a partir de la varianza en las velocidades
- Concentraciones calculadas con partículas-en-celda o distribuciones Top-Hat/Gaussiana.
- Meteorología y/o mallas de concentración simultáneas y múltiples

Bajo la aproximación euleriana, la concentración en cada celda de la malla se calcula integrando el flujo de masa de aire correspondiente a cada interfaz de cada celda proveniente de la dispersión y advección de dicha masa. Cuando se utiliza la metodología lagrangiana, las concentraciones se computan sumando la contribución de cada “*puff*” de masa o contaminante que se transporta a través de la malla siguiendo su trayectoria. Un modelo lagrangiano puede simular la dispersión basándose en el crecimiento de “*puffs*” mediante la utilización de los segundos momentos o modelizando explícitamente la evolución de un grupo de partículas. Contrariamente a lo que su sigla significa, HYSPLIT puede simular una distribución a partir de una partícula simple o “*puff*”, o siguiendo el movimiento dispersivo de un gran número de partículas. Se entiende por:

- *Partícula*: Este elemento (particular) es un punto de masa de contaminante. Se emite un número fijo de partículas. Estas se mueven debido a la influencia del viento y poseen una componente media y otra aleatoria. Nunca crecen ni se dividen.
- *Puff*: Este elemento es una parcela cilíndrica tridimensional que tiene una distribución de concentración vertical y horizontalmente definidas. Los “*puffs*” crecen horizontal y verticalmente de acuerdo a las reglas de dispersión y se dividen si su tamaño es muy grande.

² Ver Apéndice B, Agrupamiento de datos

- *Híbrido*: Este elemento corresponde a un objeto bidimensional (masa plana, espesor vertical nulo) el cual posee una distribución horizontal de tipo “puff”.

Para simular la distribución vertical se utiliza un número fijo de estos elementos que funcionan como partículas. En la dimensión horizontal estos elementos crecen de acuerdo a las reglas de dispersión y se dividen si su tamaño es muy grande.

4.3.2. Datos Meteorológicos Requeridos

HYSPLIT acepta campos de datos meteorológicos de entrada que hayan sido convertidos a una proyección de mapa conformal (Estereográfico Polar, Lambert o Mercator) o una malla regular de latitud-longitud. Los datos están organizados con un registro por variable y por nivel. Todos los registros tienen el mismo tamaño. Los registros están escritos en una secuencia de tiempo hacia adelante.

4.3.3. Variables

Las variables meteorológicas se identifican con una sucesión única de 4 letras.

Para ejecutar el modelo se necesitan como mínimo las siguientes variables: componentes del viento U y V (UWND, VWND), temperatura ambiente (TEMP), altura (HGTS) del nivel de datos (si están en coordenadas de presión) y la presión en la superficie (PRSS).

La entrada de datos puede ser de productos de reanálisis como el ECMWF o NCEP. En este caso se obtienen 3 archivos de datos correspondientes al periodo de interés. Todos los campos deben tener una resolución temporal correspondiente a cuatro veces al día (0,6,12,18 horas en hora universal). Como mínimo se deben seleccionar las siguientes variables: geopotencial, temperatura, velocidad u y v, velocidad vertical y humedad relativa, correspondientes a todos los niveles de presión dentro de la troposfera baja. Las variables de superficie deben incluir la temperatura a 2 m y la velocidad u y v a 10 m. Por otra parte, el campo de geopotencial invariable debe incluirse debido a que la presión superficial no está disponible (solamente la media a nivel del mar).

El dominio meteorológico muestra la proyección conformal de 100 km que fue creada a partir de la selección de datos de entrada. El mapa muestra 1 de cada 2 nodos de la malla y las líneas de latitud y longitud cada 5 grados.

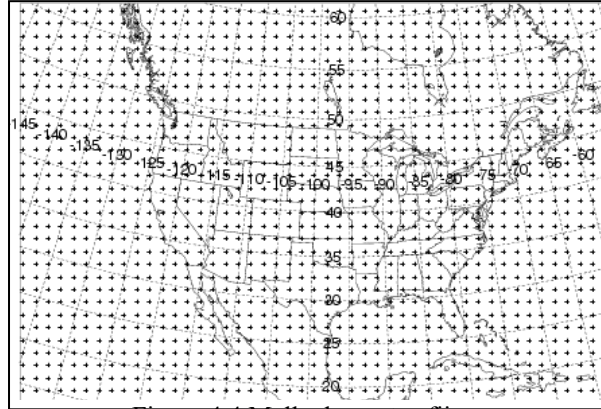


Figura 4.4 Malla de puntos fija

4.3.4. Cálculo de Trayectorias

Si suponemos que una partícula se deja llevar por el viento pasivamente, entonces su trayectoria estará representada por la integral en tiempo y espacio del vector de posición. La posición final se calcula a partir de la velocidad promedio entre la posición inicial (P) y la posición de primera aproximación (P').

$$P(t+\Delta t) = P(t) + 0.5 [V(P,t) + V(P',t+\Delta t)] \Delta t \quad (4.1)$$

$$P'(t+\Delta t) = P(t) + V(P,t) \Delta t \quad (4.2)$$

El tiempo de integración es variable: $V_{\max} \Delta t < 0.75$

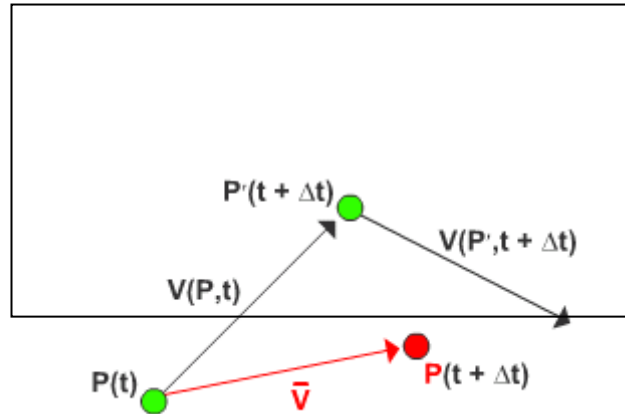


Figura 4.5 Posición de la partícula en la trayectoria.

Los datos meteorológicos se mantienen en su sistema de coordenadas horizontales originales. Por otra parte, estos datos se interpolan a un sistema de coordenadas verticales internas (Figura 4.6) que siguen el terreno (σ):

$$\sigma = (Z_{top} - Z_{msl}) / (Z_{top} - Z_{gl}) \quad (4.3)$$

donde:

Z_{top} - Tope del sistema de coordenadas del modelo de trayectoria³

Z_{gl} - altura del nivel de suelo

Z_{msl} - altura de la coordenada intern



Figura 4.6 Esquema de Interpolación de coordenadas verticales

³ La variable Z hace

$$Z = \frac{1}{g_0} \int_0^{\bar{z}} g \, dz .$$

Esta variable permite ver la desviación de un nivel de presión respecto de su estado de equilibrio independizándose de la forma del geoide.

Las alturas internas del modelo se pueden elegir de forma libre, sin embargo una vez determinadas las alturas hay una relación predeterminada, entre éstas y el nivel vertical (k) del modelo, dada por la siguiente ecuación:

$$Z_{agl} = ak^2 + bk + c \quad (4.4)$$

La ecuación 4.1 y 4.2 deben resolverse numéricamente, a lo largo de sucesivos tiempos de cálculo dependiendo de la clase de transporte a analizar, para cada partícula o estructura ubicada en el instante inicial en un determinado punto de la malla. Es decir, cada partícula es advectada numéricamente en cada tiempo de cálculo. Las constantes se definen automáticamente de tal manera que la resolución interna del modelo sea la misma o mayor que la resolución vertical de los datos de entrada.

El cálculo de las trayectorias puede inicializarse a partir de una partícula simple. En ese caso, la alta resolución de la parametrización de la dispersión vertical del modelo de la partícula, se combina con la ventaja de tener un número creciente de estructuras a medida que la masa de aire se expande y dispersa.

La concentración del aire se calcula para un punto específico de la malla en el caso de estructuras y como la concentración media de la celda en el caso de partículas. La concentración de la malla se define por intersección de las coordenadas de latitud y longitud.

El modelo HYSPLIT permite calcular trayectorias simples, ensambles de trayectorias y matrices de trayectorias. El único caso en el que es posible determinar las trayectorias para un mismo origen, a diferentes alturas es el de *trayectorias simples*.

Esta opción del modelo a su vez, permite obtener trayectorias en diferentes coordenadas: isobáricas, velocidad vertical e isentrópicas. La trayectoria más adecuada dependerá de si el interés está puesto en las interacciones con la superficie o en el transporte de más largo alcance.

En las opciones isobárica, isentrópica y de densidad constante (isopíctica) las velocidades verticales se calculan a partir de la ecuación:

$$W = \frac{\left(-\frac{\partial q}{\partial t} - u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y}\right)}{\frac{\partial q}{\partial z}} \quad (4.5)$$

donde “W” representa la velocidad requerida por la trayectoria para permanecer sobre la superficie “q” (de presión, temperatura potencial, densidad). Nótese que la ecuación representa solamente una aproximación del movimiento y que una trayectoria puede desviarse de la superficie deseada.

Los detalles técnicos más específicos están detalladamente explicados en el Apéndice B.

4.4 Error en el cálculo de la Trayectoria

Un cálculo de trayectoria posee tres fuentes de error: el error de calculo debido a imprecisiones numéricas, la inadecuada representación de la atmósfera por parte de los datos y los errores de medición utilizados para crear los campos de datos meteorológicos.

De la literatura, es posible estimar el error para una trayectoria que comienza en cualquier posición geográfica y viaja cierta distancia, como un valor entre el 15% y el 30% de la distancia que se desplaza la masa de aire.

□ Errores Físicos

La componente física del error está relacionada con la capacidad de los campos numéricos para reproducir los campos verdaderos. No existe manera alguna de verificar o cuantificar este error sin recurrir a la validación de datos de forma independiente

□ Errores Computacionales

La componente computacional del error se compone básicamente de dos clases

- Error de integración debido principalmente al truncamiento y
- Error de la resolución de datos; i.e., el error causado al intentar reproducir una función continua, el campo de flujo atmosférico, con una malla de puntos de resolución limitada tanto temporal como espacialmente

4.5 Obtención de trayectorias sobre EZE con el Modelo HYSPLIT

Para analizar el intercambio de masas de aire entre troposfera y estratosfera, se calcularon retro trayectorias simples por medio del modelo HYSPLIT para aquellos eventos en los que se detectaron cirrus por medio del sistema lidar, sobre la estación de EZE (Capítulo 3). Los datos de entrada utilizados fueron los provenientes del reanálisis del ECMWF-ERA40, con una resolución de 2.5° grados en latitud y longitud.

En este capítulo sólo se analizaron cuatro eventos representativos del conjunto analizado en el Capítulo 3, durante el mes de septiembre del año 2006. El tiempo de inicialización del modelo para el cálculo de las trayectorias en cada evento coincidió con la detección de los cirrus (12 UTC ,00 UTC y 04 UTC). Las alturas iniciales para el modelado de las trayectorias fueron seleccionadas en función de la altura de la tropopausa y, dado el comportamiento de los cirrus como trazadores de la capa de transición, las alturas del tope y la base también fueron incorporadas. La elección de tales alturas, no fue arbitraria. La evolución del tope, y en consecuencia de la tropopausa, ya que el primero se mantiene alineado a la segunda, es un buen indicador de los desplazamientos de aire desde la tropopausa hasta la estratosfera; i.e., puede caracterizar eventos de intrusión estratosférica. A su vez, el cirrus en el momento de su detección, es una estructura única: la base y el tope así como la masa de aire entre ambos conforman una sola estructura, por lo que el estudio de su evolución al inicializarse el modelo debe contemplarlo. Más aún, el monitoreo de la trayectoria de la base, claramente situada en la troposfera, incorpora al análisis, la descripción del comportamiento de la masa de aire de altura inferior que resulta de particular interés en los procesos de transporte que se desarrollan durante eventos con quiebre de la tropopausa (eventos de múltiple tropopausa). Para cada evento el modelo se corrió para intervalos de tiempo entre 18 horas hasta 7 días.

Las coordenadas elegidas para el cálculo de las trayectorias fueron *coordenadas isentrópicas*. La elección de estas coordenadas implica la hipótesis de que cada trayectoria, y por lo tanto cada parcela de aire al desplazarse, sigue una superficie isentrópica con una temperatura *theta* (θ) constante como coordenada vertical.

La ventaja de utilizar análisis en coordenadas isentrópicas para el estudio de intercambios de masas de aire a través de aproximaciones lagrangianas, pueden resumirse de la siguiente manera:

- En escalas sinópticas y ausencia de procesos diabáticos, las superficies isentrópicas son “superficies materiales”
- El flujo horizontal en superficies isentrópicas contiene la componente adiabática del movimiento horizontal, la cual es habitualmente despreciable en sistemas coordinados en Z o P
- El transporte referido a la humedad en coordenadas isentrópicas es más coherente espacial y temporalmente
- Las superficies isentrópicas tienden a ser paralelas a las zonas frontales, con lo cual la variación de cantidades como u, v, T y q, son más graduales a lo largo de ellas.
- Las variables atmosféricas tienden a estar mejor correlacionadas en superficies isentrópicas que en superficies de presión constante, especialmente en casos de flujos advectivos.
- El espaciamiento vertical de las superficies isentrópicas es una medida de estabilidad de la capa atmosférica a estudiar.
- El gradiente de las superficies isentrópicas está directamente correlacionado con los vientos y temperaturas.
- Las trayectorias de parcelas de aire pueden ser analizadas fácilmente a través de superficies isentrópicas. En ese sentido, el análisis lagrangiano del desplazamiento vertical de las parcelas está mejor relacionado con las imágenes satelitales que el euleriano.

En la Tabla 4.1 se detallan los eventos analizados por medio de las trayectorias.

Fechas de los eventos analizados:
2006-09-07
2006-09-10
2006-09-21
2006-09-26

Tabla 4.1 Eventos analizados por medio de las trayectorias

4.5.1 Análisis de Eventos

Es importante notar, antes de analizar cada evento en forma individual, que todos ellos transcurrieron en el mes de septiembre, en primavera. La tropopausa en la estación de EZE ha sido ampliamente caracterizada por Bischoff et al. (2007). En este trabajo realizado en base a aproximadamente 30.000 radiosondeos, se muestra entre otras tantas características, la variabilidad de la tropopausa simple y los eventos con múltiple tropopausa térmica en la región. De acuerdo al escrito, EZE es la estación argentina que presenta una de las mayores frecuencias de tropopausa doble en invierno y primavera, las cuales estarían asociadas a las oscilaciones del frente polar y a frentes fríos y su corriente de chorro asociada. Es por ello que, para cada evento estudiado a partir de las trayectorias se presenta una descripción de la situación meteorológica que incluye el día previo y posterior al evento en estudio. El evento analizado particularmente se encuentra resaltado en gris en las correspondientes tablas.

- **Evento 1: 2006-09-07**

La Figura 4.5 muestra la imagen lidar del cirrus detectado para el 2006-09-07⁴. Las características de este cirrus se encuentran detalladas en la Tabla 4.1

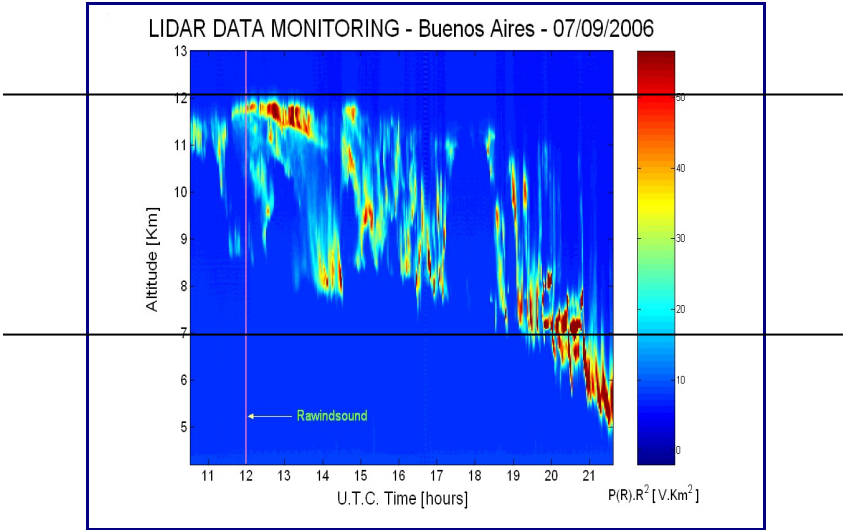


Figura 4.7 Cirrus detectado por el sistema lidar sobre EZE para el 2006-09-07

Evento	2006-09-07
Altura Tope	12 km
Temperatura tope	210 K
Altura Base	7.5 km

⁴ Para el cálculo de la altura de la base en caso inhomogéneos, ver Capítulo 3.

Temperatura base	240 K
Ancho	4 km

Tabla 4.1 Características del cirrus para el evento 2006-09-07

La Figura 4.8 del Earth System Laboratory Research (EALR), muestra la situación de alta nubosidad existente el día del evento que alcanza valores del orden del 80%, y en la cual se encuentra inmerso el cirrus detectado.

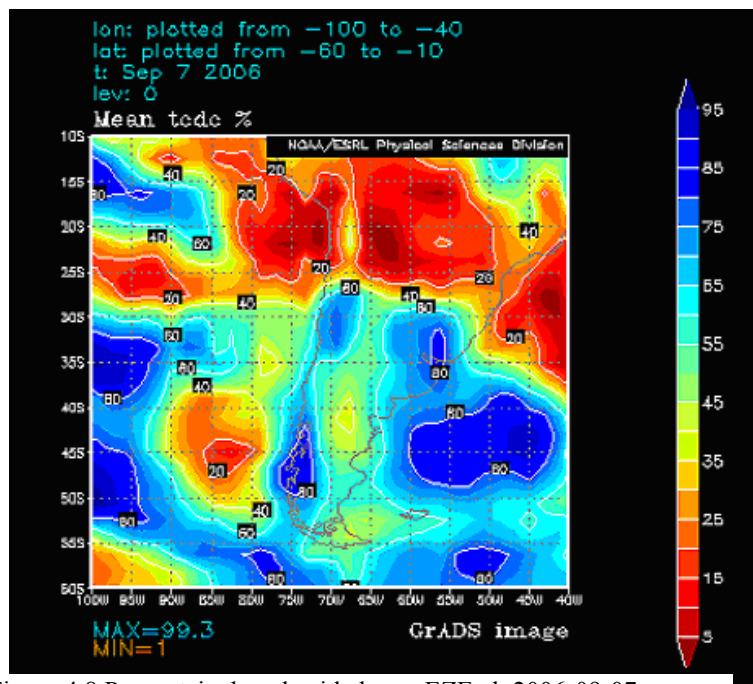
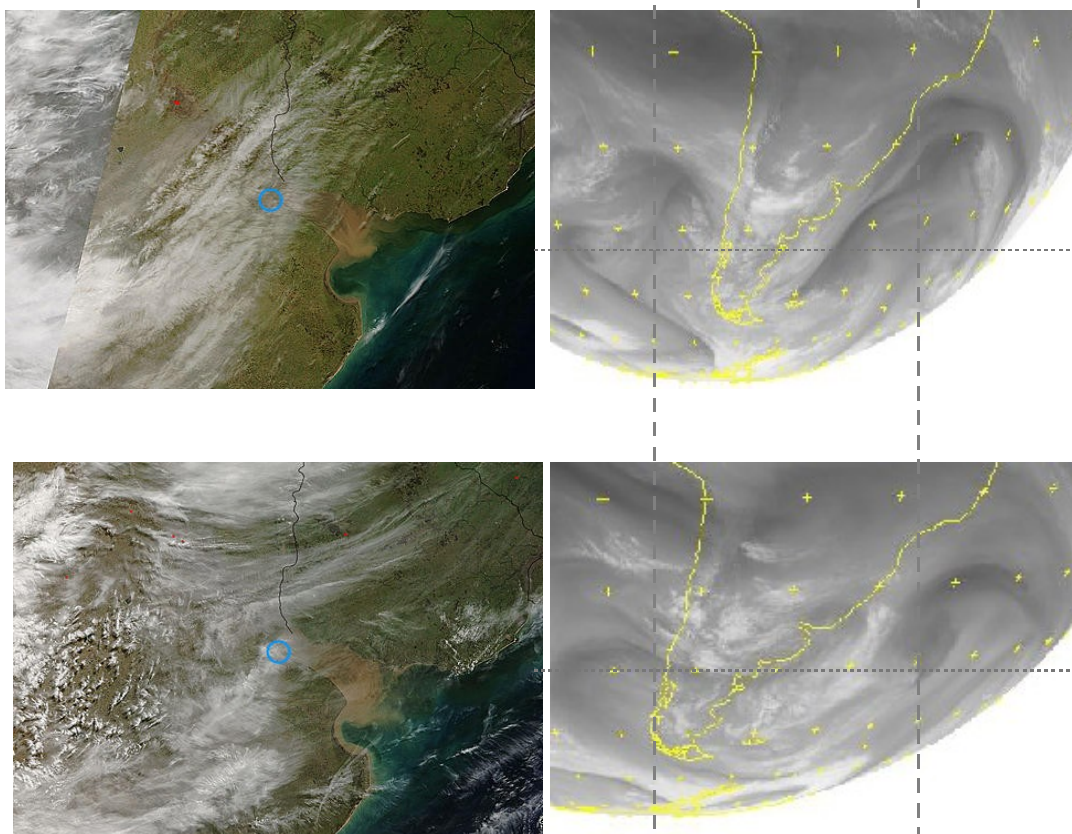


Figura 4.8 Porcentaje de nubosidad para EZE el 2006-09-07

Las imágenes del satélite TERRA – MODIS y del GOES 12 hs del Service d'Archivage et de Traitement Météorologique des Observations Spatiales (SATMOS) de vapor de agua para las 12 UTC, hora de detección del cirrus, mostradas en Figura 4.9 presentan una visión más completa de EZE para el evento analizado. En las imágenes satelitales (TERRA – MODIS) de la izquierda es posible apreciar en la región de interés, el pasaje de un frente ya iniciado en día 6 de septiembre, día previo a la detección del cirrus. A la derecha, las imágenes del GOES 12 obtenida del SATMOS muestran una imagen más amplia de la región, donde se observan dos anomalías de presión, cuyos centros se van desplazando hacia el oeste. La imagen para el día del evento en estudio, muestra la presencia de múltiples cirrus altos con gran cantidad de vapor de agua. La grilla punteada marca el origen de los mismos para el día 6 de septiembre, previo al evento y conforman un eje de referencia para la observación del desplazamiento temporal de las anomalías de presión.



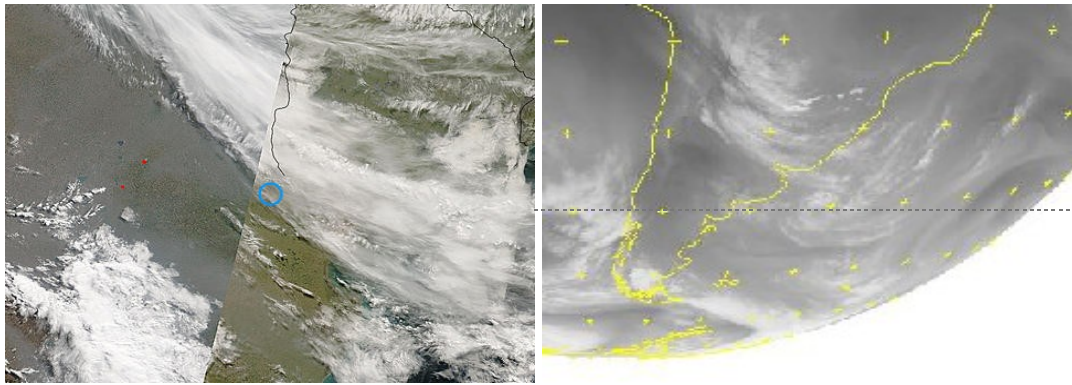


Figura 4.9 Imágenes satelitales del GOES 12 y TERRA-MODIS para el 2006-09-07

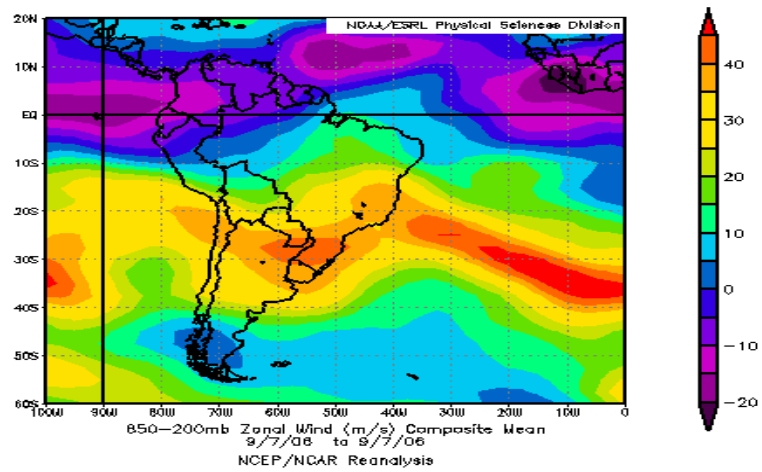
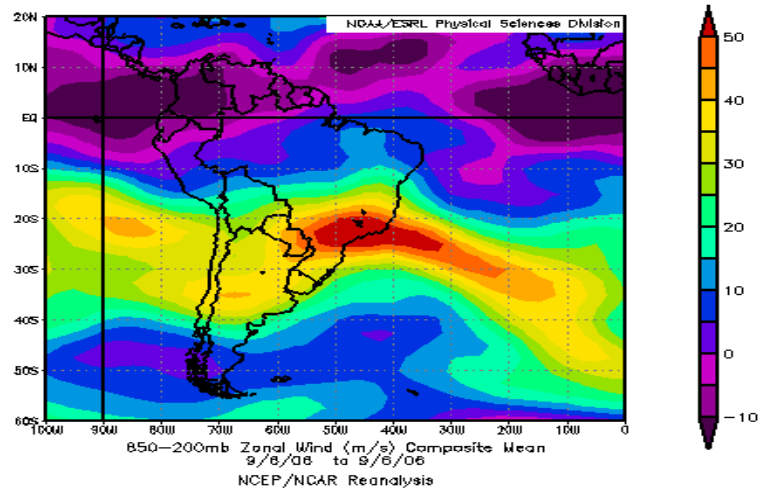
La Figura 4.10 completa la descripción de la situación meteorológica con los mapas de campos meteorológicos calculados a partir de datos satelitales del AURA Improved Microwave Limb Sounding (IMLS), del JPL en los cuales se muestran la intensidad de los vientos durante los tres días para presiones entre los 850 y 200 hPa, valores en los que está incluida la tropopausa y la región ATBE. En ese lapso se aprecia en la región de interés una intensidad máxima del frente, para el día del evento.

Por último, la Figura 4.11 presenta el desarrollo del frente en la región ATBE para los tres días de análisis, donde se observa claramente un cambio en los contornos, mostrando que el frente alcanza un máximo el día 6 y 8 de septiembre, frente a un punto de inflexión para el día del evento analizado.

A partir de las Figuras 4.8, 4.9, 4.10 y 4.11 se puede concluir la existencia de una clara situación de inestabilidad en las variables meteorológicas como consecuencia de la presencia de un frente, originado previamente al evento. Bajo estas condiciones y según la literatura reciente (Bischoff et al., 2007; Karpechko et al., 2007 entre otros) es plausible hipotetizar que este evento representa características similares a las que se describen en los procesos donde la capa de transición de la región ATBE se deforma y/o quiebra, dando lugar a la aparición de al menos, una tropopausa doble.

De los datos de temperatura y altura de radiosondeo del Department of Atmospheric Science, College of Engineering, University of Wyoming, se obtuvo el perfil de temperatura en función de la altura (Figura 4.12) para el 7 de septiembre, y a partir de la definición de la OMM, se calcularon valores de la primera tropopausa (LRT1) y en el caso de existir, de las segunda (LRT2) o tercera (LRT3).

La Tabla 4.2 muestra los resultados obtenidos, confirmando la existencia de LRT1 y LRT2.



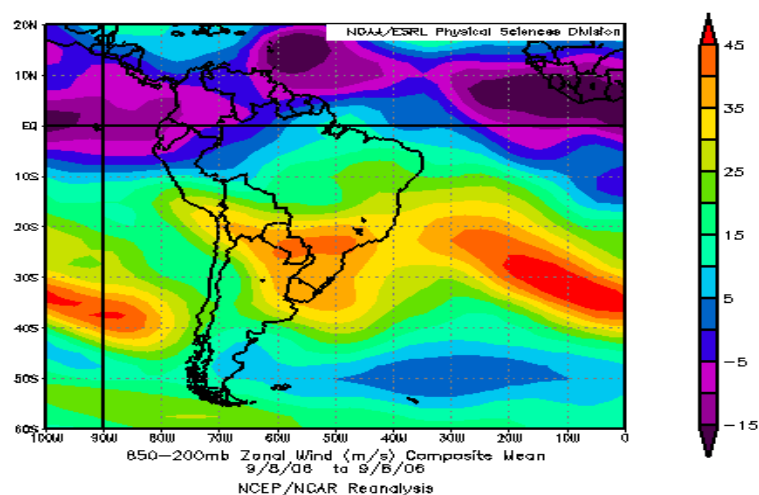
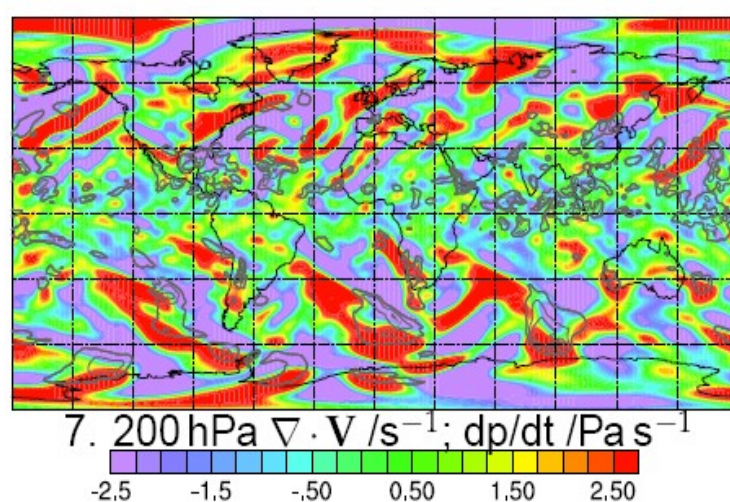
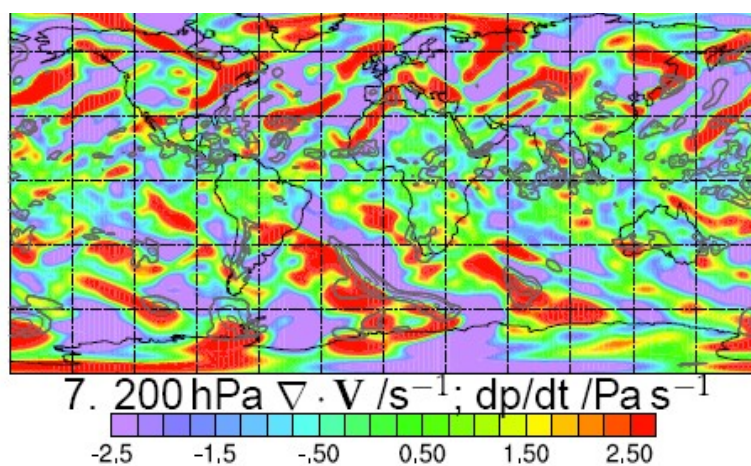


Figura 4.10 Imágenes obtenidas de reanálisis del ESRL de la NOAA para los vientos el 2006-09-07



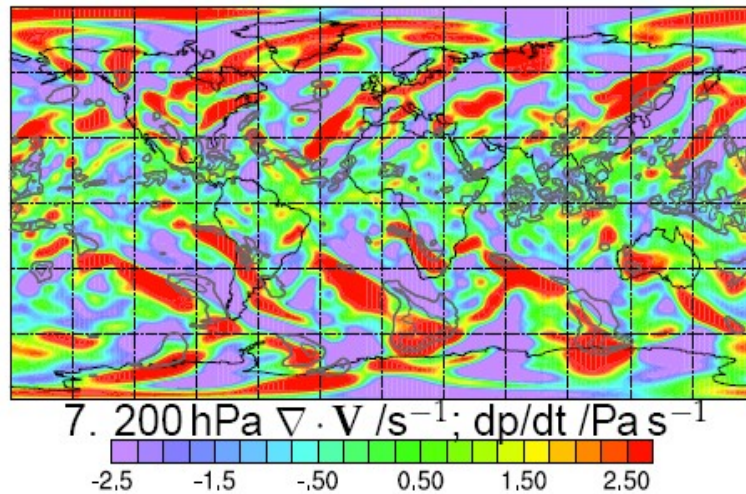


Figura 4.11 Mapas de gradiente de presión obtenidos a partir del JPL NASA del para el (a) 2006-09-06, (b) 2006-09-07 y (c) 2006-09-08.

2006-09-06 (12 UTC)	Presión (hPa)	Altura(km)	Temperatura (K)
LRT1	208.0	11666.0	211.5
LRT2	166.0	13086.0	212.1
LRT3	73.0	19192.0	209.9
2006-09-07 (12 UTC)			
LRT1	209.0	11678.0	210.5
LRT2	96.0	16531.0	209.6
LRT3	-----	-----	-----
2006-09-08 (12 UTC)			
LRT1	216.0	11405.0	214.9
LRT2	113.0	15495.0	211.3
LRT3	61.4	19286.0	210.1
LRT4	27.0	24552	217.7

Tabla 4.2 Valores de temperatura, altura y presión para la(s) tropopausa(s) los días 2006-09-06,07 y 08. El día de la detección del evento se encuentra sombreado en gris

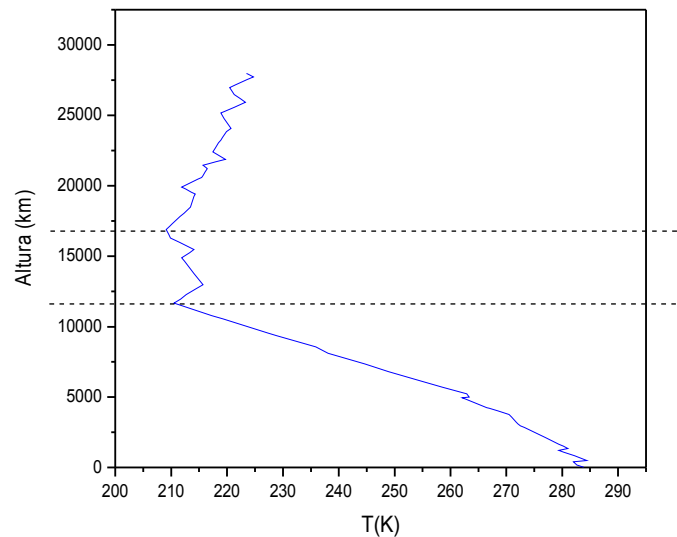


Figura 4.12 Perfil de temperatura en función de la altura para el 2006-09-07. Datos Wyoming,. Las líneas punteadas representan la LRT1 y LRT2

Una vez analizada la situación meteorológica del evento y los valores de tropopausa, se obtuvieron las trayectorias simples a partir del modelo HYSPLIT, en las condiciones previamente mencionadas para un intervalo de tiempo variable entre uno y tres días.

La Figura 4.13 muestra la trayectoria obtenida para un lapso de tiempo de siete días, en las cuales se observan los desplazamientos de las masas de aire, bajo las condiciones meteorológicas imperantes durante el evento, en los diferentes valores representativos de presión. Es importante resaltar la línea sólida roja, cuya presión es de 200 hPa, ya que contempla las masas de aire ubicada en la región ATBE, según los valores de tropopausa de la Tabla 4.2.

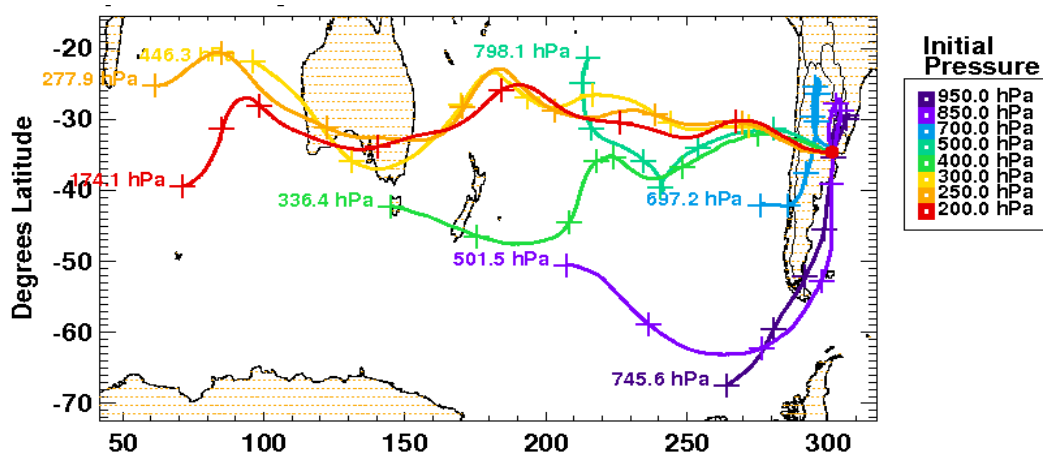


Figura 4.13 Retrotrayectorias cinéticas para la estación de EZE en todos los niveles de presión

La Figura 4.14, muestra las trayectorias para tres días de corrida del modelo. Como se puede observar en la figura, la trayectoria representa el camino seguido por las masas de aire que llegan a la estación EZE el 7 de septiembre, es por ello que las trayectorias calculadas fueron retro trayectorias. En la figura se aprecian tres líneas sólidas de distinto color, las cuales corresponden a las diferentes alturas para las cuales se inicializó la corrida. La línea verde representa la evolución espacio temporal de la tropopausa, mientras las otras dos restantes muestran la evolución para el tope del cirrus, alineado a la tropopausa (azul) y la base (roja).

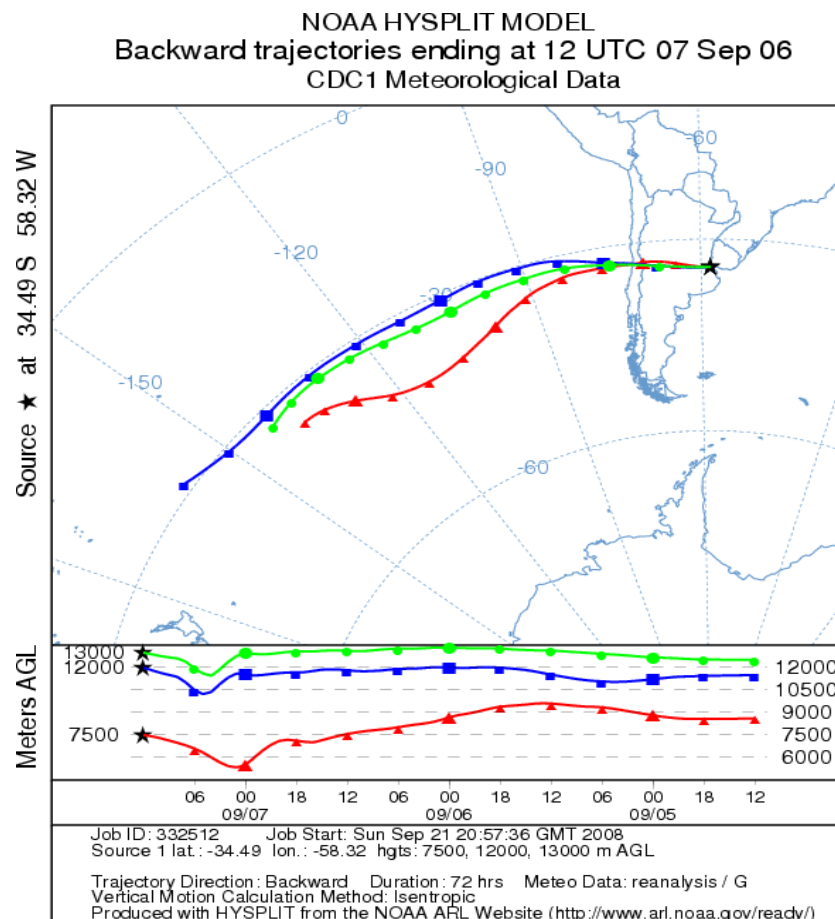


Figura 4.14 Retrotrayectorias para la estación de EZE para el evento 2006-09-07 para la tropopausa, base y tope del cirrus, corridas

Con el objetivo de analizar el evento en forma más acotada temporal y espacialmente, se calcularon las mismas trayectorias pero para intervalos de tiempo más cortos. Las Figuras 4.15 y 4.16 muestran los resultados obtenidos para corridas de 24 y 18 hs respectivamente.

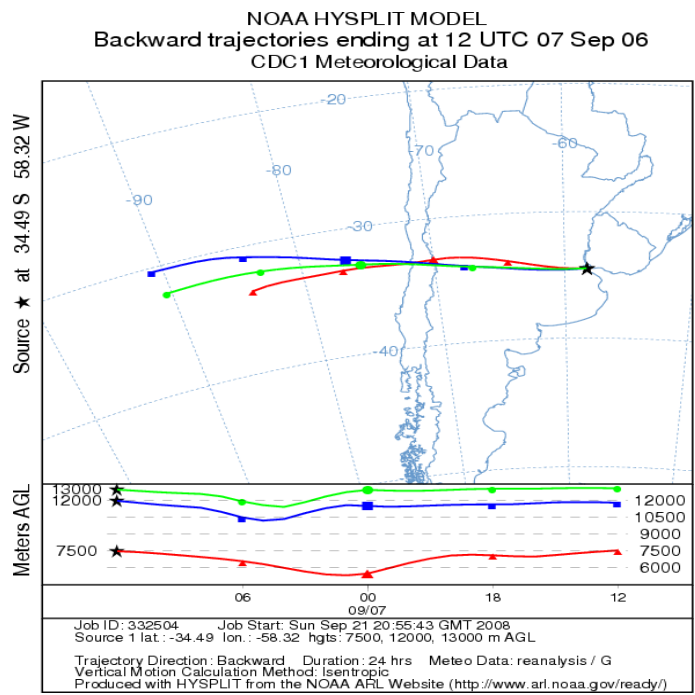


Figura 4.15 Idem Figura 4.14, pero para corridas para 24 hs

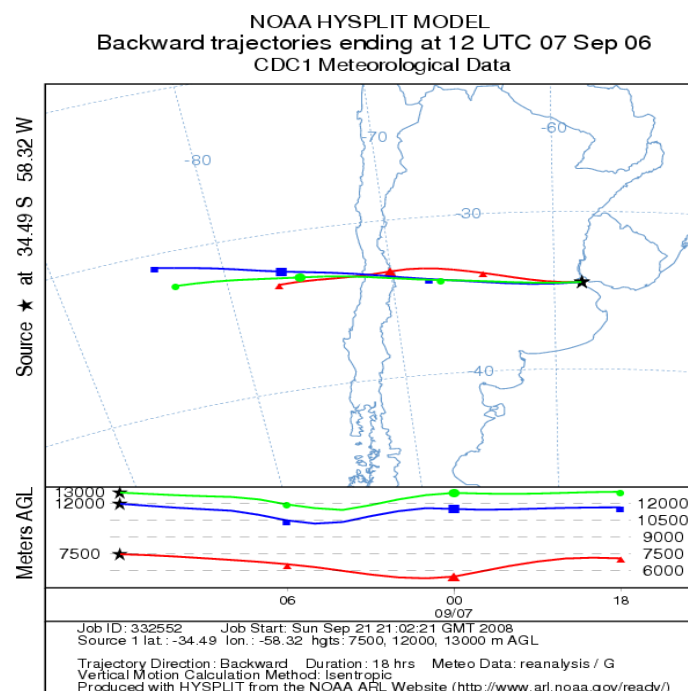


Figura 4.16. Idem Figura 4.14 pero para corridas para 18 hs

Dado que el día analizado presenta tropopausas múltiples, en adición el modelo también se corrió inicializando las alturas en las aquellas correspondientes a la primera y segunda tropopausa respectivamente, para observar si el intercambio se producía a una altura superior a la primera tropopausa; i.e., entre la primera y la segunda tropopausa.

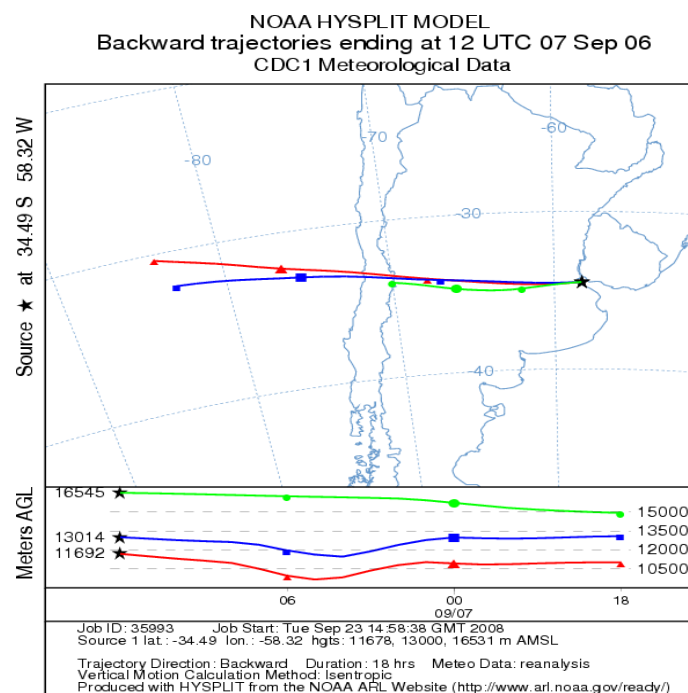


Figura 4.17 Idem Figura 4.14 pero para 18 hs

□ Evento 2: 2006-09-10

De la misma forma que en el caso previo, para este evento, se analizó la situación meteorológica y las trayectorias obtenidas a partir del modelo en las mismas coordenadas.

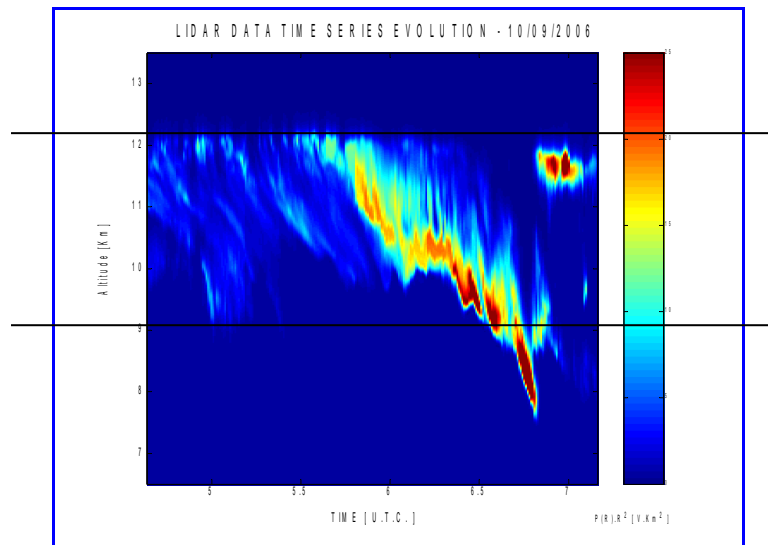


Figura 4.18 Cirrus detectado por el sistema lidar sobre EZE para el 2006-09-10

Evento	2006-09-07
Altura Tope	12.5 km
Temperatura tope	210 K
Altura Base	9 km
Temperatura base	240 K
Ancho	3 km

Tabla 4.3 Características del cirrus para el evento 2006-09-10

La Figura 4.19 del EALR, muestra la situación de alta nubosidad existente el día del evento que fluctúa entre el 80 y 90 %.

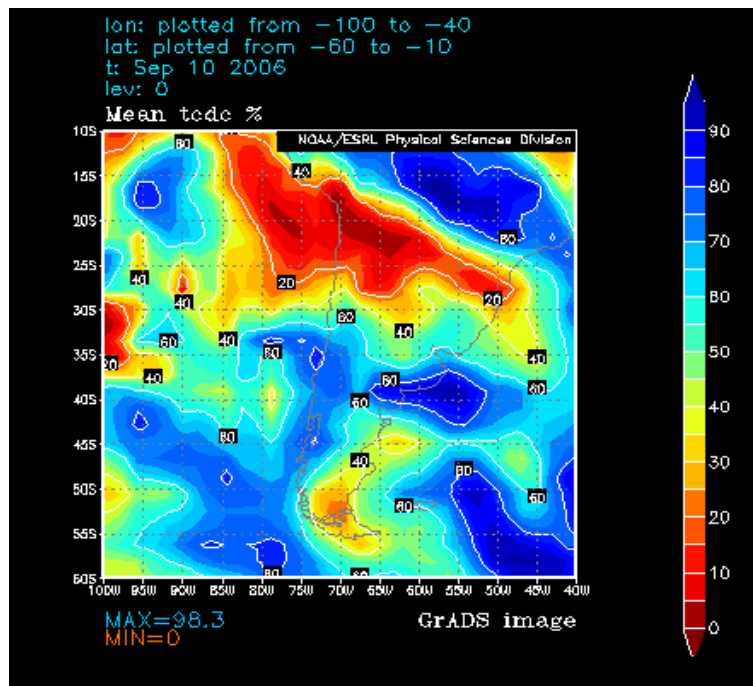


Figura 4.19 Porcentaje de nubosidad sobre EZE para el 2006-09-10

Las imágenes de los satélites TERRA – MODIS y GOES 12hs, muestran una visión más completa de la situación meteorológica del evento analizado. En este caso, a diferencia del anterior, se aprecia la formación de un frente que está en formación durante el evento para el cual se detectó el cirrus. Este frente cuyos vientos se desplazan como indica la Figura 4.20, muestra un máximo el día 11 de septiembre como se puede apreciar en la Figura 4.21

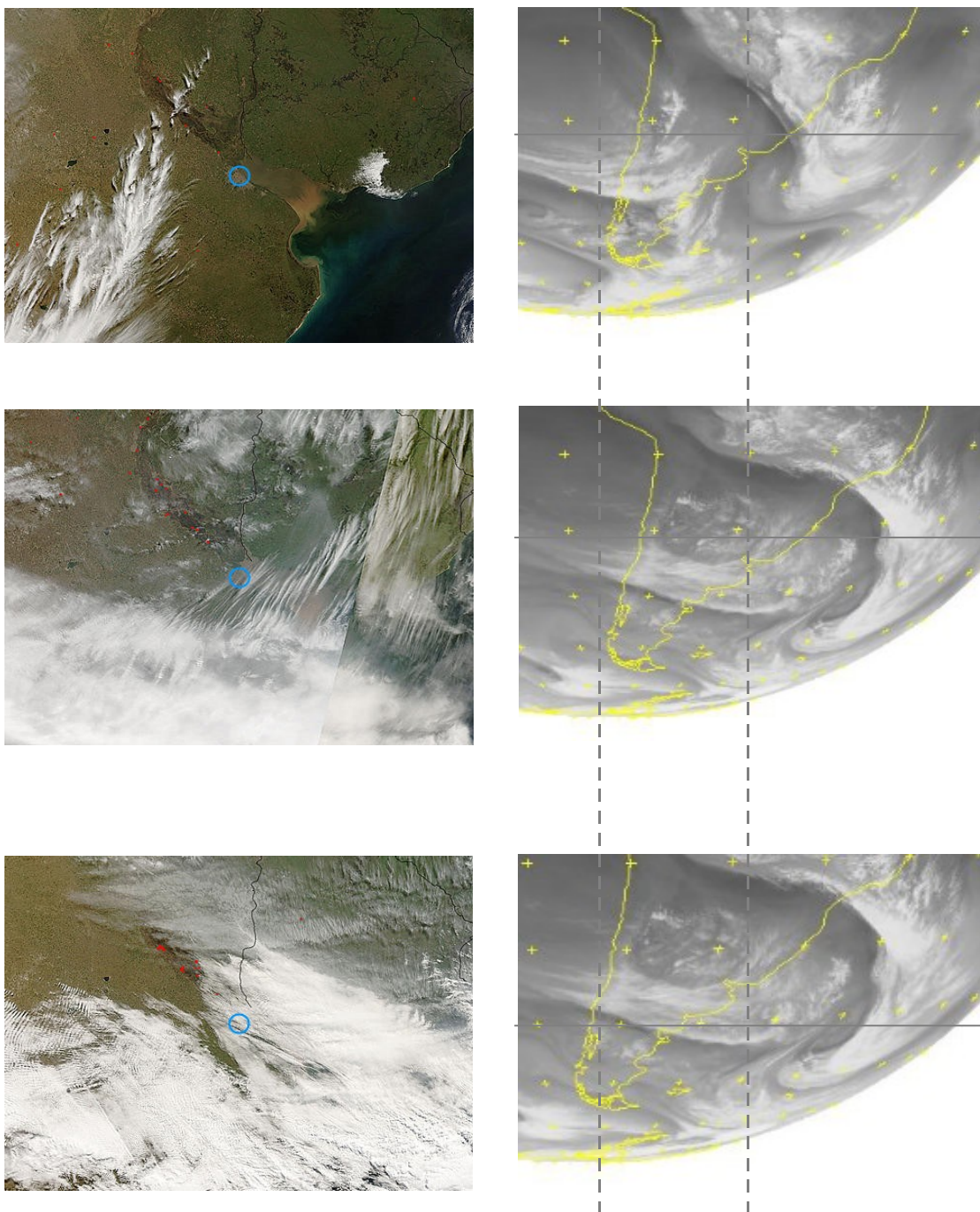


Figura 4.20 Imágenes satelitales del GOES 12 y para el el (a) 2006-09-09, (b) 2006-09-10, (c) 2006-09-11

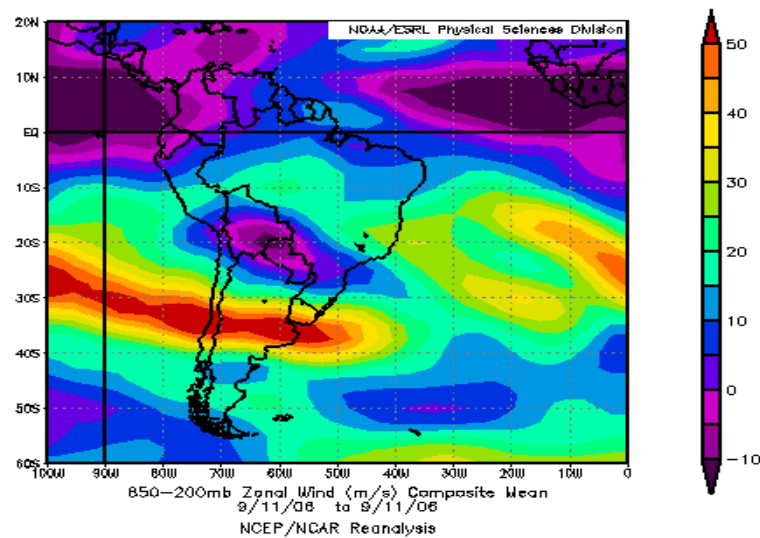
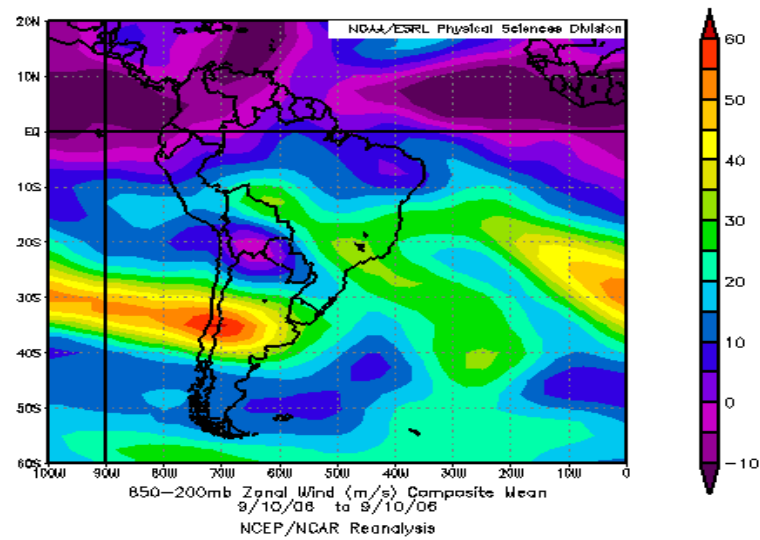
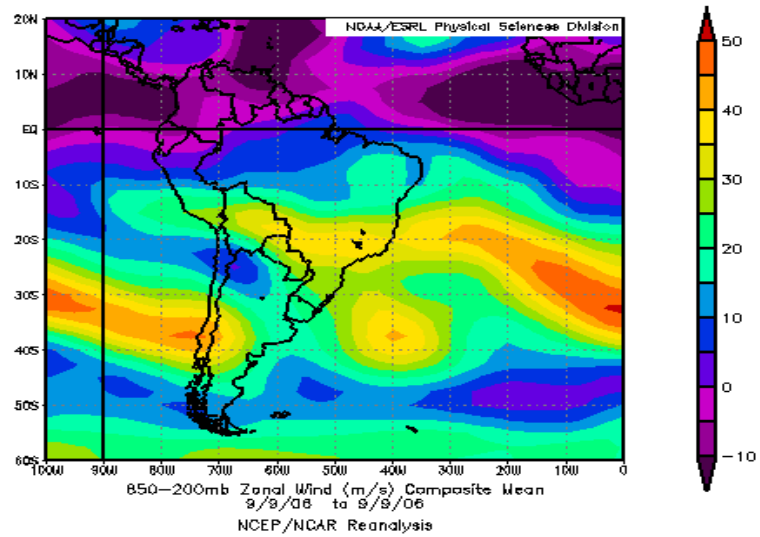


Figura 4.21. Mapas de reanálisis obtenidos a partir del ESRL de la NOAA para los vientos el (a) 2006-09-09, (b) 2006-09-10, (c) 2006-09-11

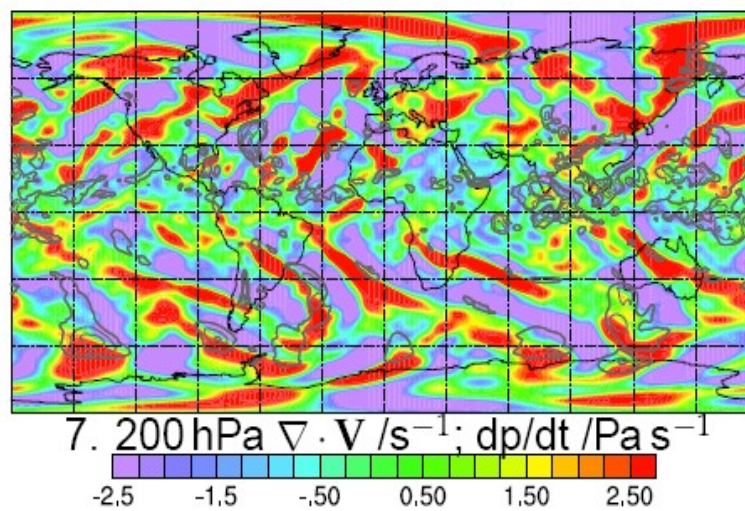
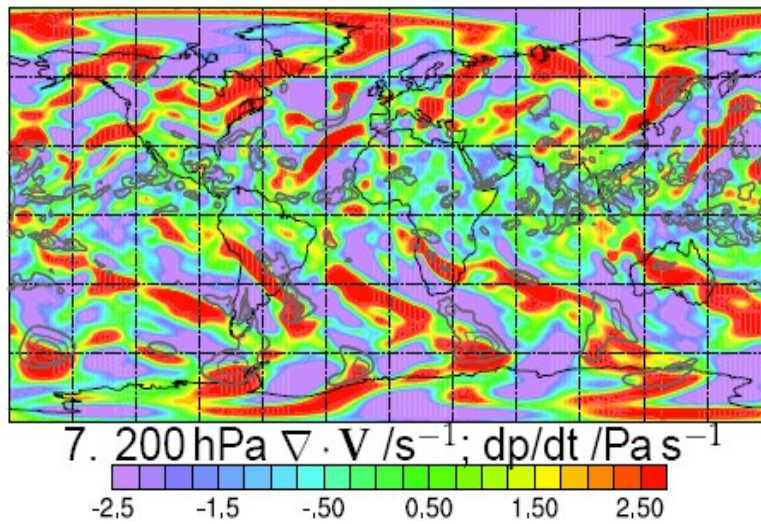
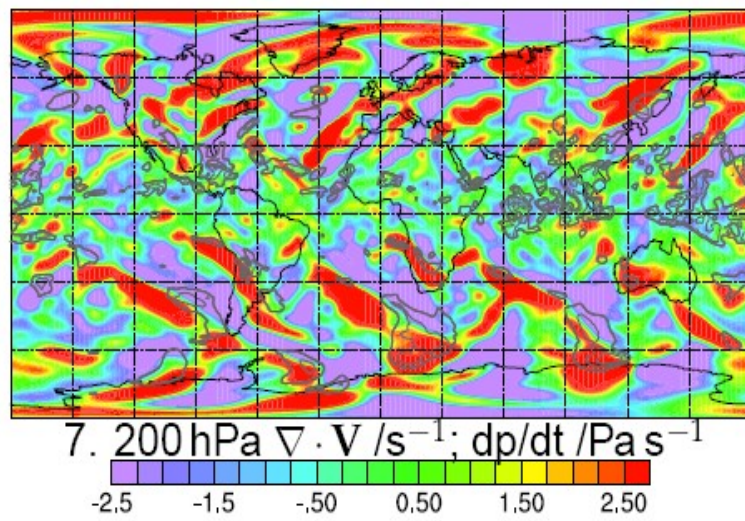


Figura 4.22 Mapas de gradiente de presión obtenidos a partir del JPL NASA para el (a) 2006-09-09, (b) 2006-09-10 y (c) 2006-09-11.

El perfil de radiosondeo para el evento en estudio muestra la presencia de doble tropopausa, como se describe en la Tabla 4.4 y en la Figura 4.23

2006-09-09 (12 UTC)	Presión (hPa)	Altura(km)	Temperatura (K)
LRT1	229.0	11023.0	218.1
LRT2	99.1	16355.0	208.3
LRT3	-----	-----	-----
2006-09-10 (12 UTC)			
LRT1	214.0	11592.0	212.1
LRT2	84.6	17358.0	205.1
LRT3	-----	-----	-----
2006-09-11 (12 UTC)			
LRT1	181.0	12691.0	210.3
LRT2	97.0	16546.0	207.3
LRT3	-----	-----	-----

Tabla 4.4 Valores de temperatura, altura y presión para la(s) tropopausa(s) el 2006-09-10

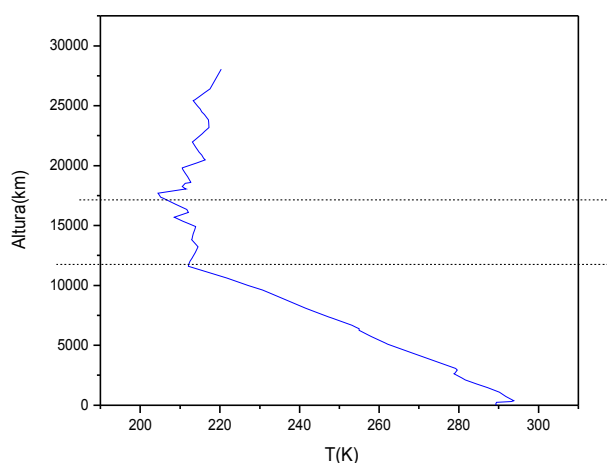


Figura 4.23 Perfil de temperatura en función de la altura para el 2006-09-10. Datos Wyoming,. Las líneas punteadas representan la LRT1 y LRT2

A diferencia del evento analizado anteriormente, en este caso, donde también a partir de los datos de radiosondeo se observan eventos con múltiple tropopausa debido la inestabilidad de las variables meteorológicas, el frente comienza a desarrollarse durante el evento analizado.

La Figura 4.24 muestra la trayectoria obtenida para un lapso de tiempo de siete días, en las cuales se observan los desplazamientos de las masas de aire, bajo las condiciones meteorológicas imperantes durante el evento, para los diferentes valores representativos de presión.

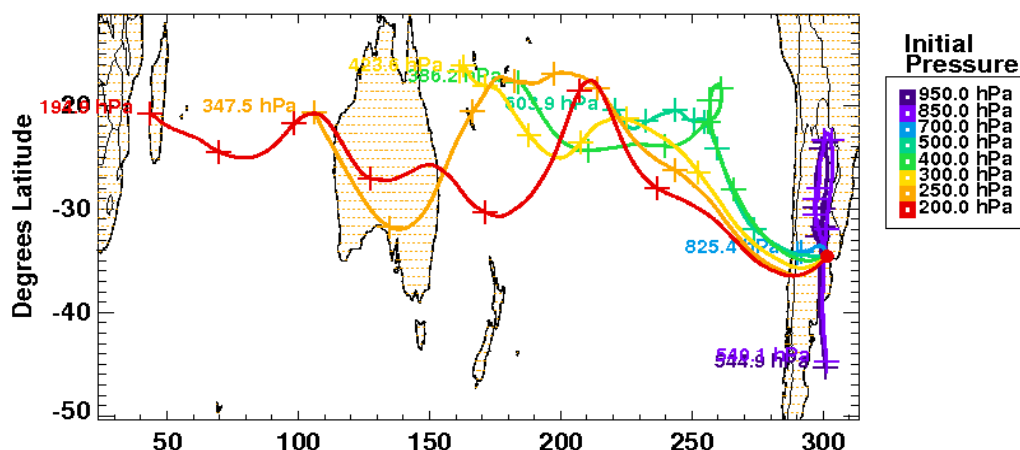


Figura 4.24 Retrotrayectorias cinéticas para la estación de EZE en todos los niveles de presión

Las Figuras 4.25, 4.26 y 4.27 muestran las trayectorias obtenidas para el desplazamiento de las masas de aire para las alturas comprendidas entre la tropopausa, tope y base del cirrus para intervalos de tiempo de 72, 24 y 18 hs respectivamente

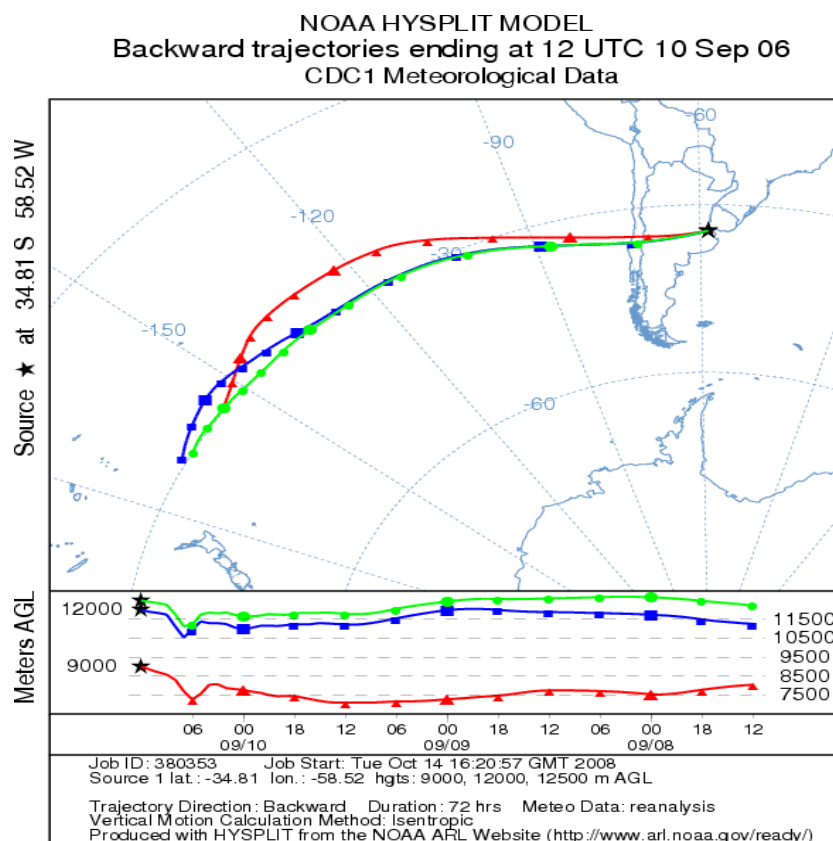


Figura 4.25 Retro Trayectorias para la estación de EZE para el evento 2006-09-10 para la tropopausa, base y tope del cirrus, corridas 72 hs

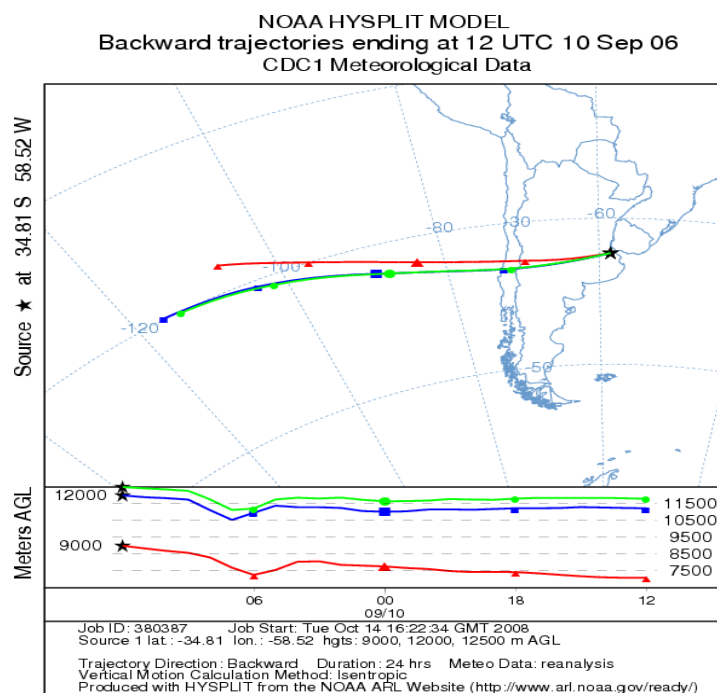


Figura 4.26 Idem Figura 4.26 pero para corridas 24 hs

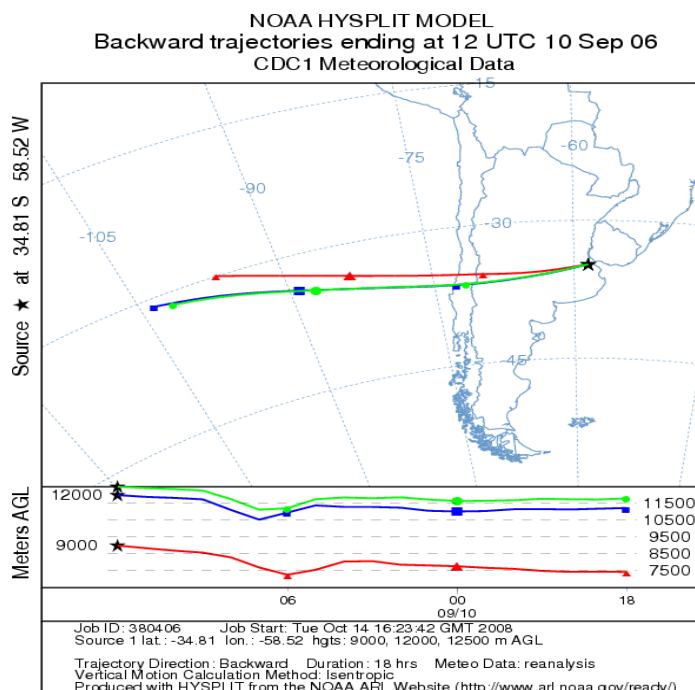


Figura 4.27 Idem Figura 4.25 pero para corridas 18 hs.

□ **Evento 3: 2006-09-21**

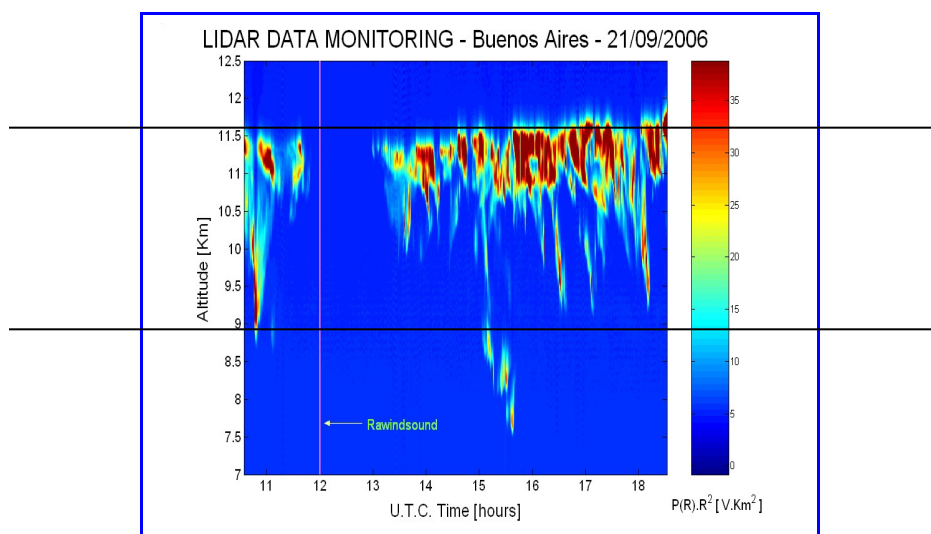


Figura 4.28 Cirrus detectado por el sistema lidar sobre EZE para el 2006-09-21.

Evento	2006-09-21
Altura Tope	11.7 km
Temperatura tope	210 K
Altura Base	9 km
Temperatura base	230 K
Ancho	2.7 km

Tabla 4.5 Características del cirrus para el evento 2006-09-21

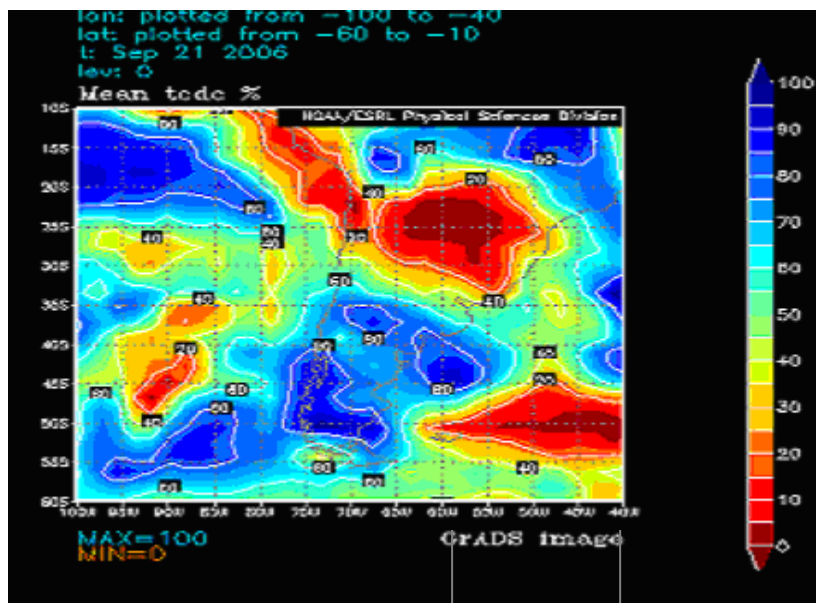


Figura 4.29 Porcentaje de nubosidad sobre EZE para el 2006-09-21

La Figura 4.28 del EALR, muestra la situación de nubosidad existente el día del evento que fluctúa entre el 50 y 70 %.

Las imágenes de los satélites TERRA – MODIS y GOES 12hs (Figura 4.30), muestran una vez más un panorama más completo de la situación meteorológica del evento analizado. A partir de las imágenes GOES pareciera observarse la formación de un frente, cuya intensidad va aumentando al llegar al día posterior al evento analizado. Sin embargo, la distribución media del viento, Figura 4.31, muestra una intensidad menor a los casos previos analizados durante los días en que transcurre el evento así como el día anterior y posterior al mismo. La Figura 4.32 muestra la evolución del frente, que alcanza su máximo de intensidad para el día 21 de septiembre.

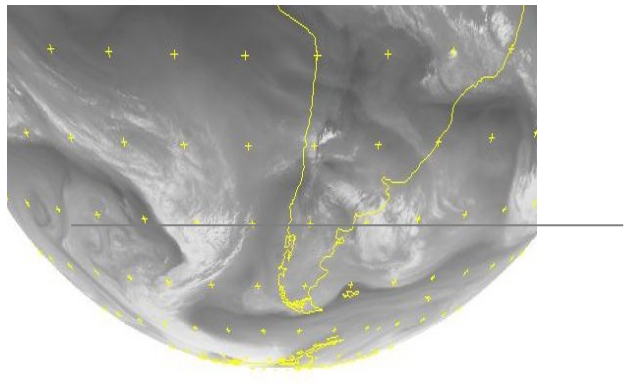
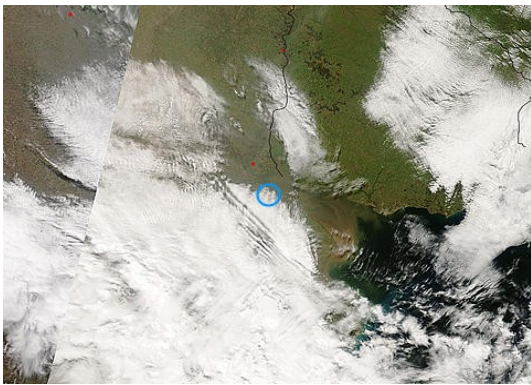
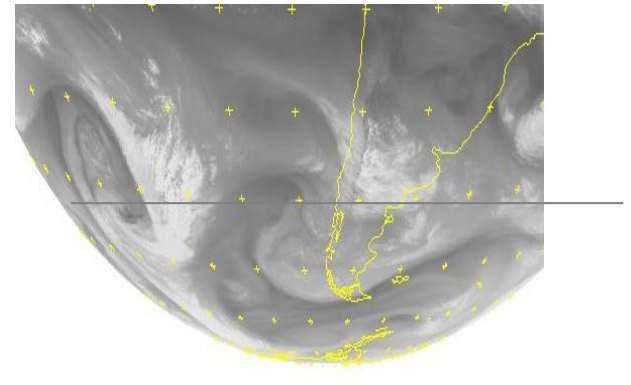
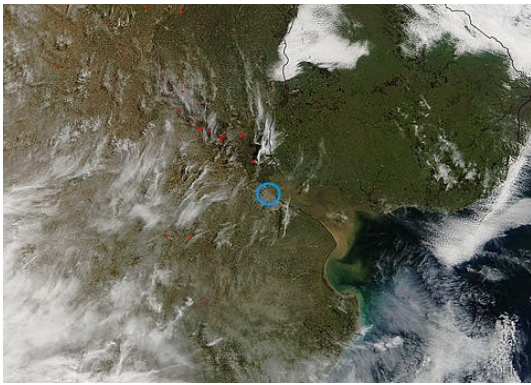
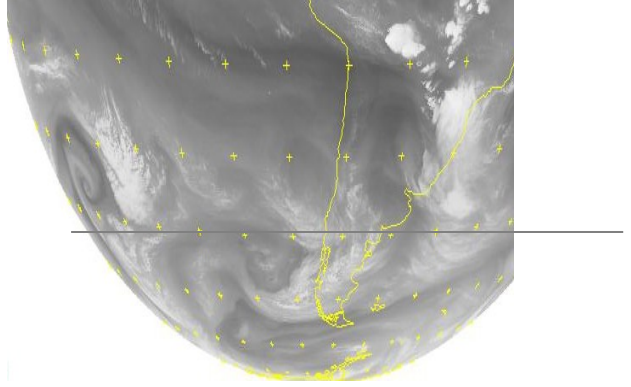
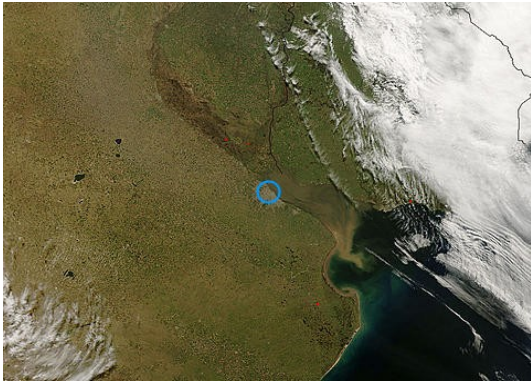


Figura 4.30 Imágenes satelitales del GOES 12 y para el el (a) 2006-09-20, (b) 2006-09-21, (c) 2006-09-22

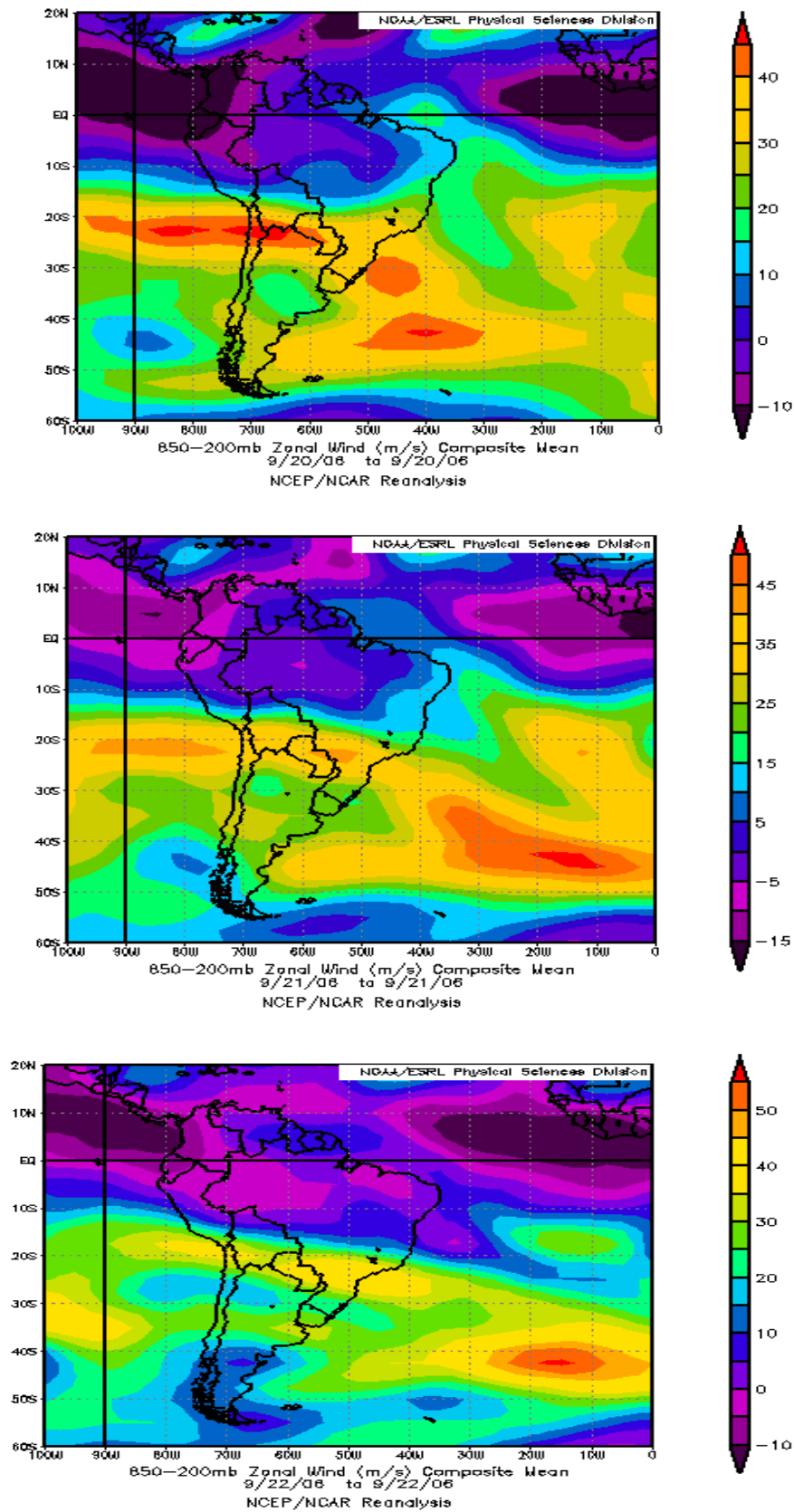


Figura 4.31 Mapas de reanálisis obtenidos a partir del ESRL de la NOAA para los vientos el (a) 2006-09-20, (b) 2006-09-21, (c) 2006-09-22

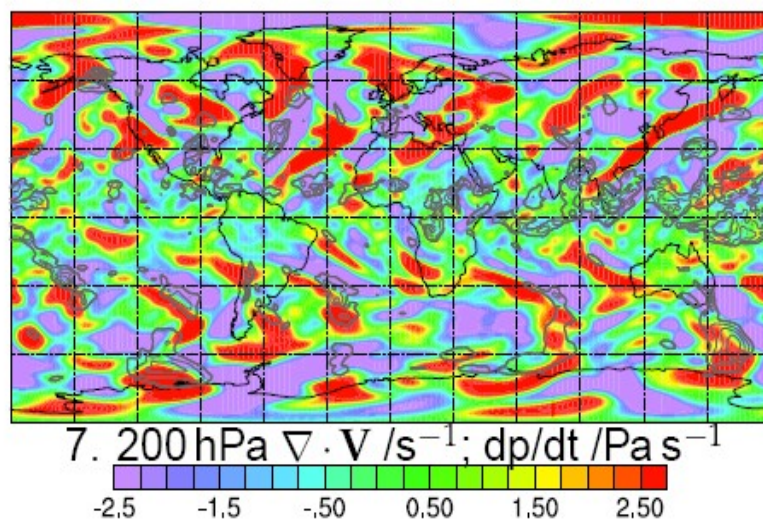
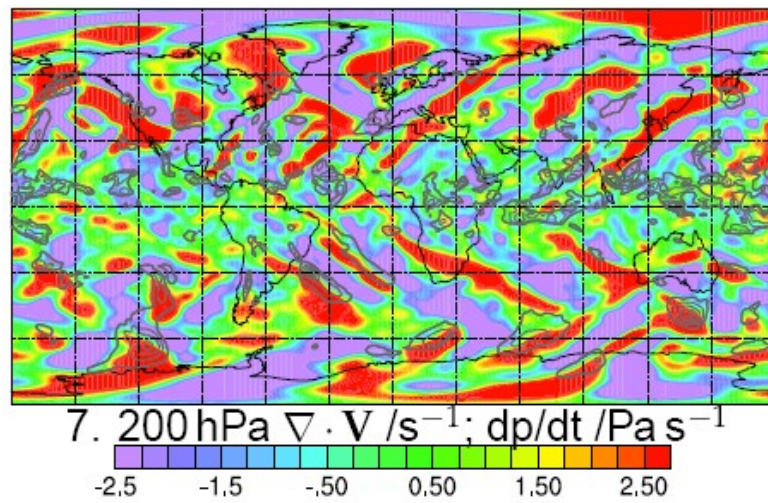
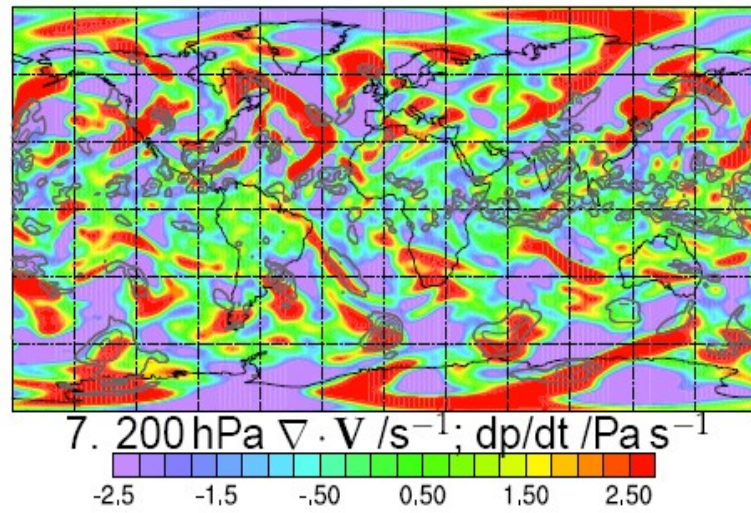


Figura 4.32 Mapas de reanálisis obtenidos a partir del ESRL de la NOAA para el desarrollo del frente en (a) 2006-09-20, (b) 2006-09-21, (c) 2006-09-22

La Tabla 4.6 muestra los valores de tropopausa(s) obtenidos para el día del evento, así como en día anterior y posterior, los cuales se encuentran graficados en la Figura 4.33.

2006-09-20 (12 UTC)	Presión (hPa)	Altura(km)	Temperatura (K)
LRT1	246.0	10573.0	218.3
LRT2	137.0	14297.0	211.3
LRT3	-----	21237.0	208.3
2006-09-21 (12 UTC)			
LRT1	219.0	11350.0	211.3
LRT2	-----	-----	-----
LRT3	-----	-----	-----
2006-09-22 (12 UTC)			
LRT1	206.0	11678.0	211.5
LRT2	118.0	15246.0	210.3
LRT3	-----	-----	-----

Tabla 4.6 Valores de temperatura, altura y presión para la(s) tropopausa(s) el 2006-09-21

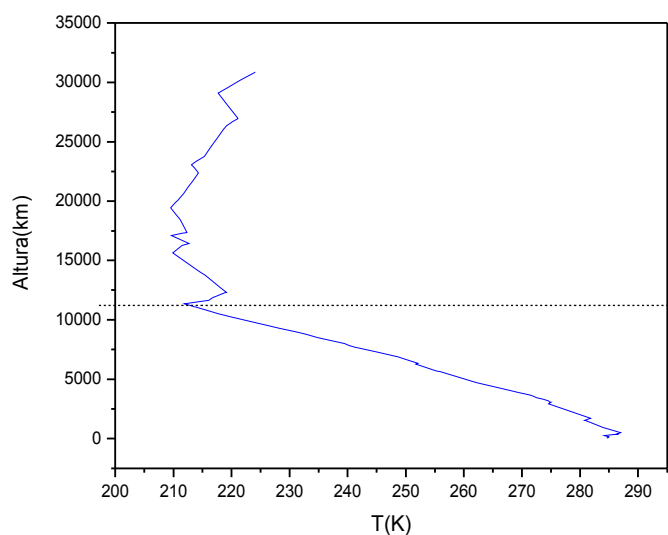


Figura 4.33 Perfil de temperatura en función de la altura para el 2006-09-21. Datos Wyoming,. La línea punteada representa la LRT1

Las Figuras 4.34, 4.35, 4.36 y 4.37 muestran las trayectorias obtenidas a partir del HYSPLIT, para todos los valores de presión y para los mismos intervalos de tiempo que en los casos anteriores.

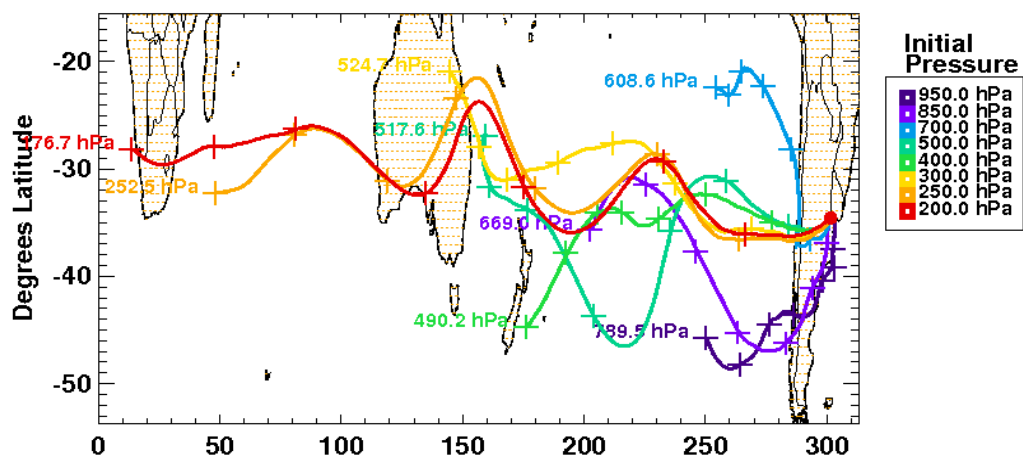


Figura 4.34 Retrotrayectorias cinéticas para la estación de EZE en todos los niveles de presión

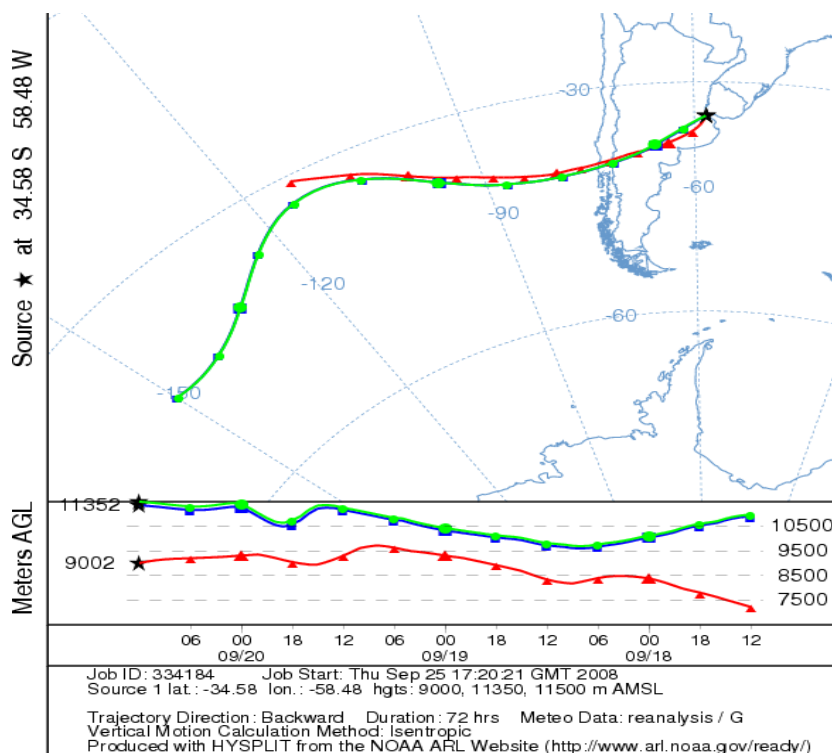


Figura 4.35 Retrotrayectorias para la estación de EZE para el evento 2006-09-21 para la tropopausa, base y tope del cirrus, corridas 72 hs.

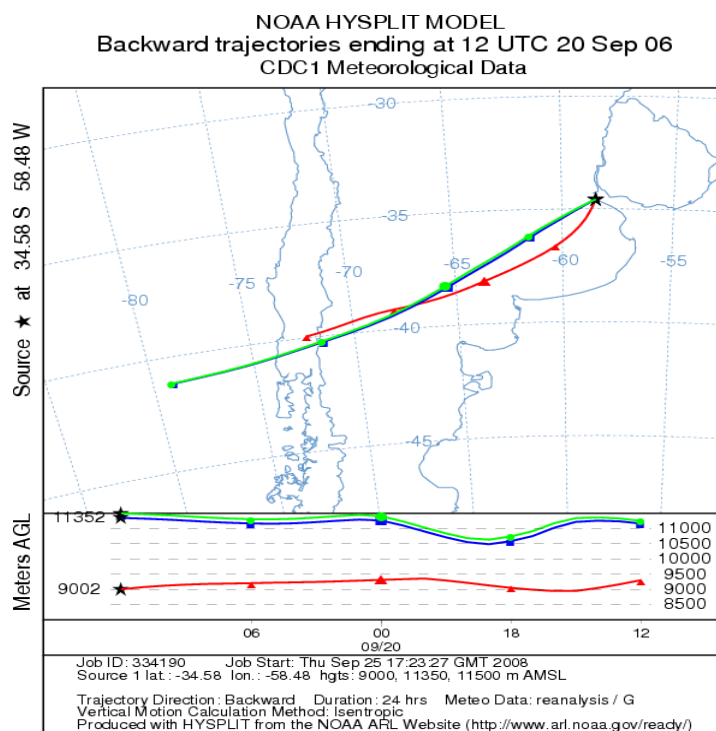


Figura 4.36 Idem Figura 4.34, pero para corridas 24 hs.

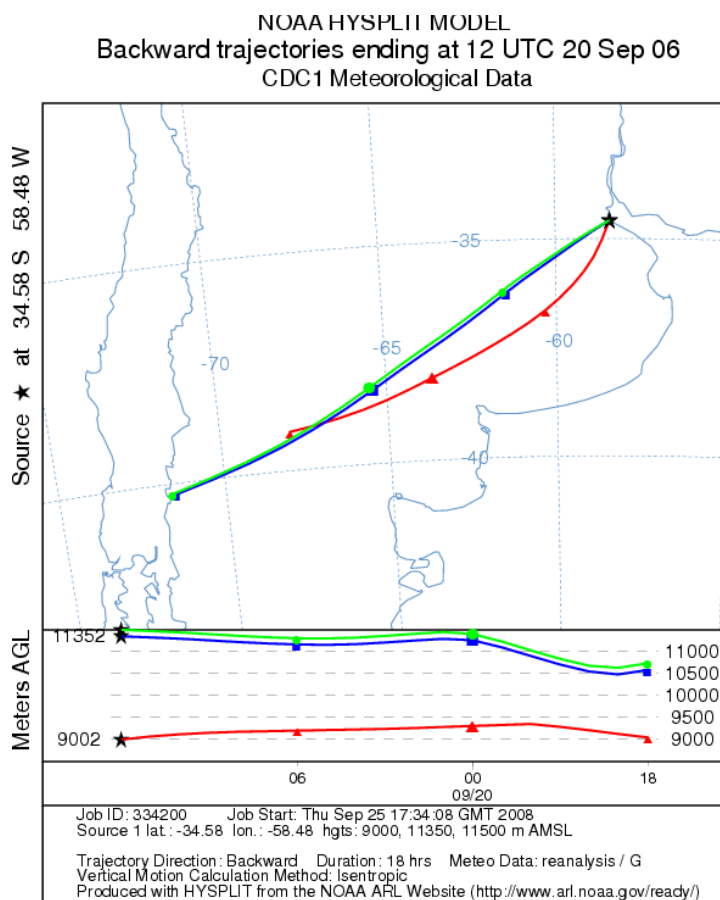


Figura 4.37 Idem Figura 4.34, pero para corridas 24 hs.

Evento 3: 2006-09-26

En este último caso, cabe notar que la hora de detección del cirrus corresponde a las 04 UTC, hora en la cual se realizaron mediciones conjuntas con el satélite CALIPSO

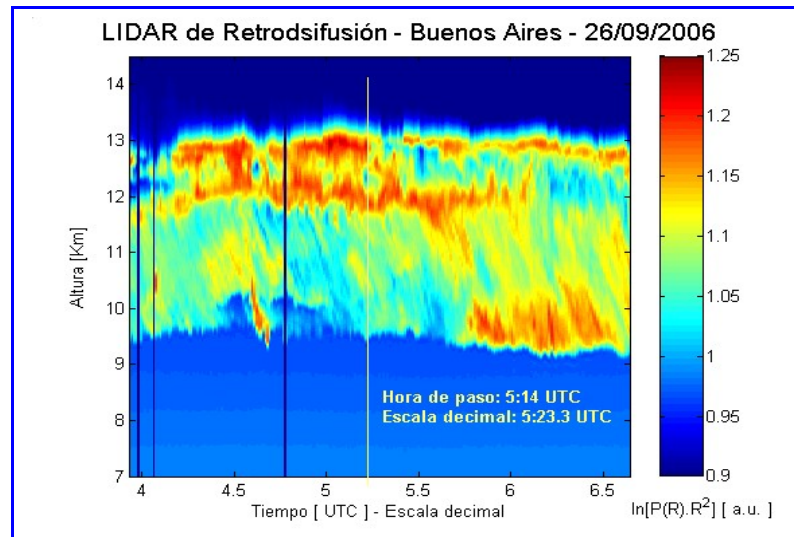


Figura 4.38 Cirrus detectado por el sistema lidar sobre EZE para el 2006-09-26.

Las Figuras 4.39 a 4.42 muestran la situación meteorológica del evento en análisis.

En este último caso se puede observar a través del mapa de nubosidad (Figura 4.39) que la detección del cirrus se realizó durante un evento de nubosidad menor que en los casos anteriores (entre el 40 y 60%).

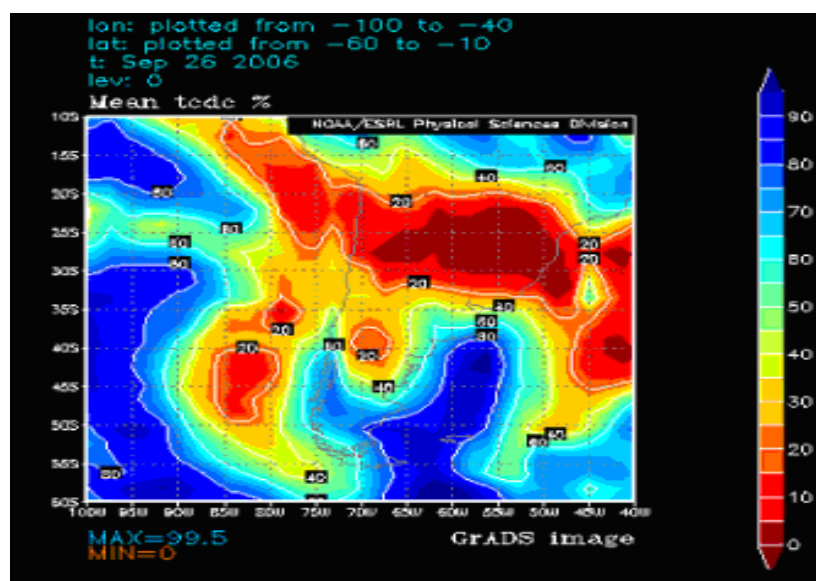


Figura 4.39 Porcentaje de nubosidad sobre EZE para el 2006-09-26

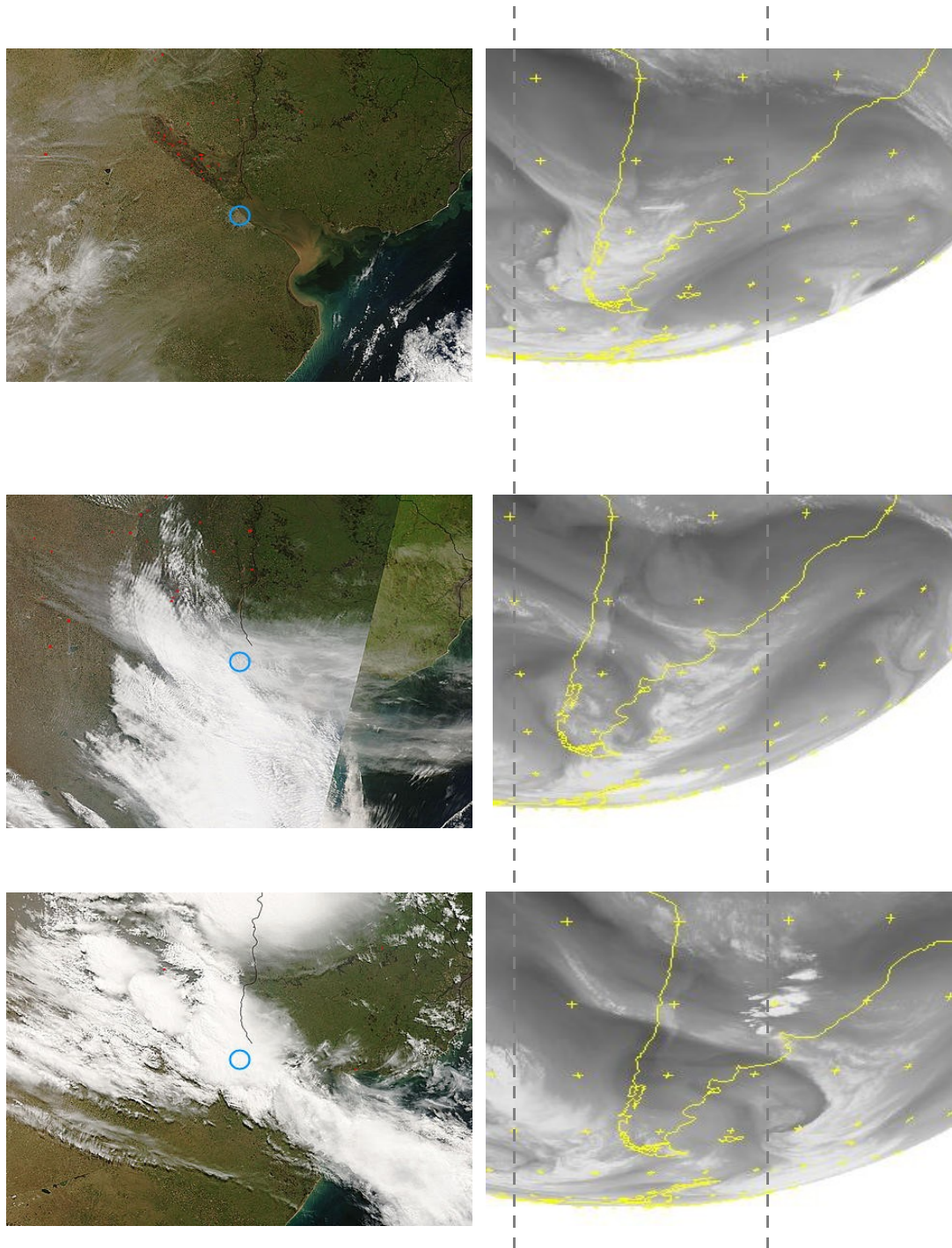


Figura 4.40 Imágenes satelitales del GOES 12 y para el (a) 2006-09-25, (b) 2006-09-26, (c) 2006-09-27

El frente que se aprecia en la Figura 4.40 se desarrolla el día previo al evento analizado y alcanza su máxima intensidad el día de detección del cirrus. La Figura 4.41, donde se muestra la intensidad de los vientos, corrobora la intensidad de los mismos con valores cercanos a 30 m/s en la escala de intensidad, mientras el 26 de septiembre la intensidad alcanza valores cercanos que se van aproximando a 50m/s.

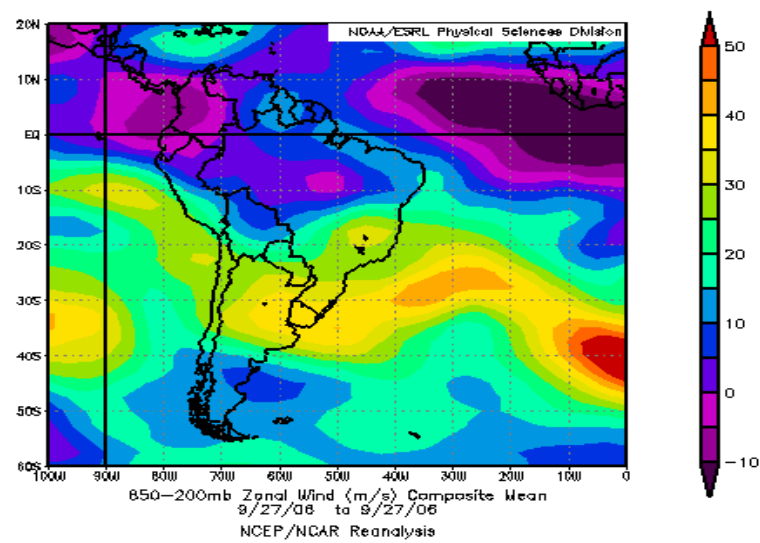
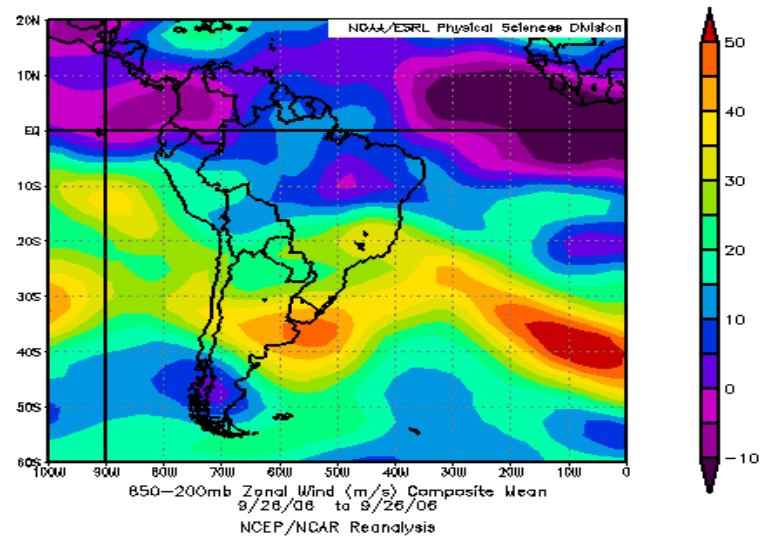
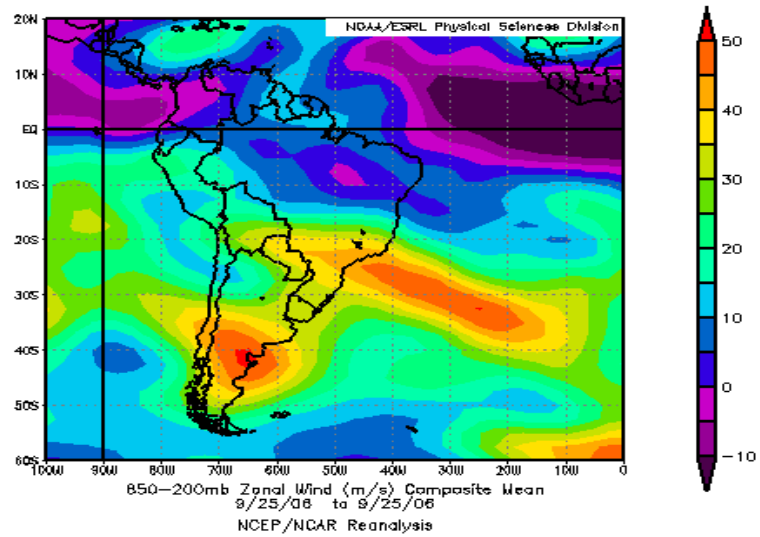


Figura 4.41 Mapas de reanálisis obtenidos a partir del ESRL de la NOAA para los vientos el (a) 2006-09-25, (b) 2006-09-26, (c) 2006-09-27

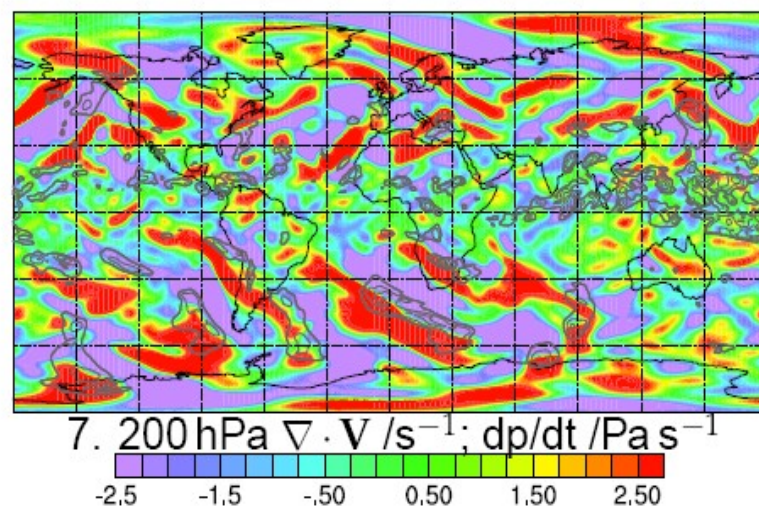
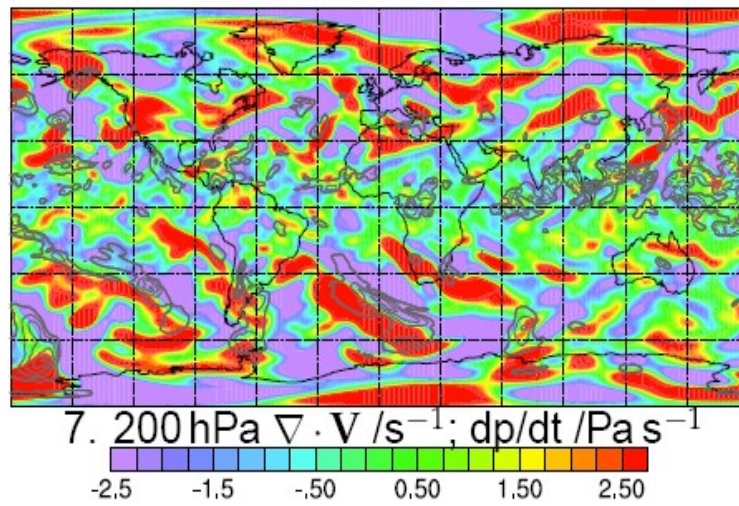
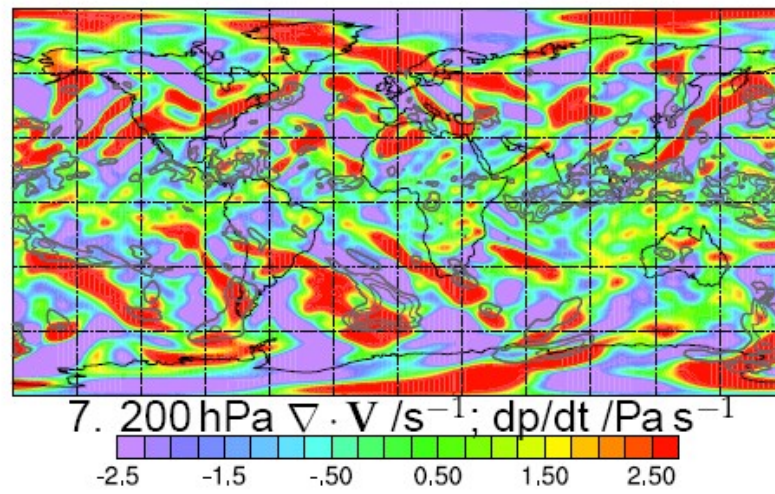


Figura 4.42 Mapas de reanálisis obtenidos a partir del ESRL de la NOAA para el desarrollo del frente en (a) 2006-09-25, (b) 2006-09-26, (c) 2006-09-27

La Tabla 4.7 muestra los valores de tropopausa(s) obtenidos para el día del evento, así como en día anterior y posterior, los cuales se encuentran graficados en la Figura 4.43.

2006-09-25 (12 UTC)	Presión (hPa)	Altura(km)	Temperatura (K)
LRT1	179.0	12705.0	206.7
LRT2	42.0	21674.0	214.8
LRT3	-----	-----	-----
2006-09-26 (12 UTC)			
LRT1	191.0	12362.0	208.4
LRT2	96.4	16593.0	206.7
LRT3	-----	-----	-----
2006-09-27 (12 UTC)			
LRT1	216.0	11568.0	213.1
LRT2	135.0	14542.0	211.9
LRT3	-----	-----	-----

Tabla 4.7 Valores de temperatura, altura y presión para la(s) tropopausa(s) el 2006-09-26

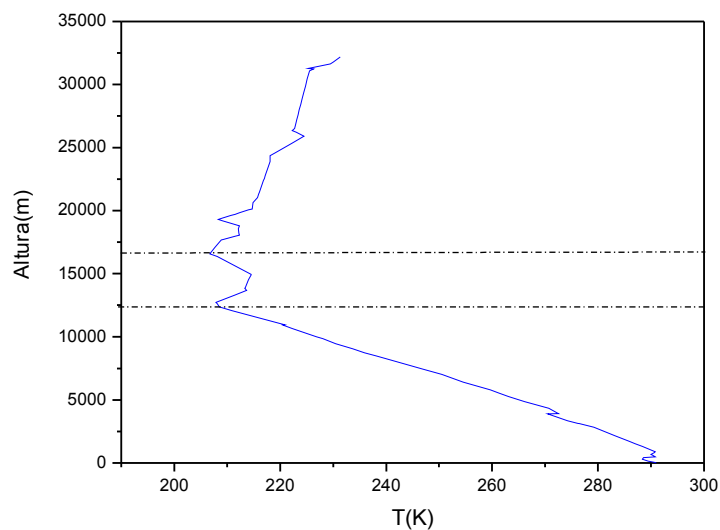


Figura 4.43 Perfil de temperatura en función de la altura para el 2006-09-26. Datos Wyoming,. La línea punteada representa la LRT1

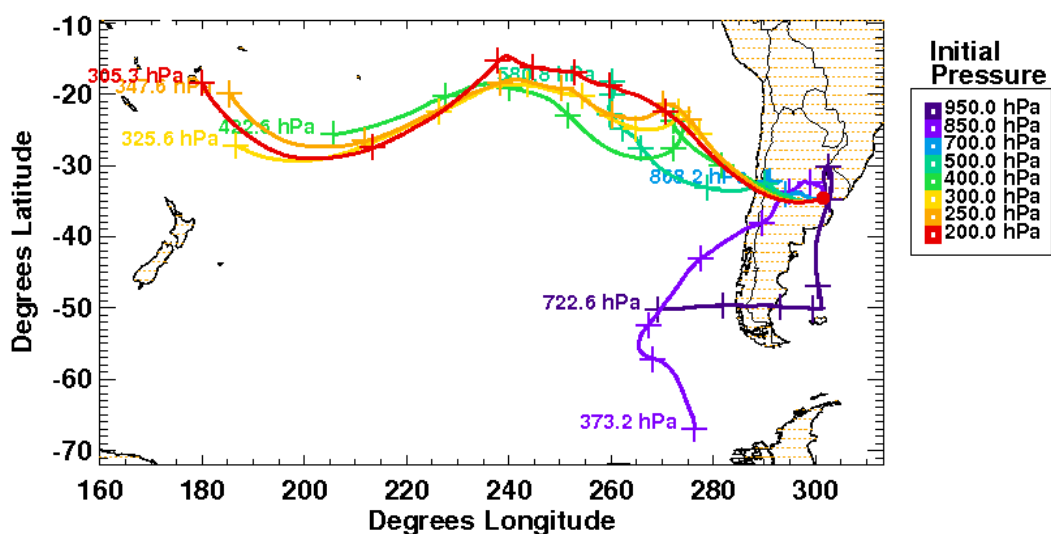


Figura 4.44 Retrotrayectorias cinéticas para la estación de EZE en todos los niveles de presión

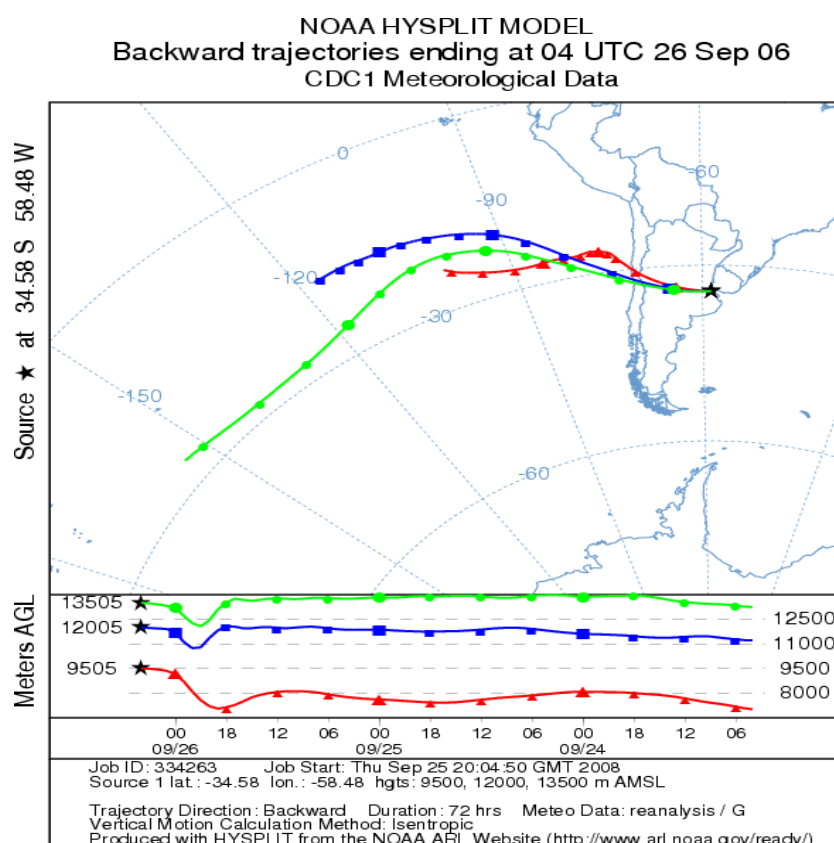


Figura 4.45 Retrotrayectorias para la estación de EZE para el evento 2006-09-26 para la tropopausa, base y tope del cirrus, corridas 72 hs.

Las Figuras 4.44 y 4.45 muestran las trayectorias cinéticas a partir del modelo, con los mismos tiempos de corrida que en los casos previos. Nótese que en este caso, en la

Figura 4.44 las parcelas provienen de aproximadamente la misma región geográfica tanto en el ATBE como en la troposfera media, con un evidente flujo del oeste, mientras que en casos anteriores la columna de aire sobre EZE tenía un origen más variado.

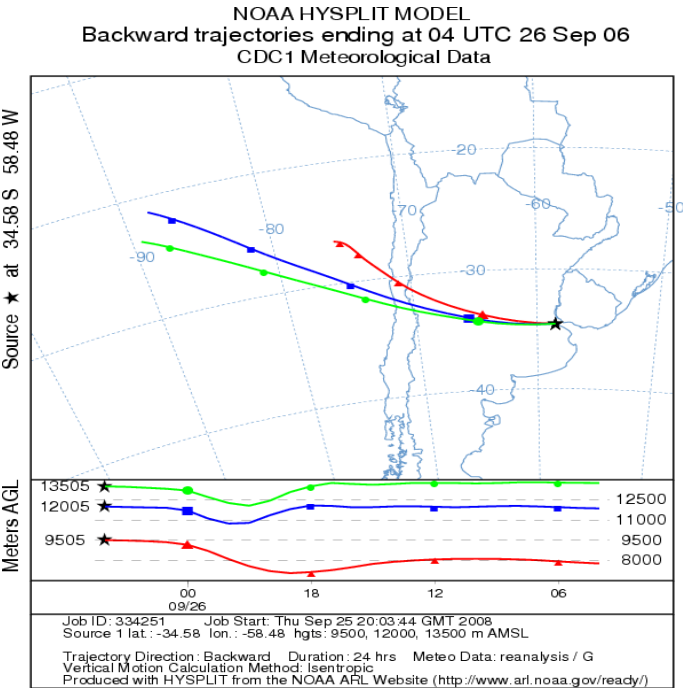


Figura 4.46 Idem Figura 4.45 pero para corridas 24 hs.

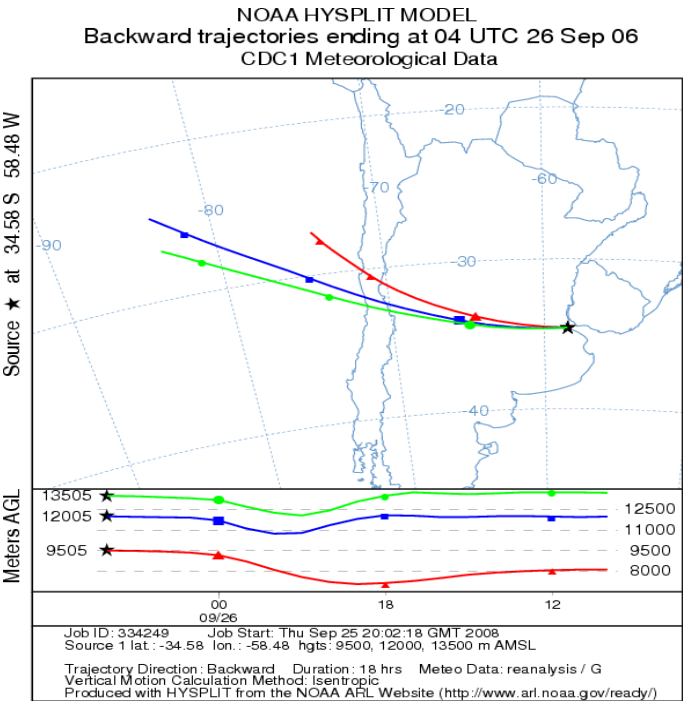


Figura 4.47 Idem Figura 4.45 pero para corridas de 18 hs.

La primera observación inmediata que se puede apreciar a partir de las trayectorias obtenidas, es que éstas corroboran la idea de cirrus trazadores de tropopausa. De la inspección de las figuras surge que, a lo largo de los desplazamientos en altura, las masas de aire del tope del cirrus permanecen alineadas a la tropopausa.

Es interesante notar que al realizar el análisis suponiendo un comportamiento adiabático de las parcelas de aire en los distintos niveles el tope de cirrus y la tropopausa siguen trayectorias casi siempre paralelas. En efecto, en todos los eventos las trayectorias graficadas (línea azul, verde y roja) presentan variaciones cuasi paralelos a lo largo de las trayectorias. Esta variación conjunta se aprecia gráficamente en particular en las tres líneas correspondientes a las diferentes alturas de inicialización del modelo. Esta variación de la altura implica que las masas de aire transportadas experimentan, durante el desplazamiento a lo largo de θ constante, cambios en la temperatura y/o presión, pero conservan su energía. Sin embargo, en ningún caso estas modificaciones en las variables atmosféricas pareciera producir cambios significativamente distintos en las alturas de las masas de aire asociados con el tope y la base de los cirrus aquí considerados. De hecho, tanto la base como el tope de los cirrus a pesar de las pequeñas fluctuaciones en altura según el modelo, no alcanzan a traspasar la barrera de la tropopausa en ningún caso, y menos aún en ambos sentidos; i.e., la altura del tope no desciende hasta las proximidades de la base y viceversa. Este comportamiento se aprecia claramente si se observa para cada trayectoria la parte inferior de las figuras en las que se representa la variación en altura desde el instante inicial de la trayectoria hasta el instante final. Es decir, a partir de las trayectorias obtenidas con el modelo, la situación de alta inestabilidad presente en cada uno de los casos analizados no sería suficiente como para que parte de masa troposférica intrusionara en la estratosfera o viceversa; i.e., en principio, no habría ITE. Sin embargo cabe resaltar que las trayectorias obtenidas se calcularon bajo *el supuesto de un análisis isentrópico*. Este análisis, cuyas ventajas fueron ya mencionadas en la introducción del presente capítulo, tiene también algunas desventajas. Los procesos diabáticos tienden a perturbar la continuidad de las superficies isentrópicas. Procesos como liberación de calor latente, evaporación, sublimación, enfriamiento pueden ser causa de alteración en la continuidad. Por otro lado, en el caso de existir procesos diabáticos, éstos se dan en escalas de tiempo diarias, y con una magnitud, en términos de cantidades, poco significativas, por lo que, en promedio son difíciles de apreciar bajo estas hipótesis.

Un aspecto importante del modelo, y por lo tanto de las trayectorias obtenidas, es que a pesar de modificar significativamente las alturas de entrada, la respuesta obtenida fue la misma en todos los eventos. Esto significa que la presencia de cirrus, o más ampliamente de formaciones nubosas, en particular con cristales de hielo, no parece modificar drásticamente la respuesta del modelo o bien los efectos asociados con su presencia no estarían adecuadamente contemplados en la parametrización/formulación del mismo. Las trayectorias obtenidas en presencia o ausencia de cirrus, sólo muestran pequeñas variaciones en el origen de las masas de aire transportadas, que pueden ser atribuidas a pequeños cambios en la presión o temperatura. Este es el caso de la Figura 4.17, donde las alturas de inicialización son la primera y segunda tropopausa.

En consecuencia, si la presencia de cirrus o partículas de hielo sólo representa una escasa modificación en altura y/o presión en las trayectorias finales, podría inferirse que las ecuaciones que rigen el desplazamiento en las masas de aire en el modelo no adjudican el mismo peso específico a las componentes del viento, la temperatura y la difusión. Es decir, los efectos de difusión o más generalmente de radiación quedarían enmascarados por los componentes del viento en superficies isentrópicas. Por otra parte esta conclusión se ve reforzada que las corridas del modelo de trayectorias en los otros tipos de superficie no arroja diferencias apreciables respecto de las presentadas aquí.

En este caso, las trayectorias omitirían no sólo tales efectos, sino también los derivados de la radiación solar, la cual sufre múltiples refracciones en el seno de los cirrus, ya que los cristales de hielo están distribuidos en forma no uniforme y poseen diferentes formas y orientaciones. En cada uno de los eventos mostrados, y siendo éstos representativos del conjunto total analizado en el Capítulo 3, las señales lidar muestran cirrus que en el instante de detección no poseen estructuras homogéneas. Es posible conjeturar que, al producirse eventos de múltiple tropopausa, el cirrus original también experimente un proceso de redistribución o división, dando lugar a múltiples cirrus o formaciones nubosas laminares. Las señales lidar muestran que mientras el tope se mantiene alineado a la tropopausa, la base pareciera mostrar una pérdida de densidad y altura. Este comportamiento podría atribuirse a la radiación solar incidente en las nubes. Dentro del marco de esta hipótesis, parte del cirrus perteneciente al tope, donde los cristales de hielo se encuentran en mayor concentración, podrían como consecuencia de la radiación incidente, las múltiples refracciones internas y el gradiente de presión entre las diferentes alturas, sublimarse y liberar calor latente. Bajo esta hipótesis, que también podría ser la responsable de la difusión de la base de los cirrus, el intercambio

producido es claramente diabático, y por ende, no puede observarse bajo la óptica de procesos desarrollados en coordenadas isentrópicas para escalas de tiempo diarias.

Capítulo 5

En este capítulo se analiza el intercambio en la región ATBE por medio del estudio de gases traza como el O_3 y el vapor de agua. A partir de los resultados obtenidos en el capítulo anterior se pretende corroborar si existe ITE diabático aún cuando a partir de las trayectorias lagrangianas no se registran indicio de transporte de masas de aire entre la troposfera y estratosfera.

Gases Traza

5.1. Introducción

En las cuestiones relacionadas con la química de la atmósfera, la troposfera y la estratosfera son tratadas como sistemas independientes, las cuales están acopladas por el intercambio de gases constituyentes traza. En efecto, la existir un fuerte gradiente en la verticalidad en la región de la tropopausa, este actúa como una barrera de potencial que impide o limita según el caso y la situación meteorológica imperante, el intercambio de masa entre ambas regiones atmosféricas, particularmente en latitudes medias. Este intercambio juega un papel fundamental, por ejemplo en la química de la capa de ozono, mediante la remoción paulatina de gases traza que afectan la capa de ozono que en su mayoría además son poderosos gases de efecto invernadero. En efecto, debido a que muchos gases constituyentes traza son moléculas radiativamente activas, con potenciales de efecto invernadero muchísimo más intenso que el CO₂, el ITE desempeña un rol esencial en el estado del clima, tal como fue mencionado en la Introducción (Capítulo 1).

En el análisis del intercambio de especies trazadoras entre la troposfera y la estratosfera, es importante distinguir dos tipos de trazadores:

- Sustancias cuyo origen es troposférico y son transportadas a la estratosfera donde se destruyen en escalas de algunos años a algunas décadas y siglos, debido a procesos fotoquímicos (e.g., metano, vapor de agua, halocarbonos). Este tipo de transporte se denomina habitualmente TTE (transporte troposfera estratosfera)
- Sustancias cuyo origen está en la estratosfera y son transportadas a la troposfera donde se destruyen por una variedad de procesos (e.g., ozono, aerosoles estratosféricos). Este transporte se denomina TET (transporte estratosfera troposfera)

El transporte de gases traza, tanto horizontal como vertical, es de suma importancia para el entendimiento del comportamiento de estos trazadores tanto en la troposfera como en la estratosfera. Sin embargo, es el transporte de flujo vertical de los trazadores a través de la tropopausa y la región ATBE, el que resulta de mayor importancia, ya que en esta dirección se determina el grado de transporte entre la región de origen y el sumidero.

Los mecanismos de intercambio entre la estratosfera - troposfera resultan de suma importancia para el entendimiento de los mecanismos de pérdida de constituyentes químicos como el ozono. Por otro lado, durante casi cuatro décadas la estratosfera fue considerada una región seca, con escaso contenido de vapor de agua (pocas partes por millón) debido a los gases que entran a la estratosfera a través de regiones con temperatura suficientemente baja como para capturar el agua. El requisito de temperatura mínimo es de alrededor de los 189 K y por lo tanto la región con mayor intercambio troposfera estratosfera, dado ese rango de temperatura, es la región tropical, en lo que suele denominarse la trampa fría de la Capa de Tropopausa Tropical (TTL). Sin embargo, observaciones realizadas sobre Panamá mostraron un mínimo de cantidad de agua en niveles por encima de aquellos con temperatura mínimo. Algunos autores han atribuido esta situación a la sobre expansión de aire supersaturado durante procesos convectivos severos en los trópicos. Por otra parte existe una variación interanual que modula el ingreso de vapor de agua por la TTL. Los gases traza, y en particular el vapor de agua, pueden ser transferidos por medio de desplazamientos con actividad convectiva como se acaba de mencionar, o baroclínica alta. En latitudes medias y altas, los procesos asociados al rompimiento de la tropopausa y por tanto a eventos con múltiple tropopausa, producen intrusiones laminares de aire estratosférico en la troposfera, dando lugar a una capa de aire mixto, alineado a las masas de aire turbulentas. Esta intrusión de masas de aire es la responsable de la deshidratación (hidratación) de la estratosfera. Los mecanismos por los cuales se produce este transporte, al igual que el inverso, resultan aún inciertos; no obstante existen algunas teorías que intentan explicar este fenómeno. El balance del vapor de agua estratosférica es relevante tanto en la problemática de la capa de ozono, por su participación en la química heterogénea en bajas temperaturas, así como por su rol en el balance radiativo de la estratosfera, con consecuencias en la dinámica acoplada de la troposfera y la estratosfera.

El modelo cualitativamente más plausible para la descripción del intercambio troposfera – estratosfera de gran escala, lo brinda la circulación de BD, explicada previamente en el Capítulo 1. Sin embargo, aún cuando este modelo provee una descripción parcial del ITE y el transporte de masas entre ambas capas, no representa en modo alguno, una visión física completa del proceso de intercambio y no contempla las escalas regionales y locales.

Estudios observacionales de dos tipos han provisto evidencia de que el modelo de BD es una explicación sumamente simplificada. El concepto fue originalmente propuesto por Brewer en 1948 recurriendo a las entonces escasas observaciones de la capa de ozono realizadas por Dobson en distintos lugares del planeta. Por un lado, estudios de circulación meridional por medio de aproximaciones eulerianas (Vincent, 1968) han mostrado el desplazamiento de parcelas de aire del trópico desplazándose hacia latitudes medias. Por otro lado, estudios observacionales de O_3 , junto a otros trazadores, han mostrado que el desplazamiento en grandes escalas de los centros de ondas (“eddies”) juegan un papel muy importante en el transporte de los trazas (e.g., Reed, 1953). Si se hace referencia a las latitudes medias, los centros de ondas, asociados a la ciclogénesis son el principal mecanismo responsable del transporte. Diferentes casos de estudio en las vecindades de los jets indican que una considerable parte del aire troposférico se mezcla con el estratosférico debido a intrusiones que ocurren conjuntamente con un nivel alto de frontogénesis (Danielsen et al., 1980; Shapiro, 1980). Estas intrusiones que ocurren a lo largo de varios kilómetros de extensión horizontal pero a escalas verticales de 1 km, son eventualmente destruidas por mezclas verticales irreversibles en la troposfera (Shapiro, 1980). Aunque indudablemente parte de aire troposférico se mezcla con el estratosférico debido a procesos de circulación meridional asociados a los jets, la condición seca de la estratosfera sugiere que en principio, el transporte de masa de la troposfera a la estratosfera se da en la región ecuatorial, de acuerdo con la circulación de BD. Andrews y McIntyre (1976,1978) hicieron una contribución importante al tema de transporte de masas e intercambio, en la cual se resaltaba la necesidad de diferenciar claramente el transporte bajo aproximaciones eulerianas, el transporte medio y aquél derivado de las aproximaciones lagrangianas. Dunkerton (1978), basándose en el trabajo de Andrews y McIntyre, planteó que la circulación de BD debería ser interpretada como un transporte medio lagrangiano y bajo una buena aproximación, esta circulación podría ser considerada como diabática. Esta circulación a la que se refiere es justamente la circulación media meridional para la cual el calentamiento/enfriamiento adiabático debido al movimiento vertical, compensa el calor medio diabático (Holton, 1984). Por lo tanto, una buena descripción de los procesos de transporte e intercambio entre la troposfera y la estratosfera deben considerar necesariamente una combinación de procesos cuasi-isentrópicos de mezcla regionales y locales como los observados por Danielsen y Shapiro, así como una circulación diabática.

Esta circulación diabática, en condiciones de alta actividad convectiva o baroclínica, está relacionada directamente con la liberación de calor latente, parte del cual puede ser emitido por las formaciones nubosas cercanas a la capa de transición (Figura 5.1).

Según Corti et al. (2005) el transporte vertical podría dividirse en transporte convectivo (baroclínico) debido al calor latente, y el transporte radiativo debido al calentamiento/enfriamiento radiativo. Esta clasificación se justifica por el hecho de que el calor latente liberado y transportado por las nubes es uno de los forzantes más importantes en los niveles nubosos bajos. Para formaciones nubosas más altas como los cirrus, el principal forzante es el radiativo.

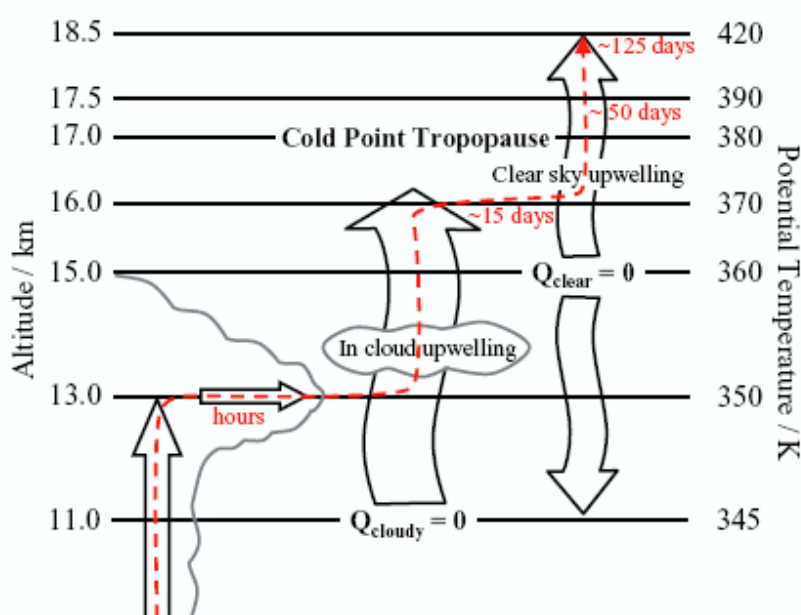


Figura 5.1 Esquema de transporte troposfera - estratosfera. Derecha: procesos convectivos o baroclínicos alrededor de 350 K. Centro: en las nubes, alrededor de 370 K. Izquierda: liberación de calor a cielo limpio en diferentes niveles. Corti et al., 2005

Los procesos convectivos y baroclínicos, según este trabajo, son un mecanismo indiscutido de transporte vertical. Específicamente, la absorción de radiación infrarroja por parte de los cirrus altos produce mayores calentamientos, lo cual conlleva a un aumento en la temperatura potencial y por lo tanto a un transporte de las masas de aire hacia niveles más altos. Además el calentamiento radiativo produce un gradiente horizontal en las líneas isentrópicas y en el geopotencial, produciendo una circulación que intenta “aplanar” el gradiente horizontal (Figura 5.2). Por lo tanto el calentamiento radiativo en los cirrus puede conducir a un transporte de masas de aire. Este fenómeno fue descrito por primera vez por Lilly (1988) y Ackerman et al. (1988).

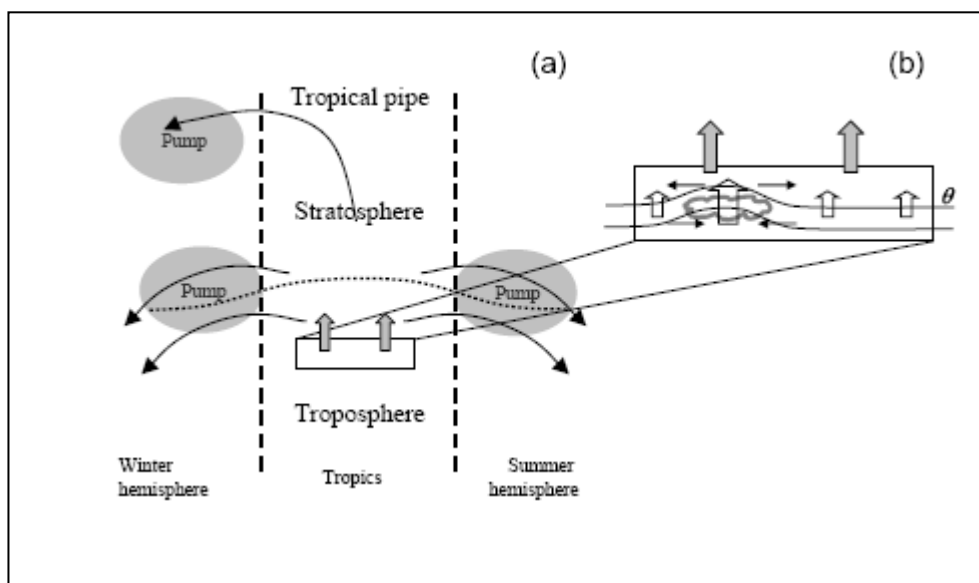


Figura 5.2 Esquema donde se muestra la diferencia en las velocidades de ascenso de las masas de aire determinadas por las propiedades radiativas de las nubes y el cielo libre de nubosidad. Específicamente, la absorción de la radiación infrarroja por las nubes favorece el ascenso

5.2. Comportamiento de los principales gases traza: O_3 y H_2O

Las especies más importantes en la dinámica de la atmósfera media son el vapor de agua, el dióxido de carbono y el ozono. Luego se deben tener en cuenta los óxidos de nitrógeno y el metano, en menores cantidades pero con potencial de efecto invernadero mucho mayor. De ellas, el CO_2 , el metano y los óxidos de nitrógenos se encuentra bien mezclados en la atmósfera baja y media. En contraposición, el H_2O y el O_3 son altamente variables espacial y temporalmente.

La variabilidad del vapor de agua en la atmósfera baja se debe enteramente a los procesos de evaporación, condensación y sublimación que ocurren como parte del ciclo hidrológico. Aunque el vapor de agua en la troposfera puede llegar a tener proporciones de mezcla del orden de los 0.03 en volumen, la estratosfera es contrariamente más seca con valores entre 2 -6 partes por millón en volumen. Como ya fue mencionado con anterioridad, la aridez de la estratosfera puede atribuirse al hecho de que todo el aire que penetra desde la troposfera lo hace a través de regiones donde la temperatura tiene su mínimo y por lo tanto el agua es capturada y filtrada en dichas trampas frías. La concentración mínima de vapor de agua requiere de mediciones de altísima resolución; sin embargo, se sabe que esta concentración se produce en la baja estratosfera, con un crecimiento gradual a partir de los 20 km, debido a la oxidación del metano. El perfil típico de vapor de agua se muestra en la Figura 5.3, obtenido a partir de imágenes

satelitales de MLS. En todas las regiones de la atmósfera media se observa que la concentración de agua es pequeña aún cuando el papel que desempeña en el balance radiativo es altamente significativo.

Radiativamente, el vapor de agua es importante en la atmósfera media debido a que la radiación infrarroja emitida por el vapor de agua, junto con el flujo de calor vertical asociado a la convección, son cruciales para establecer la estructura térmica de la troposfera, y por lo tanto, la temperatura en la capa límite inferior de la atmósfera media.

El ozono es la especie traza más importante en la atmósfera media. La absorción de la radiación ultravioleta por el ozono, es la fuente de calor más importante en la atmósfera media. La química y el comportamiento del ozono tiene una estructura compleja e involucran ciclos fotoquímicos con diferentes gases.

La variabilidad temporal y espacial de muchas de las especies involucradas en la química del ozono implica procesos de transporte y mezcla, que constituyen aspectos cruciales en lo concerniente a la capa de ozono.

El perfil vertical del ozono en la atmósfera media se muestra en la Figura 5.4. En ella se puede observar que la mayor cantidad de ozono en la atmósfera está contenido en la baja estratosfera, en contraposición al comportamiento del vapor de agua. Dado que la mayor producción de ozono se realiza por encima de los 30 km, la mayor concentración molecular debajo de esta altura se debe a procesos de transporte. Por lo tanto, el perfil de ozono en sí mismo provee evidencia del acoplamiento químico - dinámico de la atmósfera.

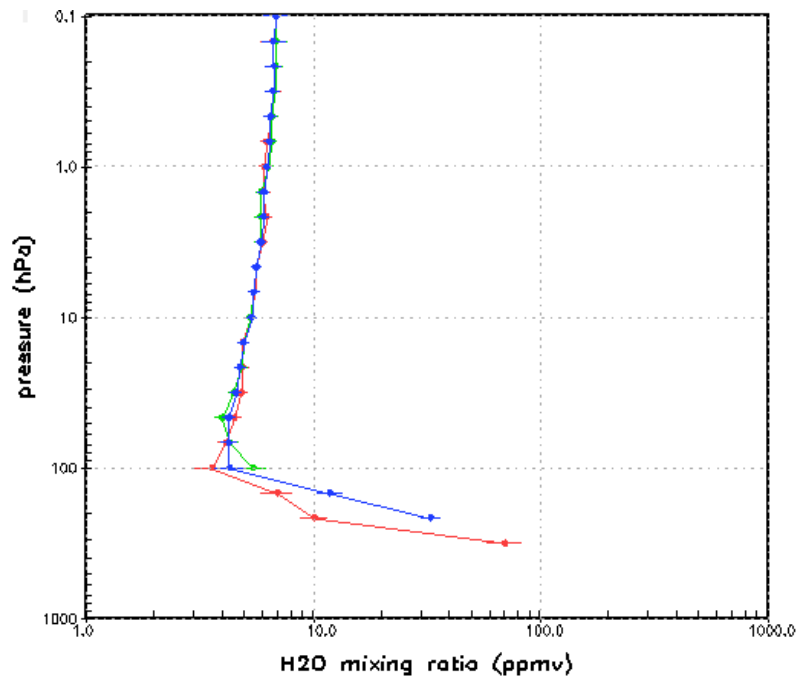


Figura 5.3. Perfil vertical característico de vapor de agua. Las diferentes líneas corresponden a distintas órbitas del satélite.

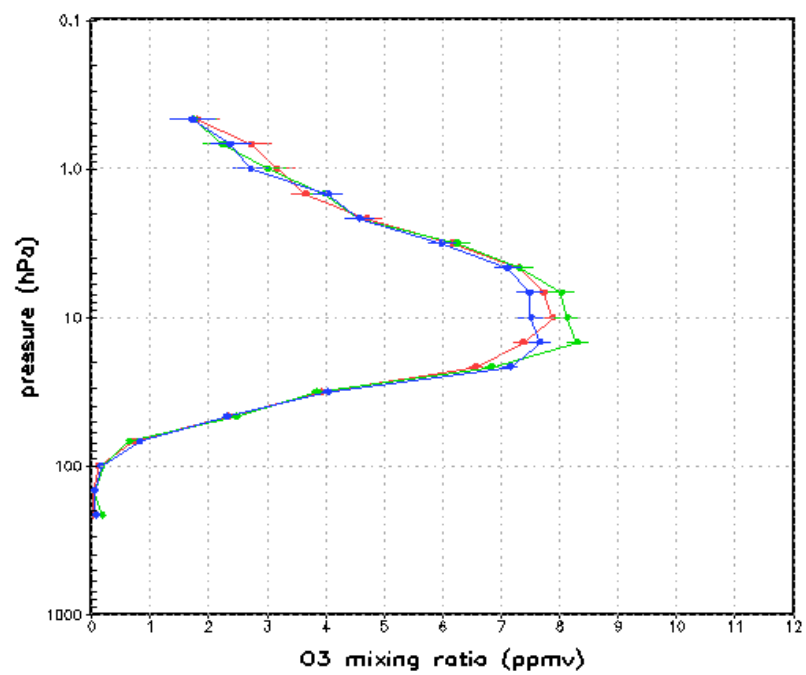


Figura 5.3. Idem Figura 5.2, pero para el ozono

Existen variados métodos para el estudio del ITE, y en particular cuando se trata de distinguir si el transporte se origina en la troposfera o en la estratosfera. Entre ellos, se

puede mencionar estudios climatológicos basados en resultado de modelos y datos de observación (Stohl et al., 2000), modelos acoplados circulación – química (Roelofs y Lelieveld, 1997), análisis a partir de trayectorias lagrangianas (el Capítulo 4 es un ejemplo de ellos) entre otros. Varias son las discrepancias evidentes entre los resultados obtenidos experimentalmente y aquellos provenientes de modelos, las cuales pueden ser atribuidas a distintos factores. En los estudios experimentales, la detección de eventos de intercambio está supeditada a variables como la altitud de las observaciones, posición geográfica, así como el número y tipo de muestras obtenidas de los observables a partir de instrumentos de medición caracterizados por cierta resolución.

De hecho, una vez que las masas de aire cruzan la tropopausa, resulta difícil distinguir la masa de aire en su forma original, dado que los procesos de mezcla producen cierta pérdida de sus propiedades originales dependiendo de su vida media; sin embargo, en la región ATBE, los perfiles verticales en los que se aprecian fuertes gradientes de los principales gases traza, usualmente son indicadores de un transporte reciente a través de la tropopausa.

En el presente capítulo se analizaron los posibles procesos de intercambio para los mismos eventos analizados con trayectorias lagrangianas, pero a partir de los gases traza O_3 y H_2O . El aire estratosférico está caracterizado por una alta concentración de ozono y bajo contenido de vapor de agua, mientras que en contraposición, la troposfera, presenta alta concentración de vapor de agua y bajo ozono. Por lo tanto, dado estos comportamientos inversos en la región ATBE, el contraste de perfiles de ozono y vapor de agua, analizados en las vecindades de la tropopausa, pueden revelar líneas de mezcla de aire, con valores intermedios de ozono y vapor de agua. Estas líneas de mezclas son representativas de una mezcla irreversible del aire troposférico con el estratosférico (Hoor et al., 2002).

Los perfiles de ambos gases traza fueron obtenidos a partir del Microwave Limb Sounder (MLS) a bordo del Earth Observing System (EOS) de la NASA, para los mismos eventos en los que se detectaron los cirrus. Cabe recordar que la situación meteorológica de cada uno de ellos mostraba situaciones de rompimiento o por lo menos del desdoblamiento de la tropopausa, con la consiguiente aparición de tropopausas múltiples.

La Tabla 5.1 muestra resumidamente todo el período que fue analizado en el capítulo anterior. Para este período, donde los eventos sombreados representan días con

detección de cirrus, la tabla muestra los correspondientes valores de altura, presión, temperatura y temperatura potencial de la(s) tropopausa(s).

2006-09-06 (12 UTC)	Presión (hPa)	Altura(km)	Temperatura (K)	Temperatura Potencial(θ)
LRT1	208.0	11666.0	211.5	331.5
LRT2	166.0	13086.0	212.1	354.6
LRT3	73.0	19192.0	209.9	443.7
2006-09-07 (12 UTC)				
LRT1	209.0	11678.0	210.5	329.5
LRT2	96.0	16531.0	209.6	409.7
LRT3	-----	-----	-----	
2006-09-08 (12 UTC)				
LRT1	216.0	11405.0	214.9	333.2
LRT2	113.0	15495.0	211.3	394.2
LRT3	61.4	19286.0	210.1	466.6
LRT4	27.0	24552	217.7	612.7
2006-09-09 (12 UTC)	Presión (hPa)	Altura(km)	Temperatura (K)	
LRT1	229.0	11023.0	218.1	332.6
LRT2	99.1	16355.0	208.3	403.5
LRT3	-----	-----	-----	
2006-09-10 (12 UTC)				
LRT1	214.0	11592.0	212.1	329.7
LRT2	84.6	17358.0	205.1	415.7
LRT3	-----	-----	-----	
2006-09-11 (12 UTC)				
LRT1	181.0	12691.0	210.3	343.0
LRT2	97.0	16546.0	207.3	404.0
LRT3	-----	-----	-----	
2006-09-20 (12 UTC)	Presión (hPa)	Altura(km)	Temperatura (K)	
LRT1	246.0	10573.0	218.3	326.1
LRT2	137.0	14297.0	211.3	373.1
LRT3	44.0	21327.0	208.0	508.9
2006-09-21 (12 UTC)				
LRT1	219.0	11350.0	211.2	327.0
LRT2	-----	-----	-----	
LRT3	-----	-----	-----	
2006-09-22 (12 UTC)				
LRT1	206.0	11678.0	211.5	332.4
LRT2	118.0	15246.0	210.3	387.6
LRT3	-----	-----	-----	
2006-09-25 (12 UTC)	Presión (hPa)	Altura(km)	Temperatura (K)	
LRT1	179.0	12705.0	206.7	338.2
LRT2	42.0	21674.0	214.8	531.6
LRT3	-----	-----	-----	
2006-09-26 (12 UTC)				
LRT1	191.0	12362.0	208.4	334.0
LRT2	96.4	16593.0	206.7	403.6
LRT3	-----	-----	-----	
2006-09-27 (12 UTC)				
LRT1	216.0	11568.0	213.1	331.0
LRT2	135.0	14542.0	211.9	375.8
LRT3	-----	-----	-----	

Tabla 5.1. Período de interés para el análisis de ITE en los eventos con cirrus analizados por medio de trayectorias lagrangianas en el Capítulo 4.

Cada uno de los eventos se estudió en forma individual, siguiendo la misma metodología que la del capítulo anterior.

5.3. Análisis de los Resultados

➤ Evento 1: 2006-09-07

La Figura 5.4 muestra el mapa de tropopausa térmica según la definición de la OMM, en la cual se aprecian valores de tropopausa muy semejantes a los reportados en la Tabla 5.1.

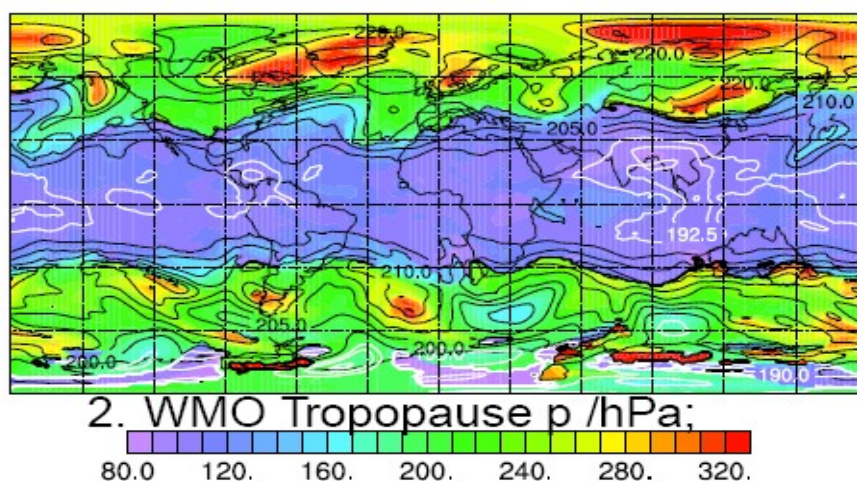


Figura 5.4. Mapa de valores de tropopausa térmica según datos de reanálisis del JPL NASA para el 2006-09-07

Como fuera mencionado en la introducción, la presencia de una estructura laminar en las vecindades de la tropopausa, en la cual los perfiles muestran un fuerte gradiente a través de la tropopausa, es un indicador de un transporte reciente a través de ella. Los gases traza correspondientes a este evento se muestran en la Figura 5.5. Las cantidades están expresadas en unidades de relación de mezcla. De la observación de los perfiles se puede apreciar que el ozono alcanza valores mínimos en un rango de presión que fluctúa entre los 100 y 140 hPa (Figura 5.5 (a)). El vapor de agua, por otro lado, muestra

valores máximos en la troposfera hasta llegar a un punto de inflexión en el mismo rango.

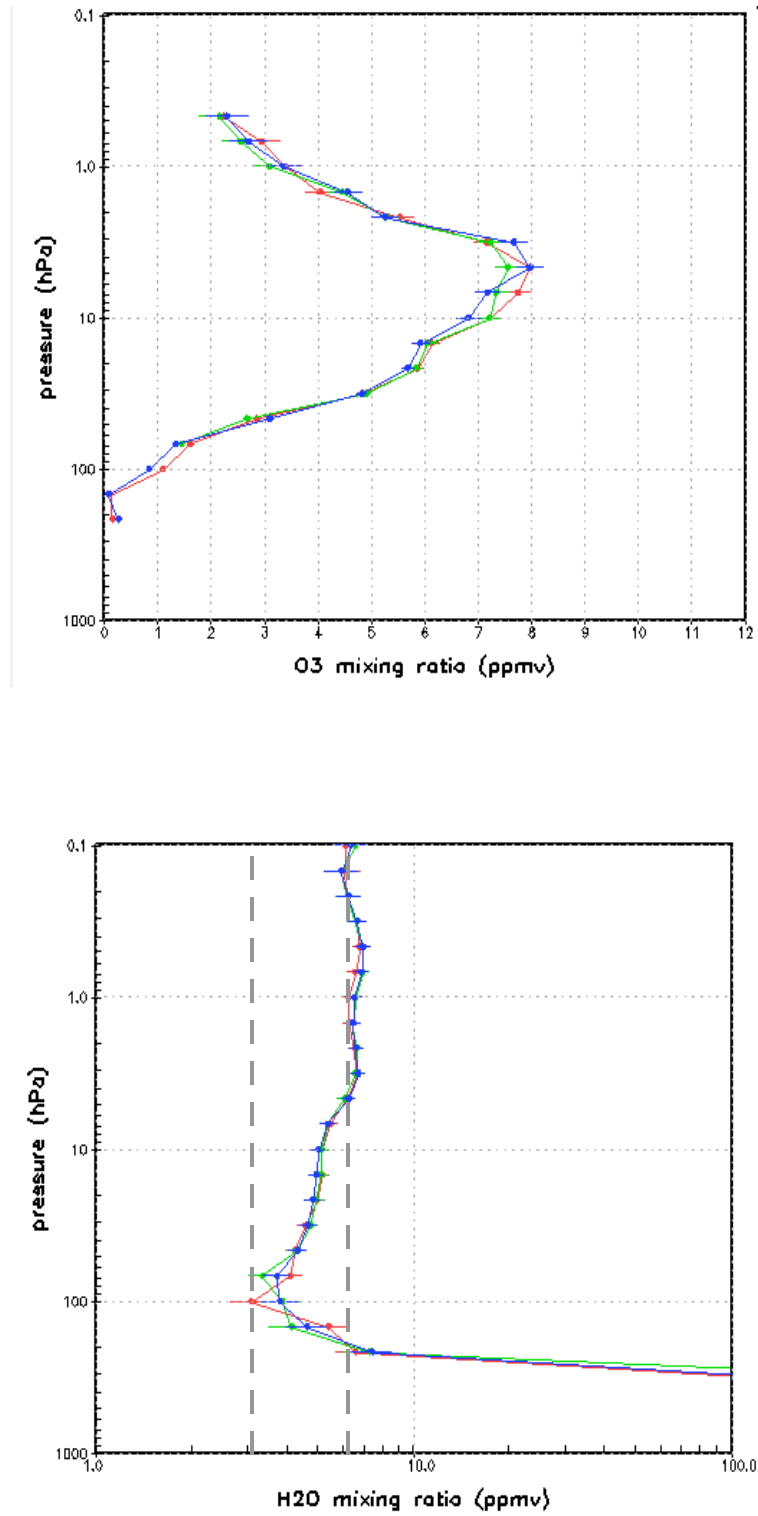


Figura 5.5. Perfil vertical del (a) ozono, (b) vapor de agua para el día 2006-09-07 procedente de datos MLS del EOS. Los tres colores representan aproximaciones por órbitas diferentes.

Este rango aproximado de presión, corresponde a niveles cercanos a la segunda de presión; i.e., entre los 100 y 150 hPa (Figura 5.5 (b)), a partir del cual vuelve a incrementar su valor. Este incremento se puede apreciar por las líneas punteadas de la figura tropopausa según la Tabla 5.1.

El uso de vapor de agua como trazador en pequeñas escalas para el estudio de ITE, ha sido utilizado en varios estudios (Appenzeller et al., 1992; Beuermann et al., 2002). La distribución de vapor de agua es capaz de reproducir sistemas de gran escala a la vez que proporciona un panorama más detallado en procesos de menor escala. Sin embargo, los valores de humedad en la alta troposfera son algo inciertos dado que las observaciones no siempre son muy precisas y aún hoy subsisten diferencias entre los distintos sistemas de observación tanto remota como in-situ. Las diferencias entre la utilización del vapor de agua como trazador y la verticidad potencial han sido ampliamente discutidas en Simmons et al. (1999). En primer lugar la PV, a diferencia del vapor de agua, está condicionado por procesos no advectivos, como la radiación. En segundo lugar, el vapor de agua es un derivado de los campos dinámicos de reanálisis. Por estas razones, Simmons et al. (1999) sugirieron que el vapor de agua provee una mejor descripción de los eventos en escalas sinópticas. Más aún, el gradiente vertical del vapor de agua en el rango de interés es mayor que el gradiente en superficies isentrópicas, debido a la advección. No obstante, el comportamiento creciente de vapor de agua a partir de su punto de inflexión que se aprecia en los perfiles de gases traza, puede también observarse en los mapas de vapor de agua en coordenadas isentrópicas, que muestran las Figura 5.6 a 5.10. En estos mapas, se observa que a medida que la temperatura potencial baja, el vapor de agua decrece hasta llegar a $\theta = 350$ K, valor mínimo, a partir del cual se incrementa nuevamente como muestra el mapa para $\theta = 340$ K. Es decir, para alturas superiores a los 13 km (segunda tropopausa), se observa un segundo máximo de vapor de agua. Este incremento de valor, de aproximadamente 3 unidades de mezcla por millón, un valor apreciable considerando niveles medios para la estratosfera inferior de 2 unidades de mezcla por millón aproximadamente, pareciera deberse a un transporte vertical reciente asociado a una alta inestabilidad de las variables meteorológicas en presencia del frente y a la presencia de cirrus, tal como se describió en el capítulo anterior, y que da lugar a eventos con múltiples tropopausas, como muestra la Tabla 5.1.

410K
100hPa
14km

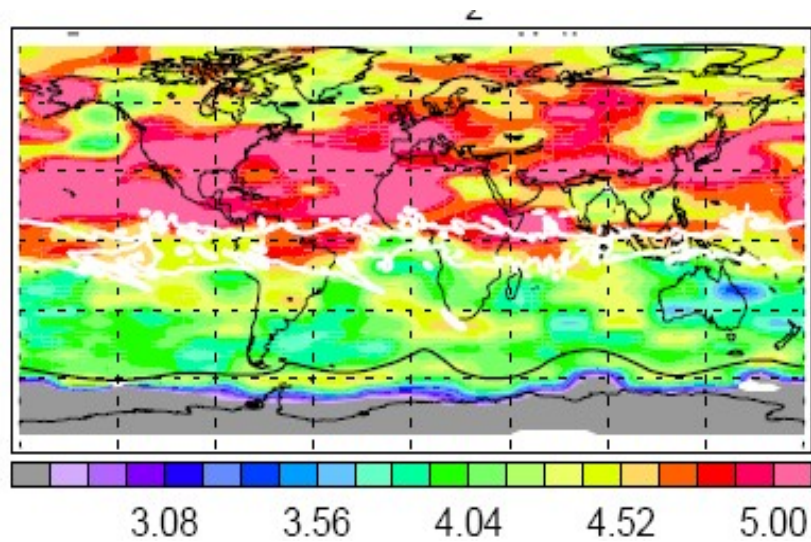


Figura 5.6. Mapa de vapor de agua a $\theta = 410\text{K}$, obtenido de reanálisis del JPL. La línea blanca corresponde a la tropopausa dinámica, considerada como 3.5 PV

390K
121hPa
13km

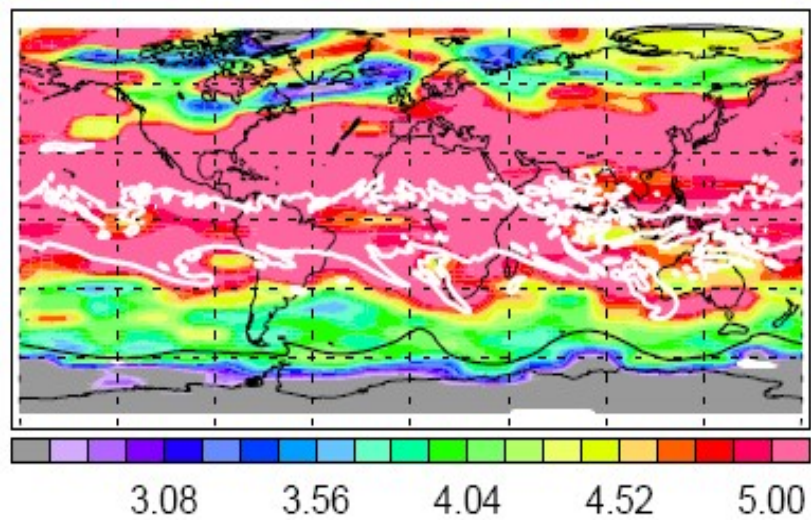


Figura 5.7. Idem Figura 5.6 para $\theta = 390\text{K}$

370K
147hPa
12km

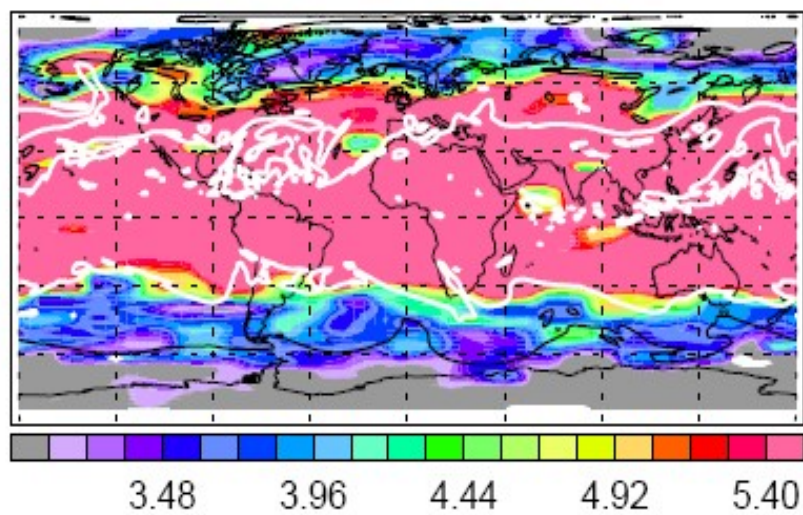


Figura 5.8. Idem Figura 5.6 para $\theta = 370\text{K}$.

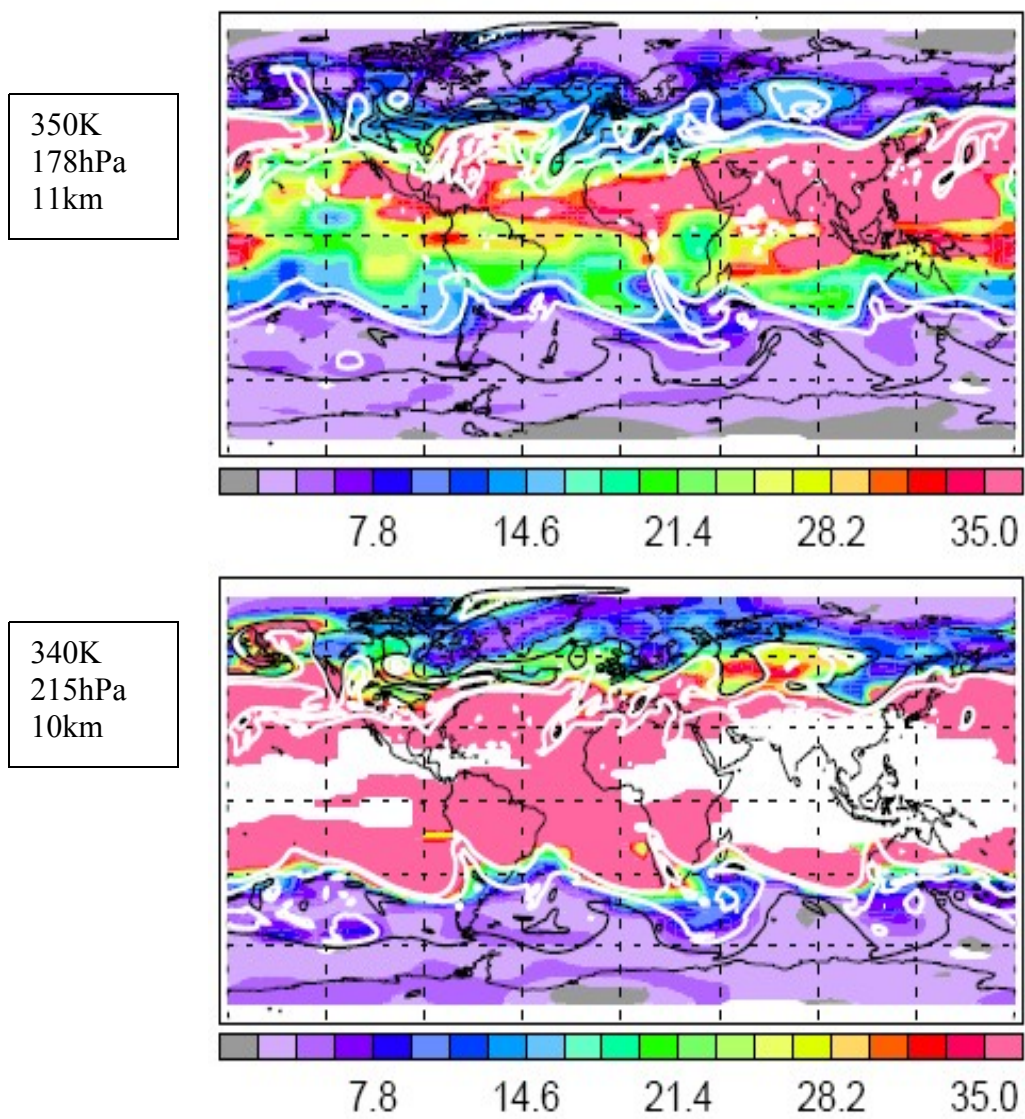


Figura 5.9. Mapa de vapor de agua a $\theta = 350\text{K}$, obtenido de reanálisis del JPL.
Figura 5.10. Idem Figura 5.9, para $\theta = 340\text{K}$

➤ **Evento 2: 2006-09-10**

La Figura 5.11 muestra como en el caso anterior, el mapa de tropopausa térmica según la definición de la OMM, en la cual se aprecian valores de tropopausa similares a los reportados en la Tabla 5.1.

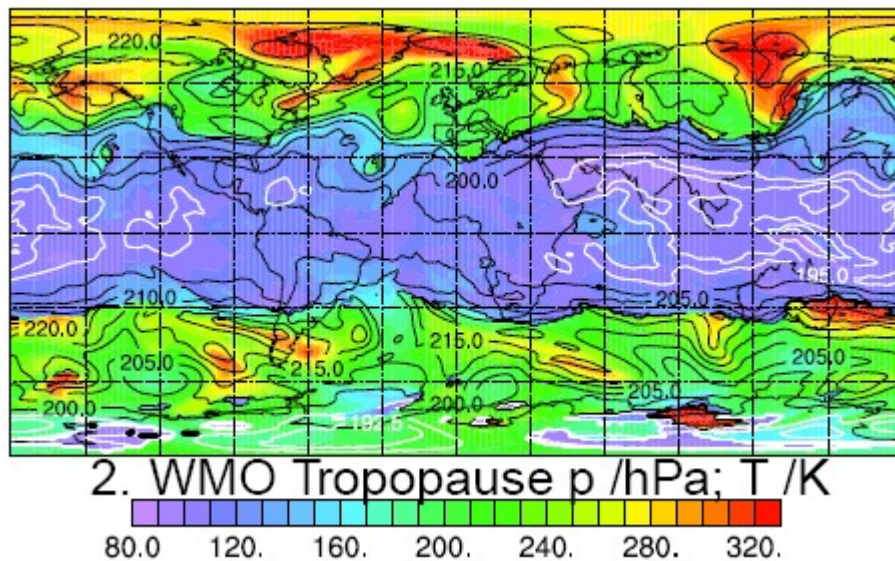


Figura 5.11. Mapa de valores de tropopausa térmica según datos de reanálisis del JPL NASA para el 2006-09-10

Los perfiles de los gases traza se encuentran graficados en las Figuras 5.12.

El perfil correspondiente al ozono no presenta variaciones significativas respecto al caso anterior, salvo que su máximo se encuentra desplazado verticalmente hacia valores menores de presión. También en este evento el gas traza tiene un mínimo alrededor de los 100 – 140 hPa. En el caso del vapor de agua, presenta dos puntos de inflexión en torno a los 80 y 130 hPa, cada uno de los cuales representa un incremento muy similar de aproximadamente 3 ppmv. Estos valores de presión, según la Tabla 5.1 se acercan a la a niveles de presión próximos e intermedios entre la primera y segunda tropopausa.

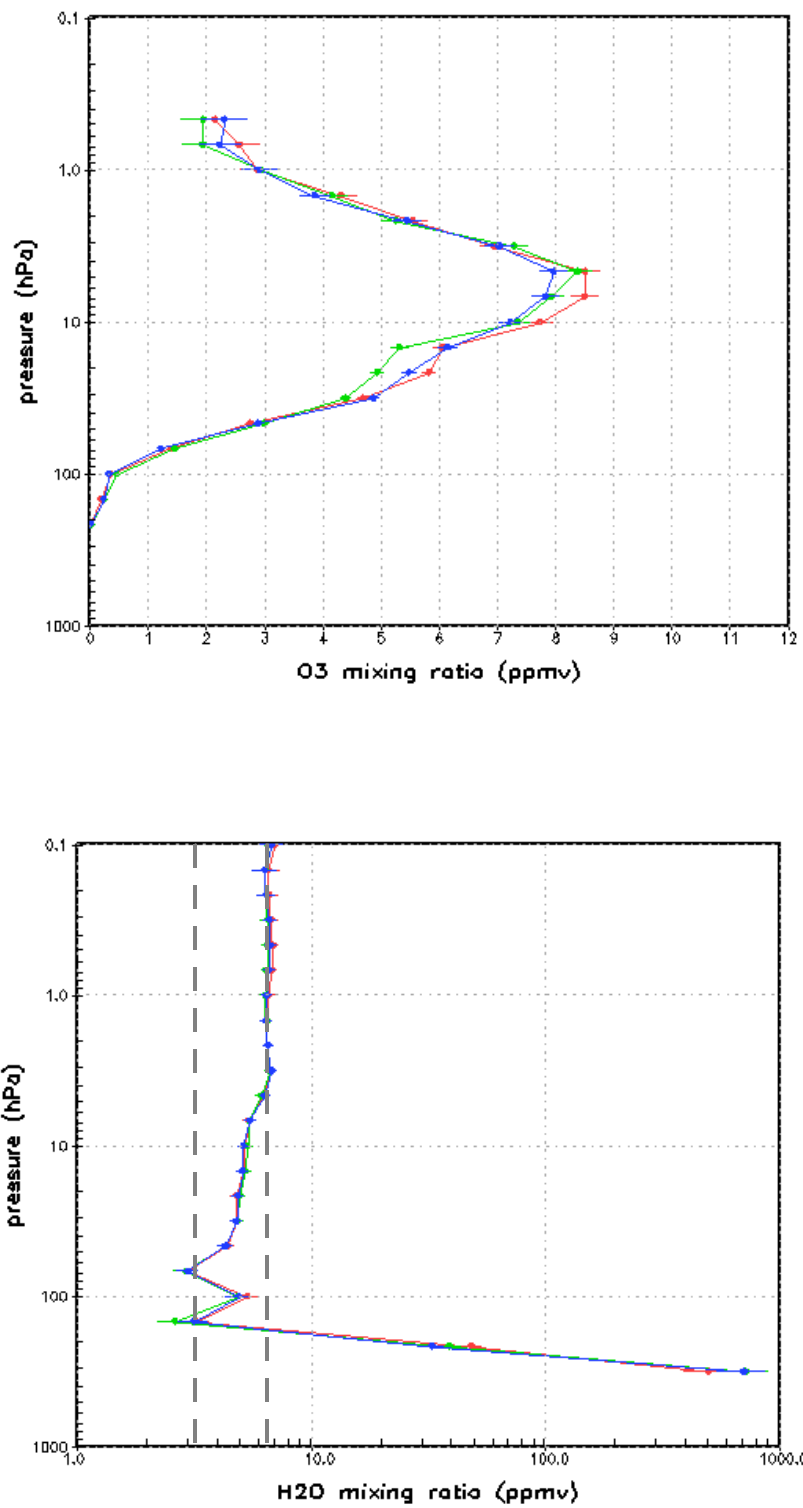


Figura 5.12. Perfil vertical del (a) ozono, (b) vapor de agua para el día 2006-09-10 procedente de datos MLS del EOS

De forma análoga al caso anterior para verificar intercambio ITE, se graficaron mapas de vapor de agua en coordenadas isentrópicas.

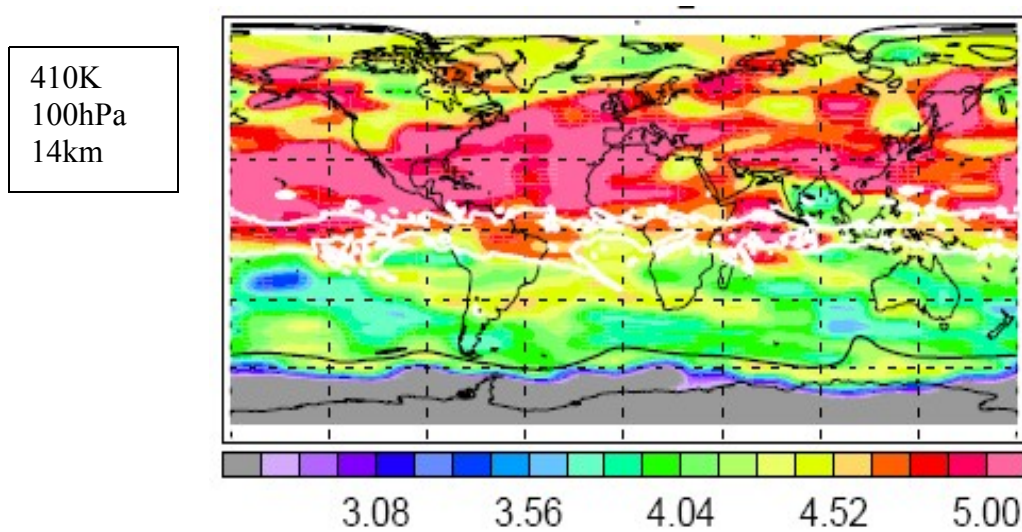


Figura 5.13. Mapa de vapor de agua a $\theta = 410\text{K}$, obtenido de reanálisis del JPL.

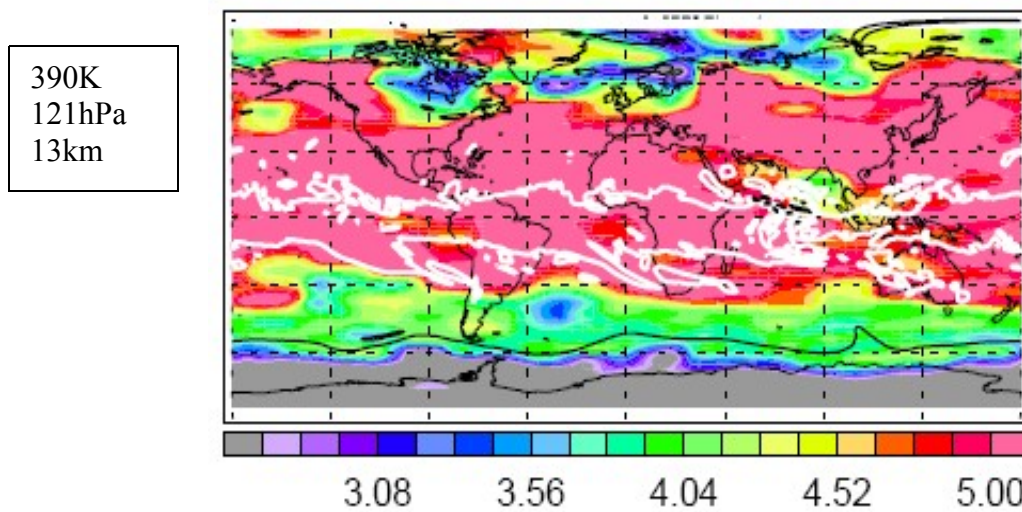


Figura 5.14. Idem Figura 5.13 para $\theta = 390\text{K}$

370K
147hPa
12km

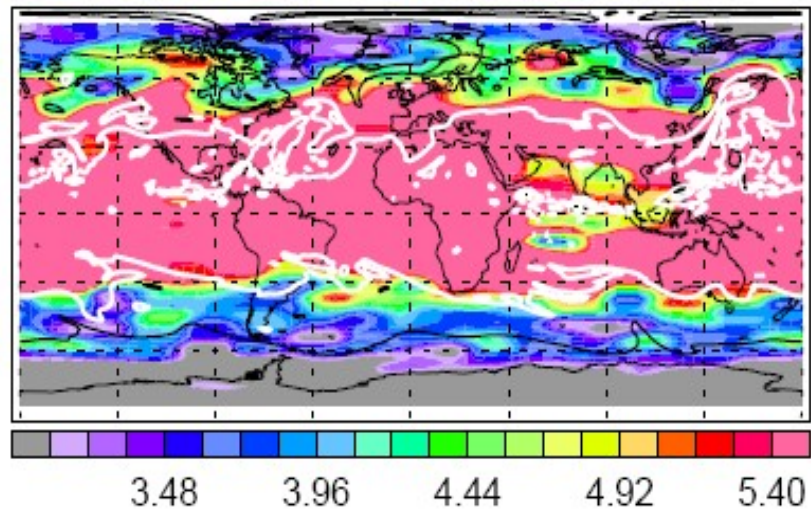


Figura 5.15. Idem Figura 5.13, para $\theta = 370K$

350K
1780hPa
11km

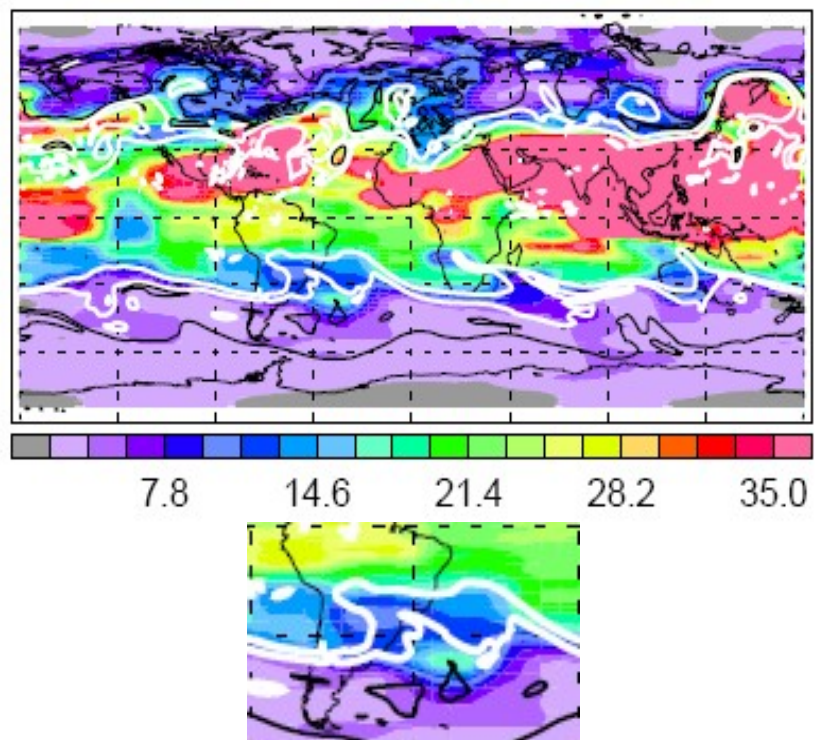


Figura 5.16. Idem Figura 5.13 para $\theta = 350K$

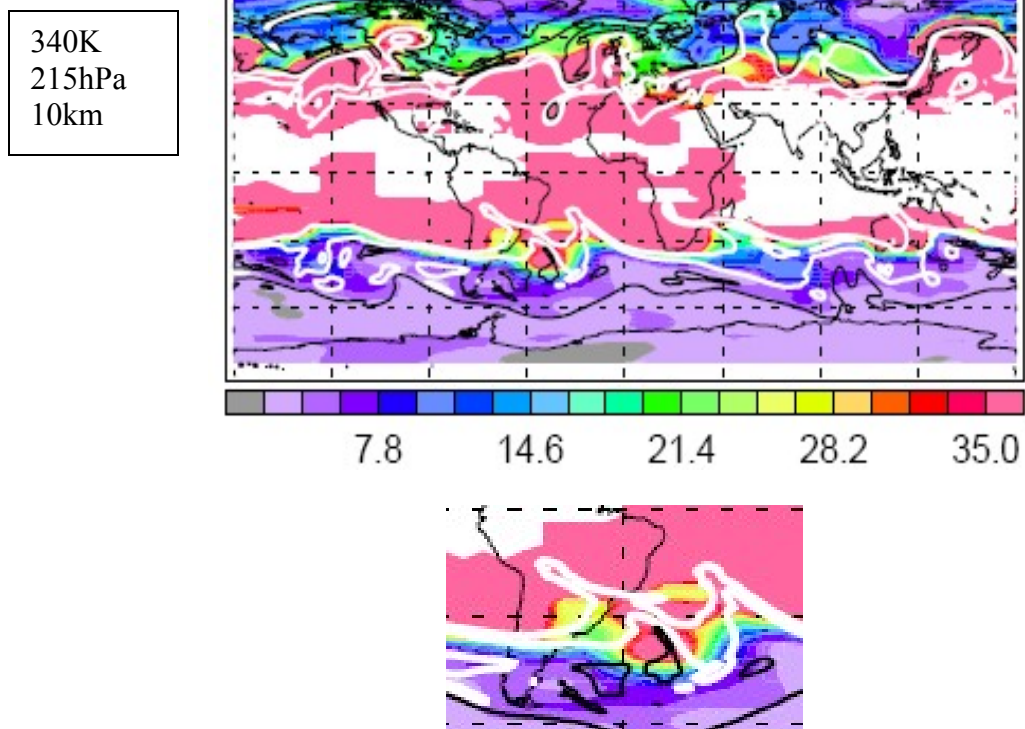


Figura 5.17. Idem Figura 5.13, para $\theta = 340\text{K}$

Las figuras permiten apreciar con menos claridad que en el caso anterior, que los vapores de agua decrecen desde los 350K, valor a partir del cual el se incrementa nuevamente. Este valor de θ es superior al reportado en la Tabla 5.1 para la primera tropopausa. Si bien en los mapas no es posible apreciar la existencia de dos puntos de inflexión, es posible inferir que el vapor de agua se incrementa para valores de altura intermedios entre la primera y segunda tropopausa, tal como se puede concluir a partir de los perfiles de los trazadores. Este incremento es en unidades de mezcla muy similar al caso anterior ($\cong 2 \text{ ppmv}$), como muestran las líneas punteadas sobre el perfil de vapor de agua.

➤ **Evento 2: 2006-09-21**

Los correspondientes perfiles de los gases traza se muestran en la Figura 5.18.

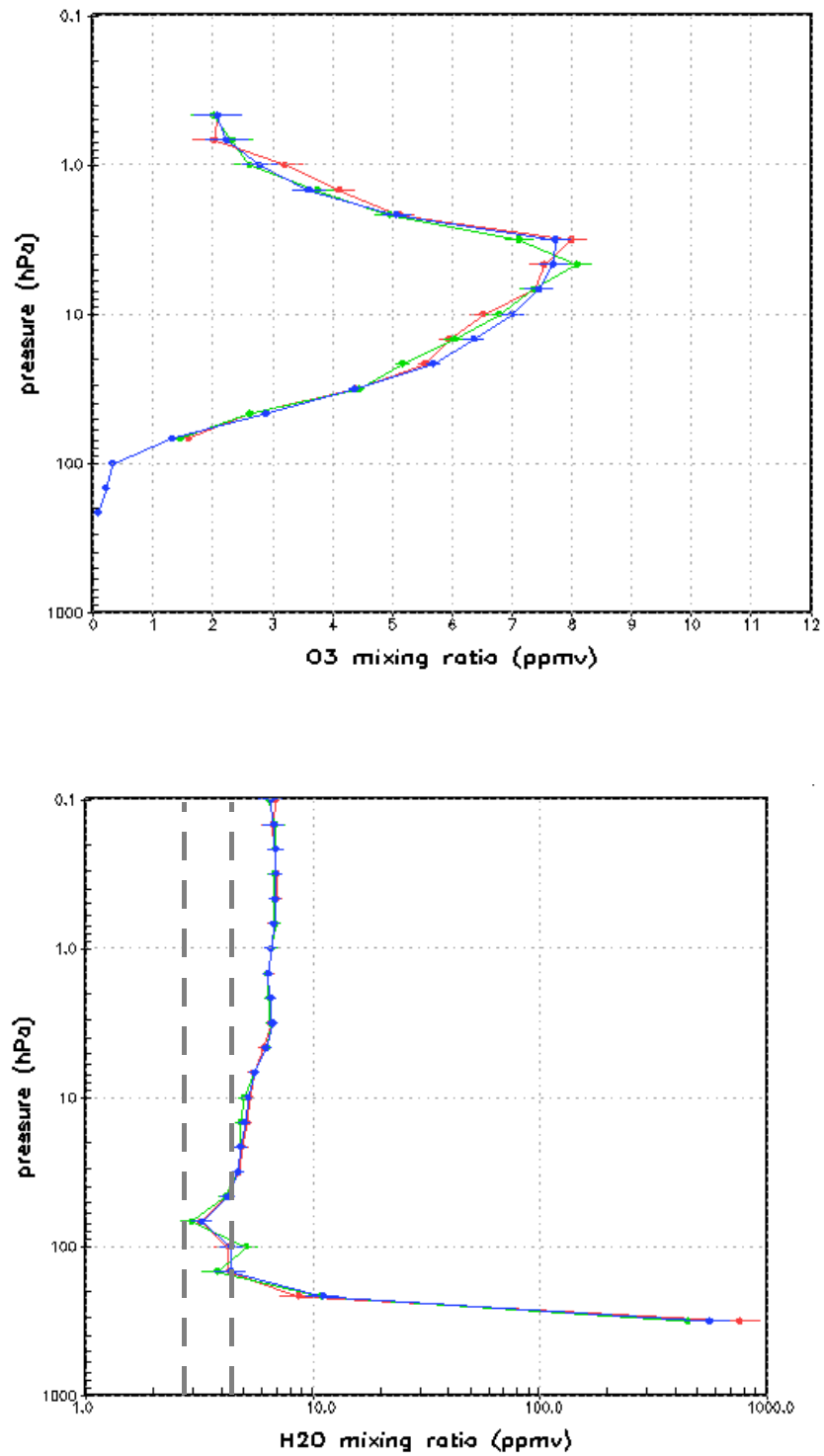


Figura 5.18. Perfil vertical del (a) ozono, (b) vapor de agua para el día 2006-09-21 procedente de datos MLS del EOS

De la Figura 5.12 se observa que el perfil de ozono presenta poca variación respecto de los anteriores. El vapor de agua se comporta en forma similar al evento del 10 de septiembre, pero con cambios en los puntos de inflexión. El decrecimiento del agua es continuo hasta llegar a una presión cercana a los 140 hPa, punto donde se produce el primer máximo; el segundo máximo y de mayor intensidad se produce a una presión ≈ 70 hPa. Este evento en particular presenta diferencias con los valores registrados en la Tabla 5.1, ya que según los datos de radiosondeo, la única tropopausa tiene valores de presión cercanos a los 200 hPa.

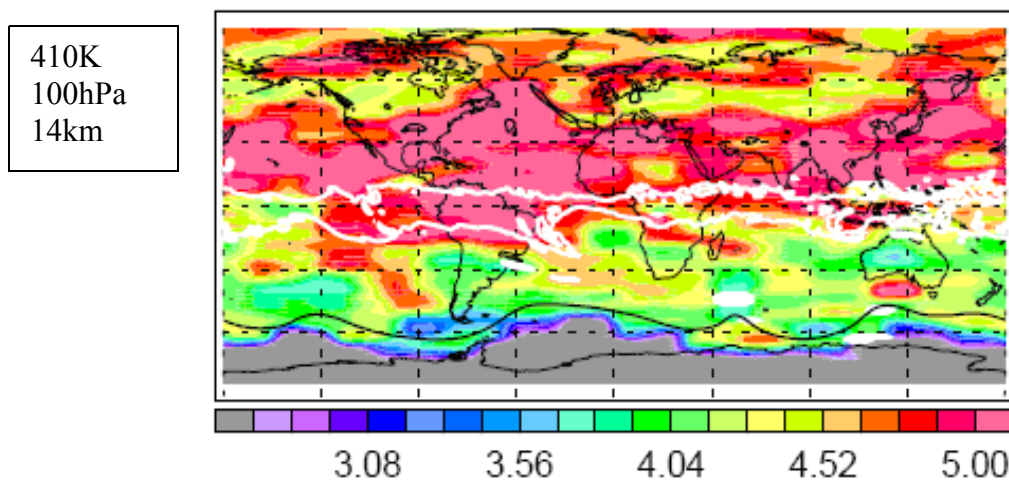


Figura 5.19. Mapa de vapor de agua a $\theta = 410$ K, obtenido de reanálisis del JPL.

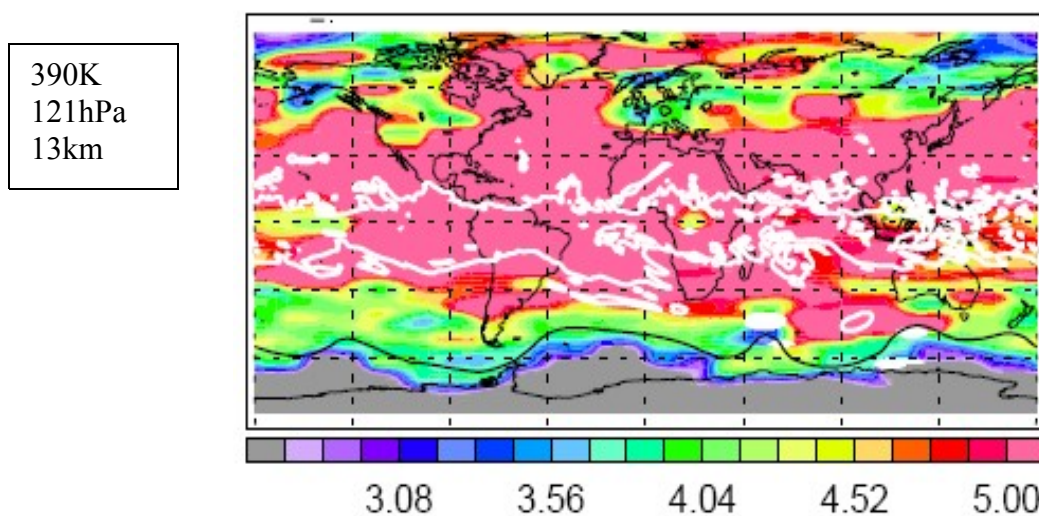


Figura 5.20. Idem Figura 5.19, para $\theta = 390$ K.

370K
147hPa
12km

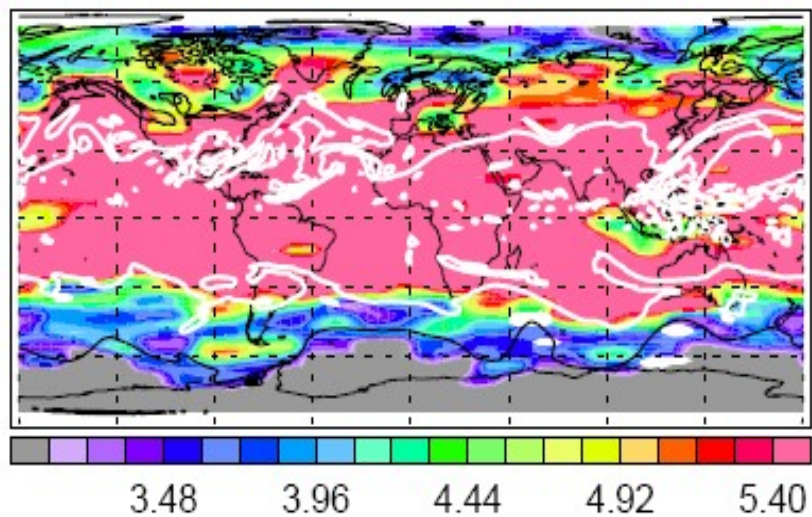


Figura 5.21. Idem Figura 5.19 para $\theta = K$,

350K
1780hPa
11km

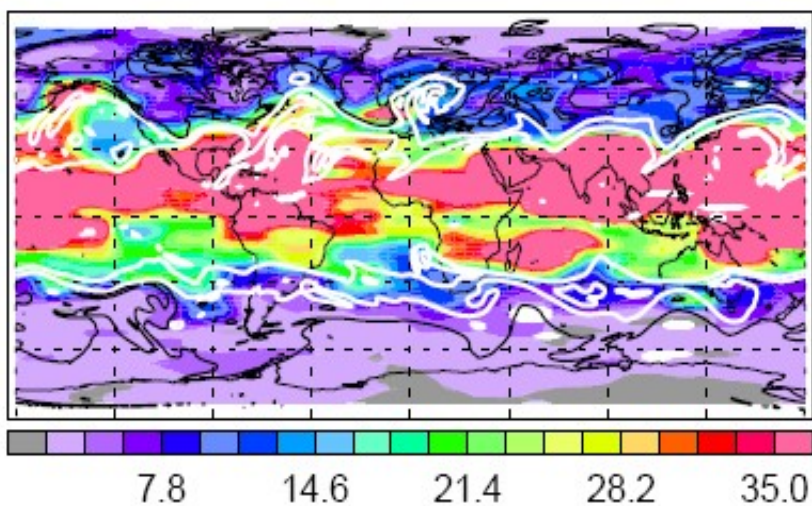


Figura 5.22. Idem Figura 5.19 a $\theta = K$.

340K
215hPa
10km

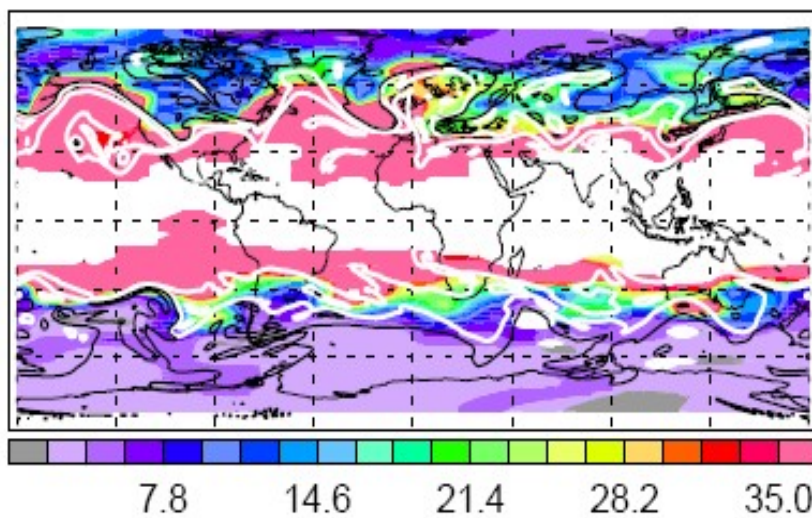


Figura 5.23. Idem Figura 5.19 para $\theta = K$.

De los mapas de agua se puede observar que el comportamiento del agua, pareciera tener dos puntos de inflexión. El primero, para $\theta = 390\text{K}$, y el segundo para $\theta = 350\text{K}$. La observación del primer punto de inflexión no es sencilla, dado que existen blancos en los mapas, usualmente debido a la falta de datos o incompletitud de los mismos. Sin embargo, para $\theta = 350\text{K}$, es posible apreciar claramente el incremento de vapor de agua. Cercano a los 2.5 ppmv. Aún cuando los valores de presión de radiosondeo y los correspondientes a los perfiles de los gases traza no coinciden, este último valor de theta, para el cual se produce el segundo punto de inflexión, es muy similar al reportado en la Tabla 5.1

➤ **Evento 2: 2006-09-26**

Por último, la Figura 5.24 muestra el mapa de tropopausa térmica según la definición de la OMM, donde se observan valores de tropopausa similares a los reportados en la Tabla 5.1.

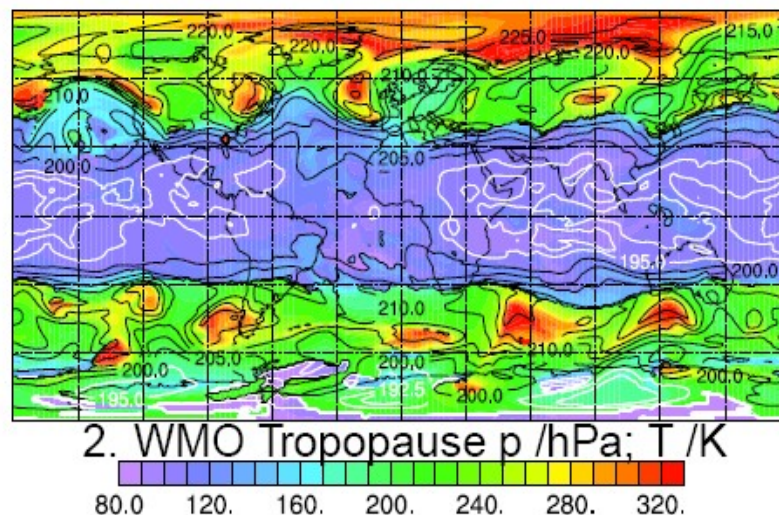


Figura 5.28. Mapa de valores de tropopausa térmica según datos de reanálisis del JPL NASA para el 2006-09-26

La Figura 5.29 muestra los perfiles verticales de los gases traza para este último evento analizado.

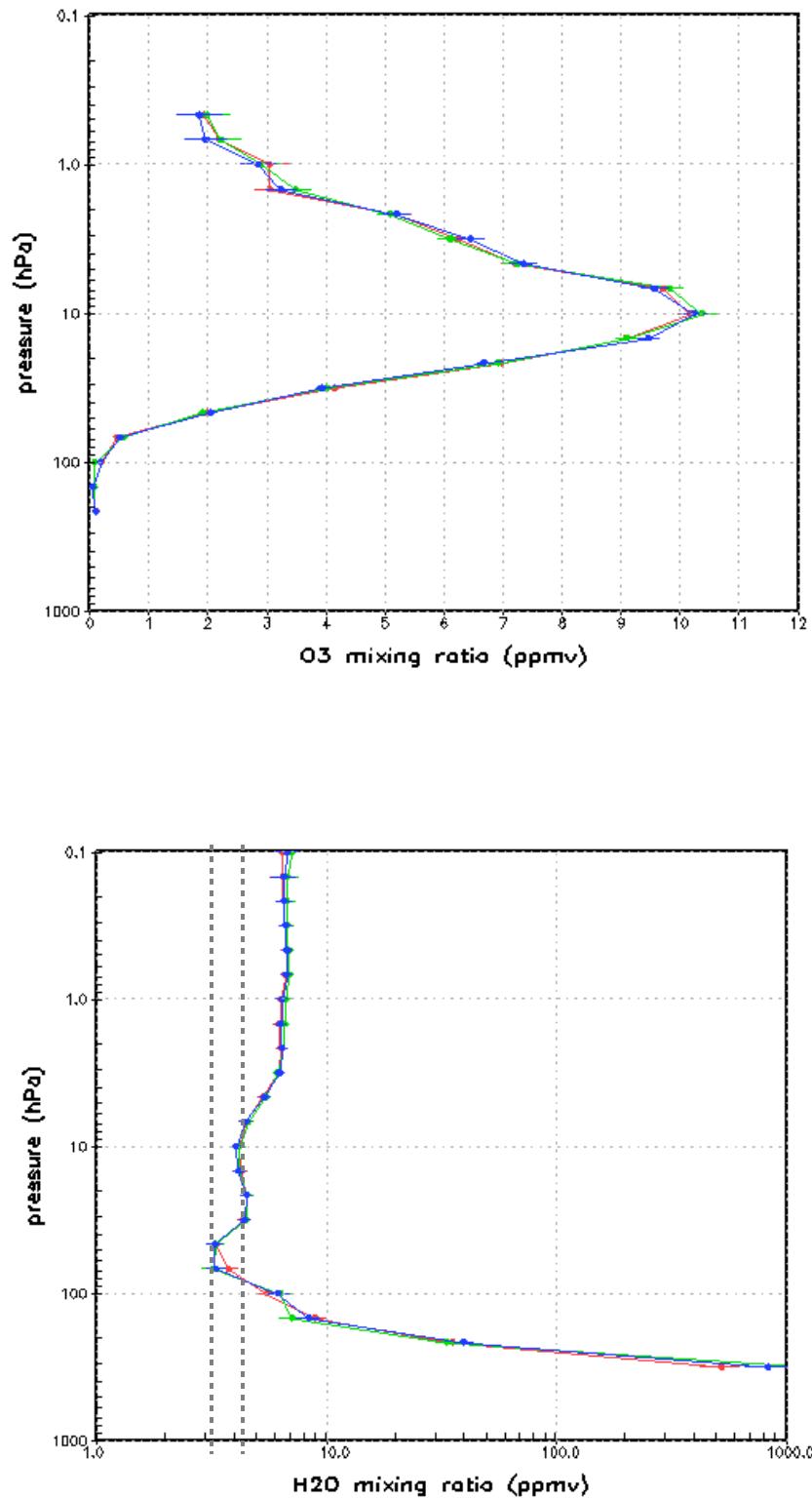


Figura 5.29. Perfil vertical del (a) ozono, (b) vapor de agua para el día 2006-09-26 procedente de datos MLS del EOS

De acuerdo a los valores de la Tabla 5.1, este evento presenta tropopausa doble, con presiones cercanas a los 120 y 100 hPa, respectivamente. De la Figura 5.29, se puede apreciar que el perfil de vapor de agua tiene dos puntos de inflexión, cercanos a los 70 y 100 hPa. Si bien los valores de presión varían dependiendo de cada fuente de obtención de datos, representan un incremento del vapor de agua entre la primera y segunda tropopausa a partir de los 12 km.

Las Figuras 5.30 a 5.35, presentan los mapas de vapor de agua derivados del JPL.

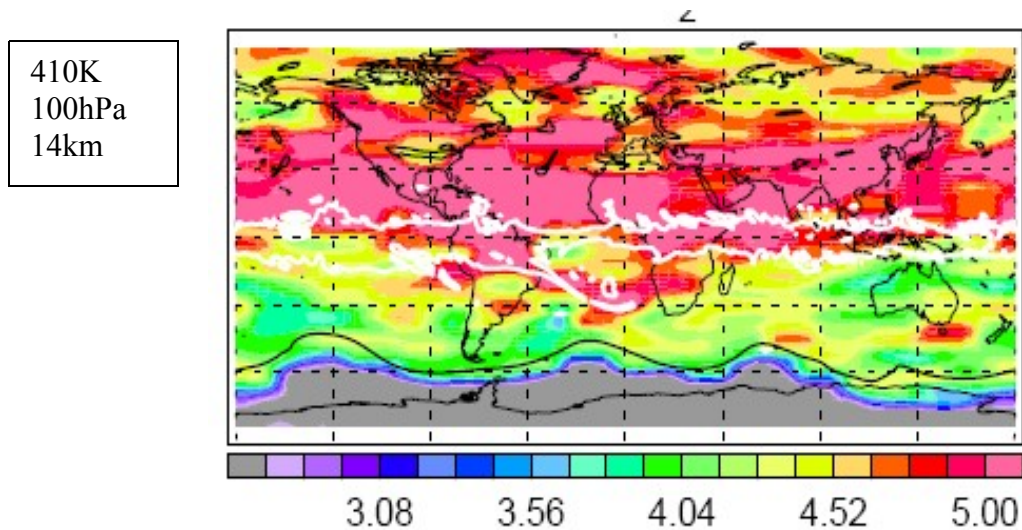


Figura 5.30. Mapa de vapor de agua a $\theta = 410\text{K}$, obtenido de reanálisis del JPL.

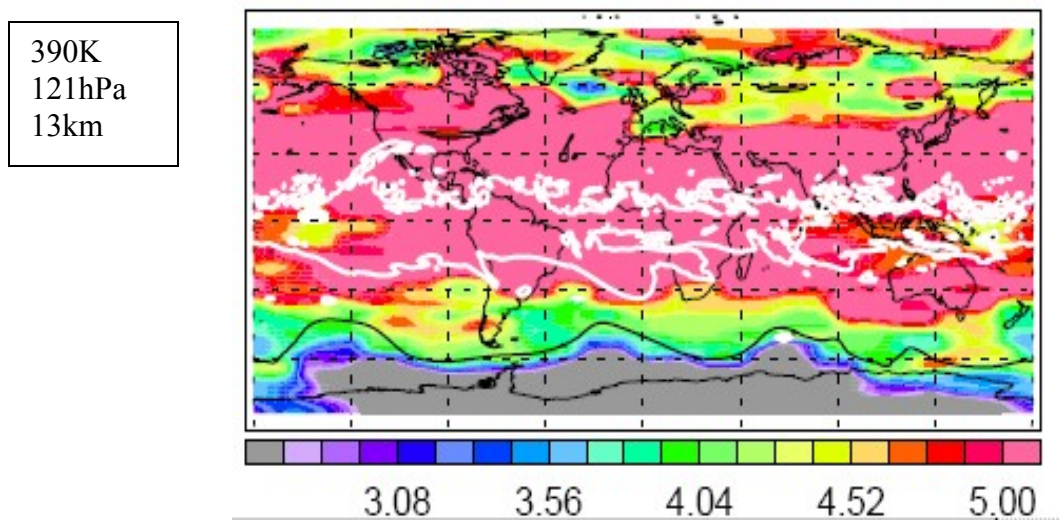


Figura 5.31. Idem Figura 5.30, para $\theta = 390\text{K}$.

370K
147hPa
12km

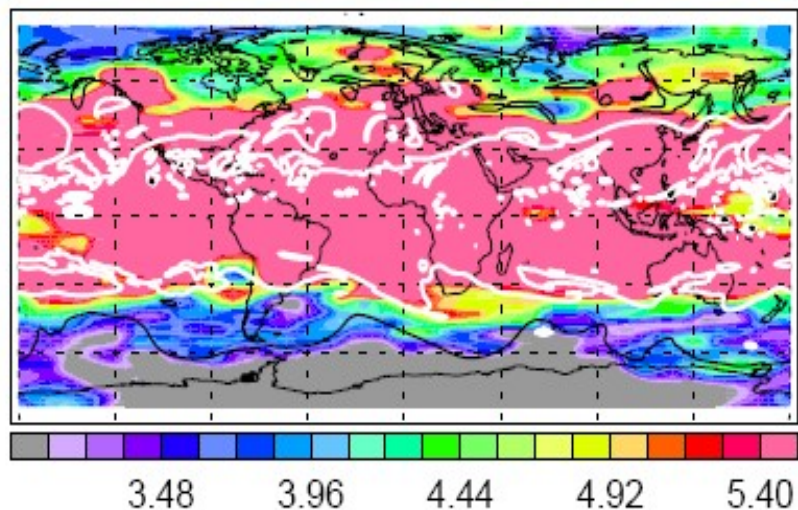


Figura 5.32. Idem Figura 5.30, para $\theta = 370\text{K}$.

350K
1780hPa
11km

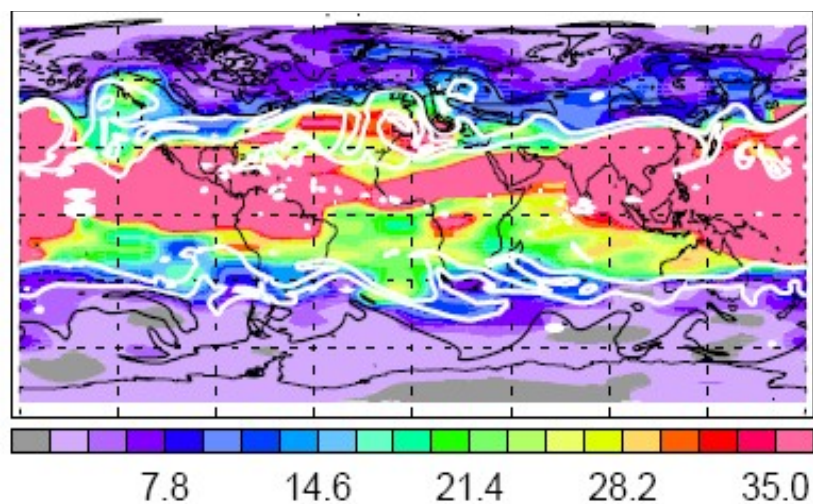


Figura 5.33. Idem Figura 5.19, para $\theta = 350\text{K}$.

340K
215hPa
10km

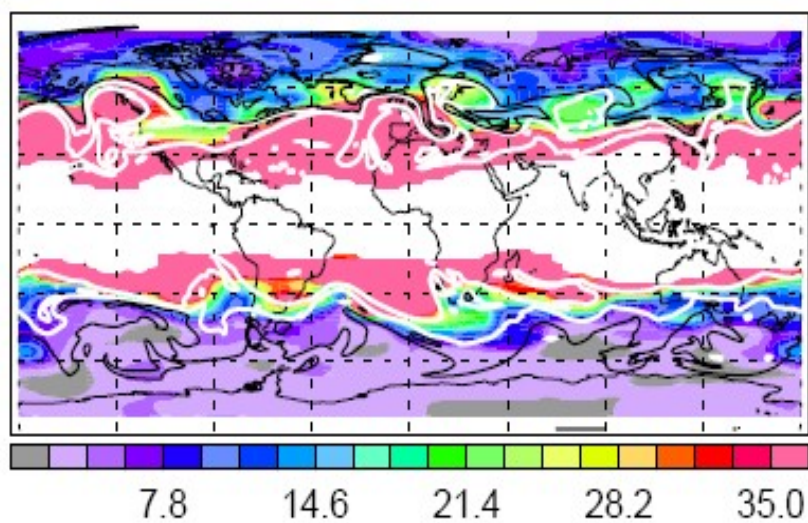


Figura 5.34. Idem Figura 5.30, para $\theta = 350\text{K}$.

De los mapas del JPL, se observa que el vapor de agua a partir de los 410K de temperatura potencial decrece hasta los 350K, punto en el cual invierte su comportamiento, presentando valores más altos. El incremento puede estimarse en alrededor de 2 ppmv. Este valor de θ es un valor intermedio al presentado en la Tabla 5.1; es decir, a partir de la primera tropopausa, el vapor de agua comienza a crecer aún para niveles de altura correspondientes a la estratosfera baja.

5.4. Discusión

El análisis de los resultados de este capítulo no puede ser tratado en forma completa sin considerar necesariamente los resultados de las trayectorias lagrangianas del capítulo anterior. Tanto en aquel como en éste, los eventos analizados se presentan bajo condiciones de alta inestabilidad en las variables meteorológicas que dan cuenta de la presencia de frentes en desarrollo, en presencia de nubes altas cercanas a la tropopausa. El origen de las mismas no puede ser determinado por medio del análisis del intercambio; sin embargo dada su composición es de esperar que parte de este intercambio esté estrechamente relacionado con él.

El análisis de los desplazamientos de las masas de aire, en coordenadas isentrópicas (así como en altura y velocidad) mostró que no es posible percibir intercambio alguno en las vecindades de la tropopausa; no obstante un estudio más puntual sobre los eventos de los principales gases traza, como el ozono y especialmente el vapor de agua, muestran que en cada evento, los perfiles verticales de vapor de agua tienen al menos un punto de inflexión para valores de altura y presión iguales o similares a los de la capa de transición. Este punto de inflexión indica un posterior incremento en los valores de vapor de agua, después de procesos de quiebre de la tropopausa. Para niveles de altura característicamente propios de la baja estratosfera, los perfiles verticales de agua, parecieran mostrar un inusual incremento de sus valores, una vez superada la barrera de la tropopausa. Este incremento de vapor, abundante en niveles troposféricos, muestra preliminarmente, la entrada de aire troposférico en la estratosfera. Cabe también destacar que, las cantidades en unidades de mezcla son cercanas a los 3 ppmv en promedio, lo que da cuenta de una mezcla que no puede determinar *per se*, una redistribución de especies químicas en la región ATBE.

No obstante, la suma de este tipo de procesos, característicos de escalas de tiempo breves, son los que a escala local, especialmente en latitudes medias y altas, constituyen los denominados transportes verticales. Estos transportes son los que por medio de las retrotrayectorias no fue posible detectar, ya sea en coordenadas isentrópicas o de altura; i.e., el modelo *impone la condición, para cualquiera de las tres coordenadas posibles en las que se obtienen las trayectorias, de procesos de transporte adiabáticos*, mientras que por medio de los gases traza sería posible asumir que el ITE está caracterizado principalmente por transporte diabático. El carácter vertical de este transporte es cuestionable, dado que asumir sólo una dirección en tales procesos implica una simplificación de los mismos. En todo caso, es posible asumir, que estos desplazamientos de masas de aire producen ITE, privilegiando la componente vertical de los mismos.

La presencia de formaciones nubosas altas, compuestas principalmente por partículas de hielo, facilita este transporte debido a la diferencia de presiones entre las distintas capas que atraviesan. Este gradiente de presión entre ambos niveles, permite la sublimación de los cristales del hielo situados con mayor densidad en el tope de los cirrus, contribuyendo el desplazamiento de vapor de agua hacia niveles superiores de la atmósfera. Si bien, el transporte “vertical” **debe** ser necesariamente analizado bajo la óptica de mecanismos de transporte que contemplen tanto los procesos radiativos como los dinámicos, el incremento en los perfiles verticales de agua en niveles superiores a la tropopausa, parecieran mostrar que, la presencia de cirrus y el desarrollo de frentes propios de la variabilidad estacional de la tropopausa en Buenos Aires durante el mes de septiembre, facilitan el desarrollo del ITE. Asimismo, como consecuencia de ello, los cirrus podrían estar directamente relacionados con la recientemente estudiada hidratación de la estratosfera. Dado que esta clase de transporte permite a los cirrus de la tropopausa desplazar parte de su concentración de agua hacia niveles estratosféricos, las masas de aire con alta concentración de cristales de hielo (tope de los cirrus), contribuyen a la formación de capas atmosféricas de origen mixto, cuyo proceso de formación es corto en escalas de tiempo e irreversible, hidratando de esta forma la estratosfera baja.

Un estudio más amplio, con un número mayor de eventos analizados e incorporando el análisis radiativo como factor fundamental en los procesos de transporte, podría corroborar esta hipótesis. Más aún, la detección y estudio de la existencia de cirrus estratosféricos podría confirmar estos procesos de hidratación.

Capítulo 6

Conclusiones

El presente estudio permitió abordar los procesos de intercambio troposfera – estratosfera sobre Buenos Aires, enfatizando su análisis particularmente, en cuatro mecanismos fundamentales del intercambio: (a) análisis de la variabilidad de tropopausa por medio de datos de radiosondeo, productos de reanálisis del ECMWF y sensado remoto del GPS, (b) estudio de nubes cirrus sobre Buenos Aires, particularmente de cirrus trazadores de la tropopausa, (c) cálculo de trayectorias lagrangianas a partir del modelo HYSPLIT en coordenadas isentrópicas y finalmente, (d) análisis del ozono y vapor de agua, como gases traza en la región ATBE.

El análisis de la variabilidad de la tropopausa y su evolución temporal, por medio de tres diferentes técnicas en las estaciones analizadas, y particularmente sobre EZE, mostró que el comportamiento de los perfiles derivados de los radiosondeos comparados con los obtenidos a partir del GPS, es similar para alturas por debajo o igual a los 15 km, con diferencias más notorias para alturas superiores. En aquellos casos donde se aprecia en la baja troposfera diferencia notoria, las desviaciones aparecen generalmente como tendencias cálidas, por lo que fue posible inferir que las *radio ocultaciones tienden a sobreestimar los valores de temperatura para alturas menores a 10 km*; i.e.: en la vecindad de la tropopausa. En la baja estratosfera, por el contrario, las diferencias muestran una tendencia clara a la *subestimación de valores de temperatura*, por lo que la técnica presenta una tendencia a mostrar temperaturas más frías que las observadas por los radiosondeos. Sin embargo, la conclusión más relevante que surge a partir de la comparación entre técnicas, es el hecho de que *ningún evento con tropopausa múltiple detectado claramente por los radiosondeos, es capturado por las radio ocultaciones*. El Capítulo 2 expresa en detalle esta diferencia entre ambas técnicas, por medio de la Tabla 2.3 donde se muestran los eventos de múltiple tropopausa obtenidos por medio de los datos de radiosondeo para la estación de EZE. Cabe destacar que, este comportamiento es sistemático en todas las estaciones analizadas del HS (Tabla 2.1).

De lo mencionado en los párrafos previos se desprende que el sensado remoto, al menos con la resolución de los sensores y los algoritmos de procesamiento desarrollados hasta el año 2003, no reproducen con alta resolución las variables atmosféricas de región ATBE en eventos con múltiple tropopausa, y por lo tanto, tampoco su comportamiento y evolución espacio – temporal esenciales para el análisis de los procesos de intercambio entre troposfera - estratosfera.

Relacionado con la tropopausa, su localización y variabilidad temporal, el análisis de los cirrus sobre Buenos Aires mostró como primera y una de las más relevantes conclusiones para esta tesis que, el tope de los cirrus observados permanecen alineados con la capa de transición, con una diferencia de altura mínima del orden de los 0.5 km. Se pudo apreciar que la altura de las nubes cirrus presentan un máximo alrededor de los 11.5 – 12.0 km, lo cual expresa un notable acuerdo con los valores obtenidos a partir de los radiosondeos; es por ello que es posible clasificarlos como *cirrus trazadores de la tropopausa* y extrapolando para latitudes extra-tropicales el término usado por Hartmann et al. (2001) y Garret et al. (2004), entre otros, se los puede denominar como: *Nubes Cirrus Extra Tropicales* (“ExTCC” del inglés Extra-tropical Cirrus Clouds). Dado el hecho de que los cirrus puedan ser trazadores de tropopausa, surge que la técnica lidar para el sensado atmosférico ofrece una alternativa y/o complemento a los tradicionales radiosondeos para el estudio de la capa de transición de la región ATBE. También como consecuencia del estudio de estos trazadores de tropopausa, se pudieron explorar algunas características ópticas y geométricas de los cirrus, que los hace distintivos de aquellos analizados en latitudes tropicales y de las escasas observaciones realizadas en latitudes medias y altas. En este sentido, se observó que, a diferencia de investigaciones previas en otras regiones, no siempre los cirrus de la tropopausa son delgados, si consideramos como variable de análisis el espesor geométrico. De hecho, los valores encontrados sobre Buenos Aires muestran un valor medio, que no condice con la clasificación de delgados y es cercano a los 2.4 km, con temperaturas fluctuando entre los -70°C y -60°C . La Tabla 3.1 remarca estas características distintivas frente a otros cirrus observados en latitudes medias y tropicales. Del análisis de las características ópticas y de acuerdo con el criterio de clasificación definido por Sassen y Cho (1992), estos cirrus de la tropopausa sobre Buenos Aires, pueden ser clasificados como subvisibles ($\text{OD} \leq 0.03$). El resto de las propiedades expresadas en la Tabla 3.2 muestran otra particularidad de estas nubes: tanto el camino óptico como el coeficiente de extinción, en promedio, presentan valores menores a los descriptos en la literatura más reciente. Estas dos características propias de los cirrus de Buenos Aires, permiten inferir que las condiciones geográficas y meteorológicas son un factor esencial en la formación de los cirrus así como en sus propiedades. En consecuencia, los ajustes con diferentes funciones realizadas con el objeto de parametrizar estas propiedades, muestran algunas variantes notorias respecto a las observadas en latitudes altas y tropicales; características mostradas esquemáticamente en la Tabla 3.2

Considerando los cirrus analizados alineados a la tropopausa y en base a los resultados obtenidos, se analizaron los procesos de transportes de masa en la región ATBE, por medio de trayectorias lagrangianas obtenidas en coordenadas isentrópicas, con la peculiaridad de inicializarlas en el modelo en tres alturas diferentes para cada evento detectado con cirrus: altura de la tropopausa, altura de la base y tope de los cirrus.

La primera observación inmediata que se puede apreciar a partir de las trayectorias obtenidas, es que éstas corroboran la idea de *cirrus trazadores de tropopausa*, ya que a lo largo de los desplazamientos en altura, las masas de aire del tope del cirrus permanecen alineadas a la tropopausa. En ese sentido, cabe resaltar que al realizar el análisis *suponiendo un comportamiento adiabático de las parcelas de aire* en los distintos niveles, el tope de cirrus y la tropopausa siguen trayectorias con variaciones cuasi paralelas a lo largo de las trayectorias. Esta variación de la altura implica que las masas de aire transportadas experimentan, durante el desplazamiento a lo largo de θ constante, cambios en la temperatura y/o presión, pero conservan su energía. Sin embargo, en ningún caso estas modificaciones en las variables atmosféricas pareciera producir cambios significativamente distintos en las alturas de las masas de aire asociados con el tope y la base de los cirrus aquí considerados. De hecho, tanto la base como el tope de los cirrus a pesar de las pequeñas fluctuaciones en altura según el modelo, no alcanzan a traspasar la barrera de la tropopausa en ningún caso, y menos aún en ambos sentidos; i.e., la altura del tope no desciende hasta las proximidades de la base y viceversa. Es decir, a partir de las trayectorias obtenidas con el modelo, la situación de alta inestabilidad presente en cada uno de los casos analizados no sería suficiente como para que se produzcan fenómenos de intercambio o ITE; i.e.: no se aprecia intrusión troposférica o viceversa. En principio, no habría ITE. No obstante, cabe resaltar que las trayectorias obtenidas se calcularon bajo *el supuesto de un análisis isentrópico*. Este tipo de análisis, los procesos *diabáticos* tienden a perturbar la continuidad de las superficies isentrópicas. Procesos como liberación de calor latente, evaporación, sublimación o enfriamiento, frecuentes en presencia de nubes, pueden ser causa de alteración en la continuidad. Más aún, en el caso de existir este tipo de procesos, éstos se dan en escalas de tiempo diarias, con intercambio cuantitativamente relativo, por lo que, en promedio son difíciles de apreciar bajo estas hipótesis.

Un aspecto importante de las trayectorias obtenidas, es que a pesar de modificar significativamente las alturas de entrada, la respuesta obtenida fue la misma en todos los eventos. Esto significa que las diferentes capas atmosféricas dentro de la región ATBE,

no están bien representadas en el modelo. Incluso, la presencia de cirrus, o más ampliamente de formaciones nubosas, en particular con cristales de hielo, no parece modificar drásticamente la respuesta del modelo o bien los efectos asociados con su presencia no estarían adecuadamente contemplados en la parametrización del mismo. Las trayectorias obtenidas en presencia o ausencia de cirrus, sólo muestran pequeñas variaciones en el origen de las masas de aire transportadas, que pueden ser atribuidas a pequeños cambios en la presión o temperatura. Este es el caso de la Figura 4.17, donde las alturas de inicialización son la primera y segunda tropopausa.

En consecuencia, si la presencia de cirrus o partículas de hielo sólo representa una escasa modificación en altura y/o presión en las trayectorias finales, podría inferirse que las ecuaciones que rigen el desplazamiento en las masas de aire en el modelo *no adjudican el mismo peso específico a las componentes del viento, la temperatura y la difusión*. Es decir, los efectos de difusión o más generalmente de radiación quedarían enmascarados por los componentes del viento tanto en superficies isentrópicas, como en coordenadas de altura o velocidad, donde se asume que los procesos pueden no ser adiabáticos. En resumen, el carácter adiabático del modelo, aún cuando éste se desarrolle en coordenadas no isentrópicas, prevalece ante otra condición de contorno impuesta, y por ende, podría decirse que subestima la parte radiativa frente a las componentes del viento.

En este caso, las trayectorias omitirían no sólo tales efectos, sino también los derivados de la radiación solar, la cual sufre múltiples refracciones en el seno de los cirrus, ya que los cristales de hielo están distribuidos en forma no uniforme y poseen diferentes formas y orientaciones. En cada uno de los eventos mostrados, y siendo éstos representativos del conjunto total analizado en el Capítulo 3, las señales lidar muestran cirrus que en el instante de detección no poseen estructuras homogéneas. Es posible conjeturar que, al producirse eventos de múltiple tropopausa, el cirrus original también experimente un proceso de redistribución o división, dando lugar a múltiples cirrus o formaciones nubosas laminares. Las señales lidar muestran que mientras el tope se mantiene alineado a la tropopausa, la base pareciera mostrar una pérdida de densidad y altura. Este comportamiento podría atribuirse a la radiación solar incidente en las nubes. Dentro del marco de esta hipótesis, parte del cirrus perteneciente al tope, donde los cristales de hielo se encuentran en mayor concentración, podrían como consecuencia de la radiación incidente, las múltiples refracciones internas y el gradiente de presión entre las diferentes alturas, sublimarse y liberar calor latente. Bajo esta hipótesis, que también

podría ser la responsable de la difusión de la base de los cirrus, el intercambio producido es claramente diabático, y por ende, no puede observarse bajo la óptica de procesos desarrollados en coordenadas isentrópicas para escalas de tiempo diarias.

El análisis de los resultados obtenidos para seguimiento del vapor de agua y ozono en la región ATBE no puede ser tratado en forma completa sin considerar necesariamente los resultados de las trayectorias lagrangianas. Ambos análisis parten de los mismos eventos detectados bajo condiciones de alta inestabilidad en las variables meteorológicas que dan cuenta de la presencia de frentes en desarrollo y nubes altas cercanas a la tropopausa propios del mes de septiembre, mes en el cual la tropopausa presenta una alta variabilidad (Bischoff et al., 2007). De lo expuesto anteriormente, el estudio de los desplazamientos de las masas de aire, bajo el supuesto de procesos adiabáticos, mostró que no es posible percibir intercambio alguno en las vecindades de la tropopausa. Sin embargo, el análisis puntual de los casos detectados durante la primavera de los principales gases traza, como el ozono y especialmente el vapor de agua, evidenciaron en los perfiles verticales al menos un punto de inflexión, seguido de un incremento en el vapor de agua, para valores de altura y presión iguales o similares a los de la capa de transición. Estos puntos de inflexión representan gradientes del trazador, que usualmente son indicadores claros de transporte reciente a través de la tropopausa (Karpechko et al., 2007).

Este incremento de vapor, se aprecia también en los mapas graficados a partir de productos de reanálisis del JPL, donde se graficó el vapor de agua en coordenadas isentrópicas para distintos valores de theta. Cabe también destacar que, las cantidades, en unidades de mezcla, son significativas si consideramos que el análisis es de eventos puntuales, que se desarrollan en el transcurso de horas; sin embargo estos procesos aislados no pueden determinar *per se* una redistribución de especies químicas en la región ATBE; no obstante representan claros indicios de transporte e intercambio en la región. Un estudio más extenso en la cantidad de eventos analizados, distribuidos a lo largo de todo el año, permitiría corroborar que la suma de este tipo de procesos, característicos de escalas de tiempo breves, son los que a escala local, especialmente en estas latitudes, constituyen los denominados transportes verticales, aunque ello no implica más que una dirección privilegiada.

En resumen, de los resultados obtenidos a partir del análisis de los cirrus y la obtención de trayectorias lagrangianas, es posible formular la siguiente hipótesis: la presencia de formaciones nubosas altas facilita el transporte vertical de especies químicas, especialmente del vapor de agua en eventos de múltiple tropopausa. Estos eventos se desarrollan principalmente en presencia de jets o pasaje de frentes que producen una alta inestabilidad de las variables atmosféricas y en consecuencia propiciando situaciones de desequilibrio dinámico transitorio en la región ATBE. Este desequilibrio produce un marcado gradiente de presión/temperatura entre la baja estratosfera y la alta troposfera dando lugar a la sublimación de los cristales del hielo más concentrados en el tope de los cirrus, y contribuyendo entonces al transporte de vapor de agua hacia niveles superiores de la atmósfera. Este tipo de transporte, principalmente vertical y diabático tiene la característica de ser irreversible (Karpechko et al., 2007), por lo que las masas de aire desplazadas a niveles superiores tienden a permanecer en ella, ya sea en su forma original o asociándose para formar distintos compuestos. En cualquier caso, la capa mixta originada como consecuencia del transporte, provee vapor de agua a la baja estratosfera, dando lugar a la llamada hidratación estratosférica, según la cual es posible explicar el aumento de vapor de agua en esa región de la atmósfera según estudios recientes.

En síntesis, el estudio de la tropopausa y su variabilidad, junto con el análisis de los cirrus de la tropopausa sobre Buenos Aires y el seguimiento del vapor de agua, permitió verificar la existencia de procesos de intercambio troposfera – estratosfera, mientras las trayectorias lagrangianas obtenidas a partir del modelo HYSPLIT no permitieron detectar este tipo de transporte.

Estos resultados permiten delinear la necesidad de profundizar en el estudio de algunos aspectos de los procesos de intercambio:

- Detección y análisis de cirrus durante un período por lo menos anual, con el fin de incrementar notoriamente la cantidad de eventos y permitir un análisis estacional de los mismos.
- Estudio de las características de los cristales de hielo constituyentes de estos cirrus, así como su orientación, fundamentales para el avance en el conocimiento de su rol e impacto en la radiación solar, tanto la incidente en la tierra como la reirradiada en la atmósfera, así como su rol en el ITE .
- Desarrollo o modificación de un modelo de aproximación lagrangiano, que permita incorporar la influencia de estos cristales, y por lo tanto, de la radiación,

en las trayectorias de masas de aire y su transporte. Este modelo además debería ser un modelo capaz de adaptarse a escalas regionales, con el fin de proporcionar un peso específico adecuado a los procesos dinámicos – radiativos, acoplar los efectos del mar al sistema tierra-atmósfera, de suma importancia en la radiación y concentración de humedad y en consecuencia, en los mecanismos de formación de los cirrus como su influencia en los procesos de intercambio.

Apéndice A

LIDAR

Parámetros de medición característicos

1. Coeficiente de retrodifusión

En el proceso de interacción luz-materia en relación con el lidar se define el coeficiente de retrodifusión volumétrico β [$\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$] de la siguiente manera:

Sea un elemento de volumen dv [m^3] de un medio difusor iluminado en la dirección $\omega_i(\theta_i, \phi_i)$ especificados por los ángulos zenital θ_i y azimutal ϕ_i sobre un ángulo sólido $d\Omega_i$ centrado alrededor de ω_i (donde: $d\Omega_i = \sin\theta_i d\theta_i d\phi_i$). La luminancia (o radiancia) $L_i(\omega_i)$ [$\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$] producido por el haz láser (o irradiancia) es:

$$dE_i(\omega_i) = L_i(\omega_i) \cdot d\Omega_i \quad [\text{W.m}^{-2}] \quad (\text{A.1})$$

dentro del elemento de volumen dv . La intensidad $I(\omega_i \omega_s)$ [W.sr^{-1}] del haz difundido para dv en una dirección arbitraria $\omega_s(\theta_s, \phi_s)$ es:

$$d^2 I(\omega_i \omega_s) = \beta(\omega_i \omega_s) dE_i(\omega_i) dv \quad (\text{A.2})$$

Esta ecuación define la función o el coeficiente angular volumétrico de difusión β . Se denomina también coeficiente indicador de difusión, considerando el ángulo de difusión ψ (Figura A.1) que está dado por la siguiente ecuación:

$$\cos\psi = \cos\theta_i \cos\theta_s + \sin\theta_i \sin\theta_s \cos(\phi_i - \phi_s) \quad (\text{A.3})$$

La integración en todas las direcciones, ω_s , de la irradiancia de difusión da como resultado el coeficiente volumétrico de atenuación α [m^{-1}]. Por lo que en adelante se designa como coeficiente volumétrico de retrodifusión al término siguiente: $\beta(\psi = \pi)$ [$\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$]. Este término es el valor de la indicatriz de difusión cuando $\psi = \pi$.

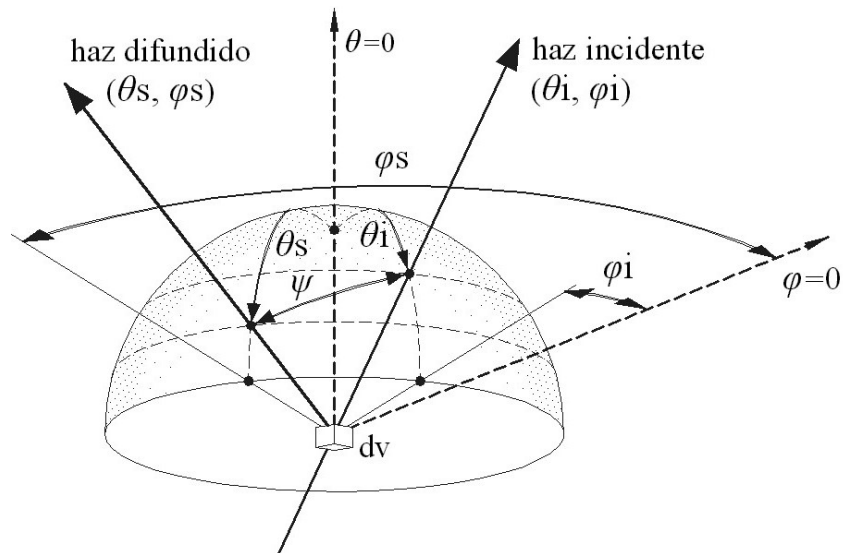


Figura A.1. Ángulo de difusión ψ o indicatriz de difusión. Lavorato et al., 2004

El corte longitudinal de una indicatriz de difusión $\beta(\psi)$ por una haz luminoso incidente sobre un medio difusor de volumen dv se representa en la Figura A.2. Cabe destacar que $\beta(\psi)$ está orientado hacia delante, es por ello que el coeficiente de retrodifusión es de 10 a 100 veces mas chico que el coeficiente de atenuación por difusión.

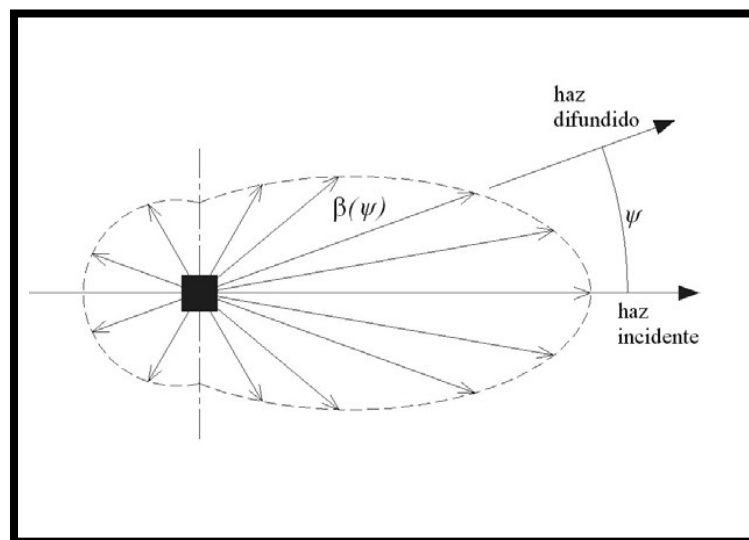


Figura A.2 Corte longitudinal de una indicatriz de difusión $\beta(\psi)$ por un haz de luz luminoso incidente sobre un medio dv . Lavorato et al., 2004

2. Coeficiente de atenuación

La energía absorbida o sustraída del haz láser es redistribuida espacialmente y espectralmente. Siguiendo la dirección de propagación, la atenuación es provocada por la difusión y absorción del medio, o solamente debido a la difusión. Esto queda descrito por la ley de Beer-Lambert. El coeficiente de atenuación global α_t , es la suma de todas las atenuaciones: por difusión molecular α_g , por difusión de partículas α_p y debido a absorciones propias del medio, si se han producido α_a . Si consideramos un haz láser colimado (Figura A.3) de una intensidad $I(x)$, que atraviesa una capa atmosférica de espesor dx , la intensidad transmitida $I(x+dx)$ está dada por:

$$I(x+dx)=I(x)+dI(x)$$

$$dI(x)=\alpha_t I(x)dx$$

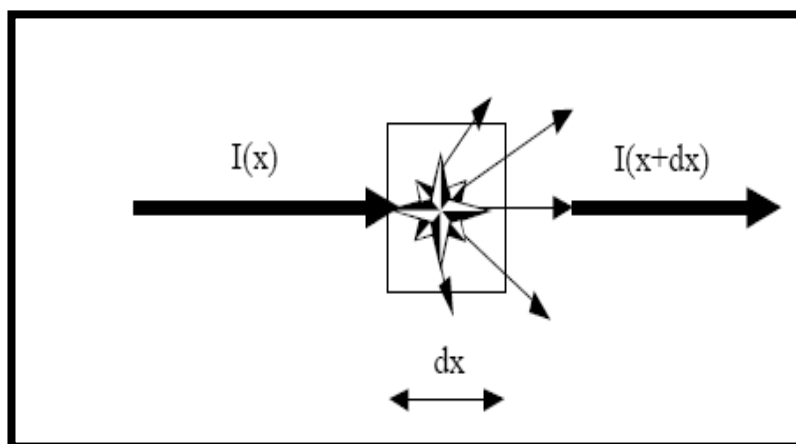


Figura A.3 Absorción α de un haz láser $I(x)$ que atraviesa un medio dx .
Lavorato et al., 2004

Para el estudio con láseres de Nd-YAG que emiten en 1064 nm y 532 nm (primer armónica) simultáneamente, la atenuación del haz láser cuando se propaga en la atmósfera es debido principalmente a la difusión. Por lo tanto el efecto de la absorción puede ser despreciado frente a la difusión molecular y de partículas.

3. Retrodifusión Elástica

En la atmósfera, el coeficiente de retrodifusión volumétrico es la suma de las contribuciones de los coeficientes de retrodifusión de las moléculas y de las partículas:

$$\beta = \beta_g + \beta_p$$

Donde el subíndice **g** se le atribuye a las moléculas (gas) y **p** a las partículas.

3.2.4. Retrodifusión de moléculas

Dado que el tamaño de las moléculas es muy pequeño frente a las longitudes de onda en las que emite el láser, sin tener en cuenta las bandas de absorción molecular en esas longitudes de onda, la retrodifusión elástica de las moléculas (gas) que componen la atmósfera, se describe por medio de la teoría de la difusión Rayleigh:

$$\beta_{g_g} = N_g \frac{d\sigma_g(\pi)}{d\Omega} \quad (A.4)$$

donde N_g es el número de moléculas por unidad de volumen y $d\sigma_g(\pi)/d\Omega$ es la sección eficaz diferencial de retrodifusión para una molécula. Para la masa de gas atmosférico por debajo de los 100 Km se tiene:

$$\frac{d\sigma_g(\pi)}{d\Omega} = 5.45 \left[\frac{\lambda (\mu m)}{0.55} \right]^{-4.08} 10^{-24} m^2 sr^{-1} \quad (A.5)$$

donde λ es la longitud de onda del haz de luz incidente.

Esta ecuación muestra la dependencia de la sección eficaz en $\lambda^{-4.08}$. A nivel del mar la densidad molecular a 290° K y 1013 hPa resulta (Hinkley, 1976):

$$N_g = 2,65 \cdot 10^{25} m^{-3}$$

de donde

$$\beta_g = 1.39 \left[\frac{\lambda (\mu m)}{0.55} \right]^{-4.08} 10^{-6} m^{-1} sr^{-1} \quad (A.6)$$

5. Retrodifusión de partículas

-

Se consideran partículas atmosféricas a aquellos objetos que se encuentran en suspensión en la atmósfera tales como polvos, bruma, cristales de hielo, gotas de agua, copos de nieve. Sus dimensiones van desde los 0.01 μm hasta los 100 μm . Cuando un grupo de partículas se encuentra en suspensión en la atmósfera, se los denomina aerosoles. Estos son de dimensiones y orígenes muy variados tales como erupciones volcánicas, nubes, vientos que provocan nubes de tierra o arena, humo por quema de biomasa, etc (Lavorato et al., 2004).

El estudio de la difusión de un haz de luz de una longitud de onda λ para una partícula, depende del tamaño de la misma, es decir del radio equivalente r . En efecto si $r \leq 0,05\lambda$, el proceso de difusión es descrito por la teoría de Rayleigh, como sucede con la difusión molecular. Pero en la atmósfera las partículas suelen ser de tamaños muy superiores a los $0,05\lambda$. La difusión de partículas es mucho más compleja para estudiar y se rige por la teoría de Mie (1908). De todas formas esta teoría se aplica rigurosamente sólo a esferas homogéneas tales que $r \geq 0,1\lambda$. Por lo tanto para poder adaptar la teoría y aplicarla a los aerosoles atmosféricos, ya que estos no son ni homogéneos ni esféricos, se los identifica como si fueran esferas equivalentes de igual volumen. El coeficiente volumétrico de retrodifusión de una distribución de esferas de radios equivalentes variables (\mathbf{r}) cuando son iluminados por un haz de luz monocromática (láser) de longitud de onda λ está dado por

$$\beta_p(\lambda) = \int_0^{\infty} \sigma_B(r, \lambda, m) N'_p(r) dr \quad (\text{A.7})$$

donde:

$$\sigma_B(r, \lambda, m) = \frac{d\sigma(\pi)}{d\Omega} \quad (\text{A.8})$$

es la sección eficaz de retrodifusión de una esfera de radio r e índice de refracción m , y donde $N'_p(r).dr$ es la cantidad de partículas por unidad de volumen comprendidas entre r y $r + dr$. La distribución de tamaños de partículas $N'_p(r)$ está relacionada con la densidad de partículas N_p por medio de:

$$N_p = \int N_p(r) dr \quad (\text{A.9})$$

El índice de refracción se escribe:

$$\mathbf{m} = \mathbf{n} - \mathbf{i}.q$$

donde la parte imaginaria representa el nivel de absorción de la partícula a esa longitud de onda (tiene que ver directamente con el coeficiente de atenuación).

Para cada partícula la sección eficaz de retrodifusión se expresa como:

$$\sigma_B(r, \lambda, m) = \pi r^2 Q_B(x, m) \quad (\text{A.10})$$

donde Q_B es el factor de eficiencia de la retrodifusión. Q_B depende de la relación entre el radio de partícula r respecto a la longitud de onda incidente λ ; el cual se denomina ‘parámetro de tamaño de partícula’ y se escribe de la siguiente manera:

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (\text{A.11})$$

Cabe aclarar que Q_B no depende de la polarización de la luz incidente. La difusión para las esferas conserva la polarización. La distribución de tamaños está dada por el modelo de Junge (Hinkley, 1976).

6. Atenuación

-

En general la atenuación de la radiación láser en la atmósfera se debe a la absorción y a la difusión.

$$\alpha = \alpha_{g,s} + \alpha_{p,s} + \alpha_{g,a} + \alpha_{p,a} \quad (\text{A.12})$$

donde:

$$\alpha_g = \alpha_{g,s} + \alpha_{p,s} \quad \text{y} \quad \alpha_p = \alpha_{g,a} + \alpha_{p,a}$$

donde g (molecular “gas”), p (de partículas), s (difusión “scattering”) y a (absorción).

7. Atenuación de moléculas

El coeficiente de atenuación $\alpha_{g,s}$ debido a la difusión molecular, tiene dos componentes: la difusión elástica y la difusión inelástica. Siendo la difusión inelástica despreciable frente a la difusión elástica. El tamaño de las moléculas resultan muy pequeñas frente a la longitud de onda del láser emisor. La difusión elástica de moléculas responde a la teoría de Rayleigh:

$$\alpha_{g,s} = N_g \sigma_g \quad (A.13)$$

donde σ_g es la sección eficaz de atenuación por difusión de moléculas, N_g es el número de moléculas por unidad de volumen. Por debajo de los 100 Km la sección eficaz σ_g está dada por:

$$\sigma_g = 4.56 \left[\frac{\lambda (\mu m)}{0.55} \right]^{-4} 10^{-31} m^2 \quad (A.14)$$

El coeficiente de absorción de moléculas $\alpha_{g,a}$ depende en gran medida de la longitud de onda y domina el coeficiente de atenuación por difusión cuando la longitud de onda corresponde a una red de absorción (en el UV con $\lambda < 300$ nm y en el IR $\lambda > 900$ nm). En estas condiciones los lidars de retrodifusión no son muy eficaces. Se utilizan entonces los lidars de absorción diferencial que permite medir la concentración de un tipo de molécula en particular.

8. Atenuación de partículas

La atenuación debido a la presencia de partículas es 10 a 1000 veces mas importante que la atenuación debido solo a la presencia de moléculas. El coeficiente volumétrico de atenuación debido a partículas está dado por la fórmula siguiente:

$$\alpha_p = \int_0^{\infty} \sigma_E(r, \lambda, m) N_p dr \quad (A.15)$$

donde r es el radio equivalente de una esfera con el mismo volumen que la partícula y $\sigma_E(r, \lambda, m)$ es la sección eficaz de atenuación y donde m es el índice de refracción. En general la atenuación de partículas se da por absorción y por difusión.

$$\sigma_E = \sigma_{p,s} + \sigma_{p,a}$$

La sección eficaz de absorción σ_a se anula cuando el índice de refracción de la partícula es número real puro. Para el caso de esferas homogéneas, la dependencia de σ en r , λ y m está dada por la teoría de Mie.

$$\sigma_{p,s}(r, \lambda, m) = \pi r^2 Q_s(x, m) \quad \sigma_{p,a}(r, \lambda, m) = \pi r^2 Q_a(x, m)$$

En estas ecuaciones se utilizan Q_s y Q_a como factores de eficiencia de difusión y de absorción que experimentan los cocientes de las secciones eficaces de difusión y de absorción con respecto a la sección geométrica de πr^2 . y se puede escribir de la siguiente manera:

$$Q_E = Q_s + Q_a$$

Del modelo de Junge surge que la relación entre el coeficiente de retrodifusión y el de atenuación depende de la naturaleza del medio difusor. Por lo tanto para el caso de las moléculas (atmósfera pura) es:

$$\frac{\beta_g}{\alpha_g} = \frac{3}{8\pi} (sr^{-1}) \quad (A.16)$$

Mientras que en el caso de las partículas la relación β_p/α_p es menos conocida debido a que hay que conocer en detalle la naturaleza de las mismas.

$$0.01(sr^{-1}) \leq \frac{\beta_g}{\alpha_g} \leq 0.1(sr^{-1})$$

o lo que es equivalente, en promedio

$$\frac{\beta_g}{\alpha_g} = \left\langle \frac{Q_B}{Q_E} \right\rangle$$

Para un índice de refracción $m = 1,33$ correspondiente a partículas grandes, es decir cuando el parámetro ‘tamaño de partícula’ x tiende a infinito, resulta:

$$Q_B \rightarrow \left| \frac{m-1}{m+1} \right| = 0.14 \quad \text{y} \quad Q_E = 2$$

Este puede ser considerado como un caso de partículas equivalentes a una nube con cristales de hielo donde resulta: $\beta_p = 0,07\alpha_p$ (vale la pena recordar que para las partículas, β_p es el coeficiente de retrodifusión volumétrica y α_p es el coeficiente de atenuación volumétrico). Surge por último un parámetro que se denomina espesor óptico de una capa atmosférica situada entre dos niveles o alturas determinadas:

$$\tau(R) = \int_{R_2}^{R_1} \alpha(r) dr \quad (A.17)$$

donde $\alpha(r) = \alpha_p(r) + \alpha_g(r)$, y representa el coeficiente de atenuación total (partículas mas moléculas) de toda la capa atmosférica tomada en consideración $\Delta R = (R_2 - R_1)$.

Apéndice B

a. Modelos Matemáticos - Agrupamiento de datos

Debido al desarrollo alcanzado con los microprocesadores, se pueden manejar grandes volúmenes de datos como puntos en espacios de una alta dimensionalidad. Éstos aparecen en varias esferas de la vida real, en bases de datos de telecomunicaciones, medicina, imágenes de satélite, etc.; numerosas son las aplicaciones en las que se requiere del manejo de bases de datos especiales con el objetivo de conocer acerca de la identificación de grupos, descubrir importantes distribuciones del espacio en estudio, lo cual puede ser resuelto con el empleo de algún algoritmo de agrupamiento conveniente, por lo que el estudio, aplicación y creación de nuevos algoritmos constituye un desafío importante en la actualidad.

El Reconocimiento de Formas constituye un amplio conjunto de técnicas para el tratamiento de datos entre las que se puede mencionar: la selección y extracción de características, la clasificación de un objeto en un grupo dado y la división de los datos en grupos (agrupamiento). Uno de los enfoques en el Reconocimiento de Formas, en función del tipo de espacio de representación utilizado es el Reconocimiento Estadístico de Formas que se apoya en la Teoría de Decisión; éste asume que el espacio de representación tiene una estructura de espacio vectorial y/o métrico y no se supone ninguna relación estructural entre las distintas características. Dentro de este enfoque, se distingue entre las aproximaciones paramétrica y no paramétrica. En el primer caso, se asume un conocimiento a priori sobre la forma funcional de las distribuciones de probabilidad de cada clase sobre el espacio de representación, las cuales vendrán determinadas por un conjunto finito y normalmente fijo de parámetros; las fronteras de decisión estarán definidas por dichas distribuciones de clases. La aproximación no paramétrica no supone ninguna forma de las distribuciones de probabilidad sobre el espacio de representación, de modo que el único conocimiento a priori será el correspondiente a la información inducida a partir de un conjunto de muestras; las fronteras de decisión estarán determinadas por las muestras del conjunto de entrenamiento.

El problema del agrupamiento puede definirse como sigue: dados n puntos en un espacio n -dimensional particionar los mismos en k grupos tales que los puntos dentro de un grupo son más similares que cada uno a los de los otros grupos, dicha similaridad se

mede atendiendo a alguna función distancia (función de disimilaridad) o alguna función de similaridad.

Algoritmo K-Means (Mac Queen 1967)

Es uno de los más simples y conocidos algoritmos de agrupamiento, sigue una forma fácil y simple para dividir una base de datos dada en k grupos (fijados a priori). La idea principal es definir k centros (uno para cada grupo) y luego tomar cada punto de la base de datos y situarlo en la clase de su centro más cercano. El próximo paso es recalcular el centro de cada grupo y volver a distribuir todos los objetos según el centro más cercano. El proceso se repite hasta que ya no hay cambio en los grupos de un paso al siguiente.

2. Especificaciones Generales del HYSPLIY

➤ Capacidades

Hysplit_4 está diseñado para un amplio espectro de simulaciones relacionadas con el transporte y la dispersión y posición de contaminantes. Las aplicaciones pueden variar desde respuestas atmosféricas a catástrofes, transporte de masas d aire y emisiones de contaminación.

Las simulaciones tienen una salida en forma de trayectoria o contornos de concentración. Los datos de entrada pueden ser ajustados por el usuario o provenir de reanálisis.

➤ Organización de desarrollo

NOAA Air Resources Laboratory
1315 East West Hwy, Silver Spring, MD 20910
Tel: 1-301-713-0295
Fax: 1-301-713-0119

➤ Ciclo de vida.

La versión inicial del modelo (1982) usaba solamente datos de radiosondeo y la dispersión estaba basaba en la hipótesis de una capa mixta uniforme durante el día y una “no mixta” durante la noche. En la versión siguiente (1988), una variable más importante, con mayor peso específico, se introdujo con el fin de reproducir la difusión temporal y espacialmente en los perfiles. En el Hysplit_3 (1992), el uso de los perfiles

de radiosondeo se reemplazó por datos meteorológicos de una malla derivados de análisis o productos de reanálisis a partir de rutinas numéricas de modelos de predicción del clima. La versión actual (Hysplit_4) utiliza algoritmos mejorados para asegurar la estabilidad y la capa de mezcla y es capaz de introducir gran cantidad de datos de entrada.

➤ **Descripción del Modelo**

El método de cálculo del modelo es híbrido, basado en aproximaciones eulerianas y lagrangianas. La advección y la difusión se realizan bajo aproximaciones lagrangianas, mientras las concentraciones se calculan a partir de una malla fija. El transporte y la dispersión están calculados asumiendo que la reproducción de puffs o estructuras son distribuciones gaussianas o distribuciones horizontales de tope plano horizontal a partir de un número de partículas fijas. Una liberación de aire simple se expandirá hasta que su tamaño excede su malla meteorológica y luego se dividirá en varias estructuras.

El Hysplit_4 combina métodos de partículas y puffs, asumiendo que el transporte se realiza horizontalmente en forma de estructuras y verticalmente en forma de dispersión de partículas. El cálculo puede ser inicializado a partir de una partícula simple. En este caso, la alta resolución de los parámetros de dispersión vertical se combina con la ventaja de tener un número creciente de estructuras que permiten cubrir espacialmente la zona de interés. Las concentraciones de aire se calculan en una malla específica de puntos o estructuras o bien como el promedio de la concentración en cada celda de la malla. Una malla de concentración se define como la intersección de puntos de latitud – longitud.

➤ **Limitaciones**

La primera limitación consiste en que el intervalo de integración no puede ser menor a 1 minuto, por lo que la resolución espacial y los cálculos para los campos cercanos están limitados a dominios de alrededor de 5 km. La meteorología de entrada no está directamente acoplada con la malla de concentración, por lo que los cálculos químicos en la grilla (euleriana) son sensibles a los parámetros de entrada meteorológicos y difíciles de codificar.

➤ **Referencias del Modelo**

Draxler, R.R. and G.D. Hess, 1998: An overview of the Hysplit_4 modeling system for trajectories, dispersion, and deposition, **Australian Meteorological Magazine**, in press.

Draxler, R.R. and G.D. Hess, 1997: Description of the Hysplit_4 Modeling System, NOAA, Technical Memorandum ERL ARL-224, December, 24 p.

Draxler, R.R., 1996: Trajectory optimization for balloon flight planning, **Weather and Forecasting**, **11**: 111-114.

Draxler, R.R., 1998: Hysplit_4 User's Guide, NOAA Air Resources Laboratory, Internal unpublished document.

<http://www.arl.noaa.gov/hysplit.html>

➤ **Especificaciones generales y características del HYSPLIT**

Datos de entrada / Parámetros

Requerimientos:

Campos en forma de malla o variables meteorológicas a intervalos regulares de tiempo. El intervalo debe ser constante para cada malla definida. Los campos de datos meteorológicos deben ser de acceso directo, longitud fija y por variable y nivel.

Los campos de datos meteorológicos deben ser provistos en una de las cuatro diferentes coordenadas verticales: presión-sigma, presión-absoluta, tierra-sigma, o un híbrido absoluta-presión-sigma. Como mínimo, el modelo requiere componentes horizontales del viento, temperatura, altura o presión, y la presión superficial. Si se pretenden cálculos de deposiciones, los campos de lluvia también son necesarios.

➤ **Salida**

Existen dos tipos de salida básicas: trayectorias y concentración de aire. La salida de las trayectorias es en forma de archivos ASCII. El procesamiento posterior permite el gráfico de las mismas en Windows 95/NT, o UNÍS o. La concentración de aire o la deposición tienen salidas en archivos binarios. Utilizando el mismo procesamiento posterior que en las trayectorias es posible graficarlos en forma de contornos.

➤ **Aplicaciones**

En general, los modelos lagrangianos son útiles para calcular rápidamente la dispersión de contaminantes, trayectorias de aire y modelado de eventos climatológicos. Los resultados del modelo han sido evaluados cualitativamente para diferentes aplicaciones con datos reales de observación como trayectorias derivadas de, medición de gases traza, deposición radiativa, y concentraciones de ozono (Ver <http://www.arl.noaa.gov/ss/transport>).

Plataformas de utilización: Windows 95/NT y Unix

➤ **Hardware-Software**

Requerimientos

Sistema de operación: UNIX, Windows 95/NT

Plataforma: testado en IBM, SGI, DEC, SUN, y CRAY

Requerimientos de disco: menos de 9 MB

Tiempo de ejecución: de 1 a 3 minutos por simulación diaria.

Lenguaje de Programación: FORTRAN-90.

Información de periféricos: Memoria mínima requerida: 2MB promedio: 16 MB.

Se requiere tcl/tk con un compilador de lenguaje C-NCAR.

➤ **Control**

Parámetros

Diagnósticos: Cada simulación devuelve un mensaje de diagnóstico que puede ser utilizado como parámetro de control de la calidad de los datos de salida.

Glosario

Advección Transporte de las propiedades de una masa de aire producido por el campo de velocidades de la atmósfera. Por lo general este término es referido al transporte horizontal en superficie de propiedades como temperatura, presión y humedad.

Baroclínico : la masa de aire se denomina baroclínica cuando no existe relación entre la densidad o temperatura y la presión, las superficies isotérmicas se encuentran inclinadas y las isobáricas están prácticamente horizontales. En consecuencia se cortan formando ángulos entre sí. En contrapartida, cuando en todo punto del espacio, la densidad y por consiguiente la temperatura, está en función de la presión se dice que el aire es barotrópico.

- Inestabilidad baroclínica es un mecanismo meteorológico que proporciona energía a las perturbaciones sinópticas de la atmósfera terrestre. Se trata del mecanismo principal en las latitudes medias terrestres. La fuente de esta energía es el flujo principal. Para las condiciones normales de estabilidad estática, la longitud de onda de máxima inestabilidad baroclínica es de unos 4.000 km y el viento térmico necesario es de unos 4 m/s. Dado que estos números están dentro de lo habitual en los sistemas sinópticos medios se concluye que la inestabilidad baroclínica es el mecanismo principal que proporciona energía a estas perturbaciones.

CFC: El *clorofluorocarburo*, **clorofluorocarbono** o **clorofluorocarbonados** (denominados también CFC) es cada uno de los derivados de los hidrocarburos saturados obtenidos mediante la sustitución de átomos de hidrógeno por átomos de flúor y/o cloro principalmente.

Debido a su alta estabilidad físico-química y su nula toxicidad han sido muy usados como líquidos refrigerantes, agentes extintores y propelentes para aerosoles. Fueron introducidos a principios de la década de los años 1930 por ingenieros de General Motors, para sustituir a materiales peligrosos como el dióxido de azufre y el amoníaco. La fabricación y empleo de CFC fueron prohibidos por el protocolo de Montreal, debido a que los CFC destruyen la capa de ozono. Sin embargo, pese a ello, la reciente

producción de CFC repercutirá efectos negativos sobre el medio ambiente por las próximas décadas.

El mecanismo a través del cual atacan la capa de ozono es una reacción fotoquímica: al incidir la luz sobre la molécula de CFC, se libera un átomo de cloro con un electrón libre, denominado radical Cloro, muy reactivo y con gran afinidad por el ozono, rompiendo la molécula de éste último. La reacción es catalítica, se estima que un sólo átomo de cloro destruye hasta 30.000 moléculas de ozono. El CFC permanece durante unos dos años en las capas altas de la atmósfera donde se encuentra el ozono.

Chemical aging

La conversión permanente de una especie química en otra por procesos asociados a la química de la absorción de radiación UV y visible u oxidación. Se podría incluir dentro del término, en forma razonable, el decaimiento radioactivo. El aire que penetra en la estratosfera a través de la tropopausa, principalmente tropical, tiende a permanecer en ella un tiempo considerable. Dado que todo el aire en la estratosfera alta debió haber llegado atravesando la tropopausa, se podría definir la edad (“age”) del aire estratosférico, en una dada región desde el tiempo en que penetró por primera vez.

Ciclogénesis: Proceso que crea un nuevo sistema de baja presión o ciclón, o que intensifica uno ya existente.

- **Ciclón:** Área de presión de circulación cerrada con vientos rotativos y convergentes cuyo centro tiene presión relativa mínima. La circulación gira en sentido contrario a las agujas del reloj en el HN y viceversa en el HS. Se lo conoce también como sistema de baja presión. También es el término usado para referirse a un ciclón tropical en el Océano Indico.



Convección: Movimiento ascendente del aire provocado principalmente por el efecto de calentamiento que ocasiona la radiación solar en la superficie terrestre. Este fenómeno origina la formación de nubes de tipo cúmulos, los cuáles se pueden convertir en nubes de tormenta si la convección es muy fuerte.

Escala sinóptica Dimensión de los sistemas migratorios de alta y baja presión en la troposfera cubriendo una área horizontal de 1000 a 2500 km.

Escala global Es aquella escala que abarca gran parte del planeta. Los modelos globales toman en cuenta extensiones tales como mares, océanos y continentes. La resolución que emplean los modelos globales es muy baja.

Frente Zona de interacción entre dos masas de aire con características diferentes de temperatura y/o humedad.

Frente Caliente (o Cálido) Se produce cuando una masa de aire caliente avanza hacia latitudes mayores y su borde delantero asciende sobre el aire más frío. Si hay humedad suficiente se observan todos los géneros de nubes estratiformes las cuáles podrían provocar precipitaciones de tipo continuo.

Frente Estacionario Es aquél frente que no presenta ningún desplazamiento.

Frente Frío Se produce cuando una masa de aire frío avanza hacia latitudes menores y su borde delantero se introduce como una cuña entre el suelo y el aire caliente. Al paso de este sistema, se pueden observar nubes de desarrollo vertical las cuales podrían provocar chubascos o nevadas si la temperatura es muy baja. Durante su desplazamiento la masa de aire que viene desplazando el aire más cálido provoca descensos rápidos en las temperaturas de la región por donde pasa.

Frontogénesis: formación o desarrollo de unfrente

Jets o Corrientes de chorro Las "Corriente de Chorro", es una corriente rápida de vientos del oeste en altura; da la vuelta al planeta en ambos hemisferios. Tiene una velocidad mínima de 120 Km/h, posee una forma tubular, achatada y es casi horizontal, se presenta en la atmósfera superior, con una longitud de varios miles de kilómetros, algunos cientos de anchura y un espesor del orden de tres km.

Ondas de Rossby, denominadas así por Carl-Gustaf Rossby, son oscilaciones que se producen en los fluidos geofísicos (océano y atmósfera) y que tienen su origen en el principio de conservación de la vorticidad potencial. La propagación de la fase de las ondas de Rossby es siempre hacia el oeste aún cuando la energía (velocidad de grupo) puede ser hacia el este (ondas cortas) o el oeste (ondas largas). Las ondas de Rossby se conocen también en geofísica como ondas planetarias.

El sistema físico más simple que muestra oscilaciones del tipo de Rossby consiste en considerar una atmósfera no divergente, sin fricción y en bajo la aproximación del plano beta ($f = f_0 + \beta y$). Dado que el flujo es no divergente, se puede escribir una ecuación para la perturbación de la función corriente (ψ),

$$\frac{D}{Dt} \nabla^2 \psi' + \beta \frac{\partial \psi'}{\partial x} = 0$$

Cuando se sustituye en la ecuación con perturbaciones de la forma

$$\psi \sim e^{i(kx+ly-\omega t)}$$

la relación de dispersión de las onda se escribe como,

$$c_x = \frac{\omega}{k} = \bar{u} - \frac{\beta}{k^2 + l^2}$$

donde queda de manifiesto la propagación de la fase hacia el oeste respecto del flujo medio \bar{u} .

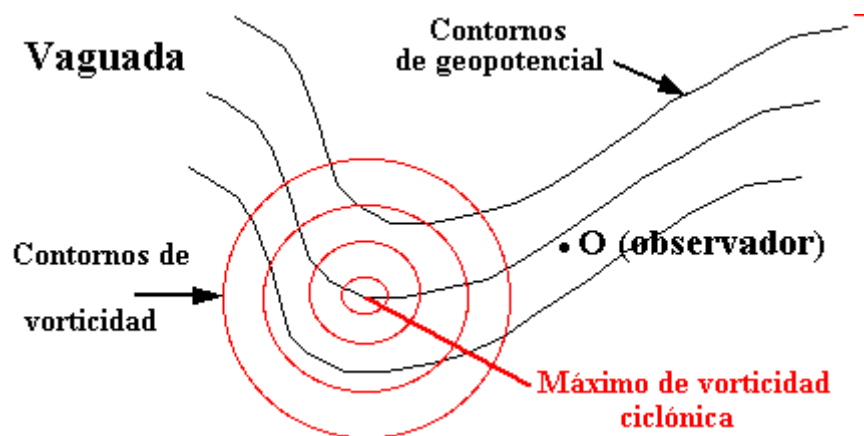
Mesoescala En meteorología, un fenómeno de mesoescala es aquél que tiene una duración entre 1 y 12 horas o una extensión horizontal entre 1 y 100 Km. o una altura entre 1 y 10 Km. Ejemplo de estos fenómenos son las tormentas convectivas, tornados, brisa de mar, etc.

Vorticidad

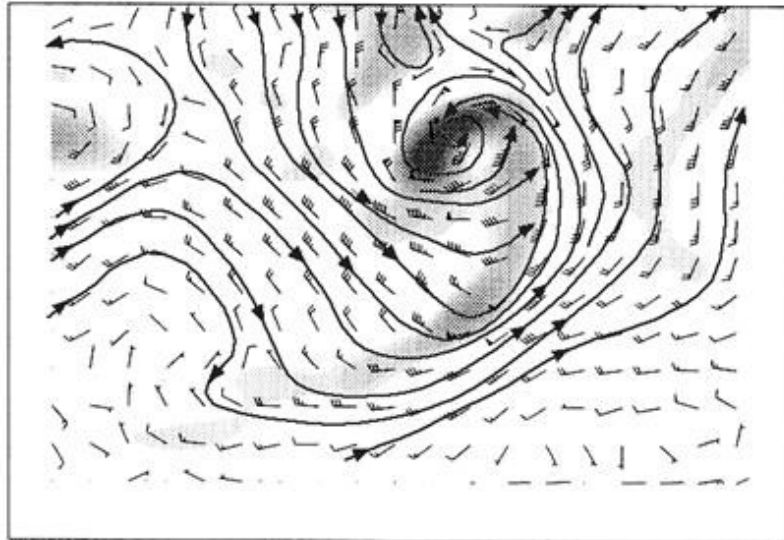
El análisis de las circulaciones en un mapa de presión, ciclónicos y anticiclónicos resultan de suma importancia. La componente vertical del vector vorticidad, asociado a ese fluido, puede representar de forma plana en un mapa los llamados “mapas de vorticidad a un nivel dado”. Con este concepto de vorticidad, una depresión en superficie, una baja o vaguada en 500 hPa, donde las partículas del aire a esos niveles

describen circulaciones ciclónicas serán zonas donde existan máximos de vorticidad ciclónica (valores positivos). Lo contrario ocurre con las altas y anticiclones: son zonas ricas en vorticidad anticiclónica (valores negativos).

Por ende, una vaguada en altura sería, con esta definición, una zona rica en vorticidad ciclónica o vorticidad positiva. Una dorsal lo sería en vorticidad anticiclónica o negativa.



La vorticidad es una medida vectorial de la rotación local en un fluido. La predicción y análisis del tiempo atmosférico, se refiere a la componente vertical de la rotación. Esta medida es útil en los sistemas de tiempo sinóptico y de mesoescala. Por convenio en el HN, valores positivos van asociados a rotación ciclónica, girando en sentido opuesto a las agujas del reloj. Las rotaciones pueden tomar valores positivos (vorticidad ciclónica) o negativos (vorticidad anticiclónica). Esa vorticidad es relativa a las rotaciones propias del fluido.



Vientos a un nivel dado y zonas de vorticidad ciclónica positiva, sombreada, según la intensidad de vorticidad. Las vaguadas presentan máximos relativos de vorticidad ciclónica positiva, tanto más cuanto más intenso sea el viento. Figura adaptada de C. Doswell III.

Referencias

- Ackerman, T. P., K. N. Liou, F. P. J. Valero, and L. Pfister, 1988: Heating Rates in Tropical Anvils. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45, 1606-1623.
- Ambaum, M., 1997: Isentropic Formation of the Tropopause. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 555–568.
- Andrews, D. G., y M. E. McIntyre, Planetary waves in horizontal and vertical shear: the generalised Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration, *J. Atmos. Sci.*, 33, 2031-2048, 1987.
- Andrews, D. G., and M. E. McIntyre, Generalised Eliassen-Palm and Charney-Drazin theorems for waves on axisymmetric mean flows in compressible atmospheres, *J. Atmos. Sci.*, 35, 175-185, 1978.
- Andrews, D. G., J. R. Holton y C. B. Leovy, 1987: *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press, 489 pp, 2000.
- Ansmann, A., Wandinger, U., Riebesell, M., Weitkamp, C., and Michaelis, W. (1992), Independent measurement of extinction and backscatter profiles in cirrus clouds by using a combined Raman elastic-backscatter lidar, *Appl. Opt.*, 31, 7113 – 7131.
- Ansmann, A. et al., (1993), Lidar network observations of cirrus morphological and scattering properties during the International Cirrus Experiment 1989: The 18 October case study and statical analysis, *J. Appl. Meteorol.*, 32, 1608 – 1622.
- Appenzeller, C., Davies, H. C. and Norton W. A., 1995: Break up and roll up of stratospheric intrusions, 10th Conference Atmospheric and Oceanic Waves and Instability, Montana, 1992, American Meteorological Society, 14-15.
- Baldwin, M. P., y T. J. Dunkerton, 1999: Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J. Geophys. Res.*, 104, 30 937-30 946.
- Barry, R. G. y Carleton, A. M., *Synoptic and Dynamic Climatology*, 2001, Ed. Routledge, London.
- Bischoff, S. A., Canziani, P. O., and Yucheche. A. E.: The tropopause at southern extratropical latitudes: Argentina operacional rawinsonde climatology, *Int. J. Climatol.*, 27, 189-209, 2007.
- Beuermann, J., Konopka, P., Brunner, D., Bujok, O., Guñther, O., McKenna, D. S., Lelieveld, J., Müller, R., and Schiller, C.: High-resolution measurements and simulation of stratospheric and tropospheric intrusions in the vicinity of the polar jet stream, *Geophys. Res. Lett.*, 29, doi:10.29/2001GL014162, 2002.

Brewer, A. W., 1949: Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 75, 351 – 363.

Bordi, I., A. Dell'Aquila, A. Speranza y A. Sutura; On the mid-latitude tropopause height and the orographic-baroclinic adjustment theory, *Tellus*, 56, 278 – 286, 2004.

Born, M. y E. Wolf, *Principles of Optics*, 6th edition, Pergamon, Tarrytown, N. Y., 1980.

Butchart, N. y A. A. Scaife, Removal of chlorofluorocarbons by increased mass exchange between the stratosphere and troposphere in a changing climate, *Nature*, 410, 799– 801, 2001.

Canziani, P.O., J.R. Holton, The role of Kelvin waves in the forcing of the QBO: a case study, *J. Geophys. Res.*, 103, 1998.

Canziani, P y Walter Legnani: “Troposphere-stratosphere coupling: Synoptic systems and Antarctic Ozone hole variability“. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 129, 2003 Part A No. 592, 2315

Canziani, P. O., F. E. Malanca, and E. A. Agosta (2008), Ozone and upper troposphere/lower stratosphere variability and change at southern midlatitudes 1980–2000: Decadal variations, *J. Geophys. Res.*, 113, D20101, doi:10.1029/2007JD009303.

Chapman, S., A Theory of Upper-Atmospheric Ozone, *Memories of the Royal Meteorological Society*, 3(26), 103-25 (1930).

Charney, J.G. y P.G. Drazin, 1961: Propagation of planetary – scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 66, 83 – 109.

Christiansen, B., 2001: Downward propagation from the stratosphere to the troposphere: Model and reanalysis. *J. Geophys. Res.* 106, 27307-27322.

Clough, S.A. y M.J. Iacono, 1995: Line by line calculations of atmospheric fluxes and cooling rates. II: Application to carbon-dioxide, ozone, methane, nitrous-oxide and halocarbons. *J. Geophys. Res.*, 100, 16519 – 16535.

Corti, T., Luo, B. P., Peter, T., Vomel, H. y Fu, Q.: Mean radiative energy balance and vertical mass fluxes in the equatorial upper troposphere and lower stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L06 802, 2005.

Cristofanelli, P., Bonasoni, P., Collins, W., Feichter, J., Forster, C., James, P., Kentarchos, A., 20 Kubik, P. W., Land, C., Meloen, J., Roelofs, G. J., Siegmund, P., Sprenger, M., Schnabel, C., Stohl, A., Tobler, L., Tositti, L., Trickl, T. y Zanis, P.: Stratosphere-to-troposphere transport: A model and method evaluation, *J. Geophys. Res.*, 108, 8525, doi:10.1029/2002JD002 600, 2003.

Crutzen, P. J., 1969, Determination of parameters appearing in the “dry” and “wet” photochemical theories for ozone in the stratosphere, *Tellus*, 21, pp. 368-388.

Danielsen, E. F., Stratospheric-tropospheric exchange based on radioactivity, ozone and potential vorticity, *J. Atmos. Sci.*, 25, 502-518, 1970.

Danielsen, E. F., R. Bleck, J. Shedlovsky, A. Wartburg, P. Haagenen, y W. Pollock, Observed distribution of radioactivity, ozone and potential vorticity associated with tropopause folding, *J. Geophys. Res.*, 85, 401 – 412, 1980.

Draxler, R. R., Description of HYSPLIT_4 modeling System, NOAA technical Memorandum ERL ARL-224, 1997.

Defant, F.R y Taba, H., (1957), The threefold structure of the atmosphere and the characteristics of the tropopause, *Tellus* 9, 259 – 74.

Dunkerton, T. J., 1978: On the mean meridional mass motion of the stratosphere and mesosphere. *J. Atmos. Sci.*, 35, 2325 – 2333.

Egger, J., 1995: Tropopause Height in Baroclinic Channel Flow. *J. Atmos. Sci.*, 52, 2232–2241.

Elouragini, S., “Etude des propriétés optiques et géométriques des cirrus par télédétection optique active (lidar) et passive (radiométrie)”. These de Doctorat de l’Université Pierre et Marie Curie (Paris VI). 1991.

Esler, J.G., M.D., Greenslade y P. H. Haynes, 2002, Transport timescale in the upper troposphere/lower stratosphere region. Manuscript in preparation.

Eyre, J. R., Assimilation of radio occultation measurements into a numerical weather prediction system, ECMWF Tech. Memo. 199, Geneva, 1994.

Farman, J. C., Gardener, B. D. y Shanklin, J. D., 1985: Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction, *Nature*, 315, pp. 207-210.

Fernald, F. G., Herman, B. M. y Reagon, J. A., Determination of aerosol height distributions by lidar, *J. Appl. Meteorol.*, 11, 482 – 489, 1972.

Fernald, F. G., Analysis of atmospheric lidar observations; some comments, *Appl. Opt.*, 23, 652-653, 1984.

Flamant, P. y S. Elouragini. “Iterative method to determine an averaged backscatter-to-extinction ratio in cirrus clouds”. *Appl. Opt.*, 35, p1512, (1996).

Formenti P., T. Elias, E.J. Welton, J.P. Diaz, F. Exposito, B. Schmid, D. Powell, B.N. Holben, A. Smirnov, M.O. Andreae, C. Devaux, K. Voss, J. Lelieveld, J.M. Livingston, P.B. Russell y P.A. Durkee. 1999. Altitude differentiated aerosol extinction over Tenerife (North Atlantic Ocean) during ACE-2 by means of ground and airborne photometry and lidar measurements. September 6-10, European Aerosol Conference, Prague.

Fjeldbo, G. F, Eshleman V. R., Kliore A., The neutral atmosphere of Venus as studied with the Mariner V radio occultation experiment, *J. Astron.*, 76, 123 –140, 1971.

- Forster, P. M. De F. y Tourpali, K., Effect of tropopause height changes on the calculation of ozone trends and their radiative forcing, *J. of Geophys. Res.*, 106, D11, 2001, pp.12241-12252.
- Fu, Q. y Liou, K. N. (1993), Parameterisation of the radiative properties of cirrus clouds, *J. Atmos. Sci.*, 50, 2008 – 2002.
- Gabriel, A., G. Schmitz, and R. Geprägs, 1999: The Tropopause in a 2D Circulation Model. *J. Atmos. Sci.*, 56, 4059–4068.
- Gage, K. S., McAfee, J. R., Carter, D. A., Ecklund, W. L., Riddle, A. C., Reid, G. C. y Balsley, B. B., Long term mean vertical motion over the tropical Pacific: Wind profiling Doppler radar measurements, *Science*, 254, 1771 – 1773, 1991.
- García, R. R., 1987: On the mean meridional circulation of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 44, 3599- 3609.
- Garret, T. J., Heymsfield, A. J., McGill, M. J., Ridley, B. A., Baumgardner, D.G., Bui, T. P., and Webster, C. R., Convective generation of cirrus near the tropopause, *J. Geophys. Res.*, 109, D21203, doi:10.1029/2004JD004952, 2004.
- Gettelman, A. y A. H. Sobel, Direct diagnoses of stratosphere-troposphere exchange, *J. Atmos. Sci.*, 57, 3– 16, 2000.
- Goldfarb, L., Keckhut, P., Chanin, M.-L., Hauchecorne, A., 2001, Cirrus climatological results from lidar measurements at OHP (44°N, 6°E), *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1687-1690.
- Gorbunov M. E., and Sokolovskiy S. V., Remote sensing of refractivity from space for global observations of atmosphere parameters, Rep.119, Max Plack-Int. For Meteor., Hamburg., 1993.
- Gray, S. L.: A case study of stratosphere to troposphere transport: The role of convective transport and the sensitivity to model resolution, *J. Geophys. Res.*, 108, 4590, doi:10.1029/2002JD003 317, 2003.
- Guasta, M. D., Morandi, M., Stefanuti, L., Brechet, J. y Piquad, J. (1993), One year of cloud lidar data from Dumont d'Urville (Antartica): 1. General overview of geometrical and optical properties, *J. Geophys. Res.*, 98, 15,575 – 18,587.
- Hampson, J. 1965, Chemiluminescent emission observed in the stratosphere and mesosphere, *Les problèmes météorologiques de la stratosphère et de la mésosphère*, Presses Universitaires de France, pp. 393-440.
- Hajj, G A., Kursinski E. R., Romans J. L., Imaging the ionosphere with Global Positioning System, *Int. J. Imaging Syst. And Technol.*, 5, 174-184, 1994.
- Hajj G. A., E. R. Kursinski, L. J. Romans, W. I. Bertiger, S. Leroy, A technical description of atmospheric sounding by GPS occultation, *J. of Atmospheric and Solar – Terrestrial Physics* 64, 2002, pp 451-469.

Hajj G. A. et al., CHAMP and SAC-C atmospheric occultation results and intercomparison, *J. of Geophys. Res.*, 109, D06109, doi: 10.1029/2003JD003909, 2004.

Hartmann, D. L., J. M. Wallace, V. Limpasuvan, D. W. J. Thompson y J. R. Holton, 2000: Can ozone depletion and global warming interact to produce rapid climate change? *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **97**, 1412-1417.

Haynes, P. H., C. J. Marks, M. E., McIntyre, T. G. Shepherd y K. P. Shine, 1991: On the “downward control” of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 651 – 678.

Haynes O. y Shepherd T.,: Stratospheric Processes And their Role Climate (SPARC), A project of the World Climate Research Programme, Tropopause Workshop Newsletter 17, Germany, 17-21 April, 2001

Held, I. M.: On the height of the tropopause and the static stability of the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 412- 417, 1982.

Heymsfield, A. J. and Platt, C. M. R.: A parameterization of the particle size spectrum of ice 10 clouds in terms of the ambient temperature and the ice water content, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 84-6-855, 1984.

Heymsfield, A. J. y G. M. McFarquhar (1996), Mid-latitude and tropical cirrus: Microphysical properties, in *Cirrus*, edited by D. Lynch et al., pp. 78 – 101, Oxford Univ. Press, New York.

Holton, J. R. y C. Mass, 1976: Stratospheric vacillation cycles. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2218-2225.

Holton, J. R., 1984: Troposphere-stratosphere exchange of trace constituents: The water vapor puzzle. *Dynamics of the Middle Atmosphere*. (J. R. Holton and T. Matsuno, Eds.), Terra Scientific Publishing Company, 369-386.

Holton, J.R., P. H. Haynes, M.E., McIntyre, A.R. Douglass, R.B. Rood y L. Pfister, 1995: Stratosphere – troposphere exchange. *Rev. Geophys.*, **33**, 403-439.

Hoinka, K. P., The tropopause: Discovery, definition and demarcation, *Meteorol. Z. N. F.*, **6**, 281– 303, 1997.

Hoinka, K. P., Statistics of the global tropopause pressure, *Mon. Weather Rev.*, **126**, 3303– 3325, 1998.

Hoinka, K. P., Temperature, humidity, and wind at the global tropopause, *Mon. Weather Rev.*, **127**, 2248–2265, 1999.

Hoor, P., H. Fischer, L. Lange, J. Lelieveld, and D. Brunner, Seasonal variations of a mixing layer in the lowermost stratosphere as identified by the CO-O3 correlation from in situ measurements. *J. Geophys. Res.*, **107**, D5, 10.1029/2000JD000289, 2002.

Hoskin, B.J., 1991: Towards a PV- θ view of the general circulation. *Tellus*, 43AB, 27-35.

Houghton J. T., F.W., Taylor y C. D. Rodgers, remote soundings of atmospheres, Cambridge University Press, Cambridge, 343pp, 1984.

Immler, F. y Schrems, O., Lidar measurements of cirrus clouds in the northern and southern midlatitudes during INCA (55°N, 53° S): A comparative study, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 16, 1809, doi:10.1029/2002GL015077, 2002.

Immler, F., Krüger K, Tegtmeier, S., Fujiwara, M., Fortuin, P., Verver, Gé y Otto Schrems, Cirrus clouds, humidity, and dehydration in the tropical tropopause layer observed at Paramaribo Suriname (5.8°N, 55.2° W), *J. Geophys. Res.*, 112, Do3209, doi:10.1029/2006JD007440, 2007.

IPCC, 1999. Special Report on Aviation and the Global Atmosphere. A Special Report of IPCC Working Groups I y II. Penner, J.E., Lister, D.H., Griggs, D.J., Dokken D.J. and McFarland M. (Eds). Cambridge University Press, UK. 373 pp.

Jensen E. J., Owen B. T., Selkirk H. B., Spinhirne J. D., Scheberl M. R., On the formation and persistence of subvisible cirrus clouds near the tropical tropopause, *J. Geophys. Res.*, 101, 361-375, 1996.

Jones, R. L., Pyle, J. A., Harries, J. E., Zavody, A. M., Russell III, J. M. y Gille, J. C., 1986. The water vapor budget of the stratosphere studied using LIMS and SAMS satellite data. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 112, p. 1127 – 1143.

Kärcher, B., Solomon, S., On the composition and optical extinction of particles in the tropopause region, *J. Geophys. Res.*, 104, 27,441–27, 1999.

Karpenchko A., Lukyanov,A., Kyrö, E., Khaikin, S., Korshunov, L., Kivi, R., Vömel, H., The water vapour distribution in the Arctic lowermost stratosphere during LAUTLOS campaign and related processes including stratosphere – troposphere exchange, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 107-119, 2007.

Keckhut P., Hauchecorne A., Bekki S., Colette A., David C., Jumelet J., Indications of thin cirrus clouds in the stratosphere at mid-latitudes, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 3407 – 3414, 2005.

Klett, J. D., Stable analytical inversion of multiply scattered lidar return, *Appl. Opt.*, 20, 211-220, 1981.

Klett, J. D., Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios, *Appl. Opt.*, 24, 1638 – 1643, 1986.

Kodera, K, K. Yamazaki, M. Chiba y K. Shibata, 1990: Downward propagation of upper stratospheric mean zonal wind perturbation to the troposphere, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1263-1266.

Kursinski E. R., G. A. Hajj, K. R. Hardy, L. J. Romans and J. T. Schofield, Observing tropospheric water vapor by radio occultation using the global positioning system, *Geophys. Res. Letters*, 22, 2365–2368, 1995.

Kursinski E. R.: The GPS radio occultation concept: Theoretical performance and initial results, Ph.D. thesis, Calif. Int. Of Technol., Pasadena, 1997.

Lakkis, S. G., Lavorato, M., Canziani, P.O., Monitoring cirrus clouds with lidar in the Southern Hemisphere: a local study over Buenos Aires. 1.Tropopause heights; *Atmospheric Research*, doi:10.1016/j.atmosres.2008.08.003.

Lavorato et al.; A Dual Backscatter Lidar is Operated in Buenos Aires (34.6 S / 58.5 W) for Determine the Atmospheric Parameters in Cirrus Clouds, Tropospheric Aerosols and ABL. Lidar Remote Sensing in Atmospheric and Earth Sciences. 2002, 75-78 – Proceedings ILRC21.

Lavorato, M., Flamant, P. H., Porteneuve, J., Pagura, M., Cesarano, P., Canziani, P., (2004), Monitoring of the troposphere by a backscatter LIDAR in Buenos Aires (34.6S/ 58.5W): overview of the multiyear data set and implementation of new IR channels and depolarization capability, Proceeding: 22nd. International Radar Laser Conference. pp156-159, Matera – Italy.

Lilly, D. K., 1988: Cirrus Outflow Dynamics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45, 1594-1605.

Lindzen, R.S., 1993: Baroclinic Neutrality and the Tropopause. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1148–1151.

Liou, K. N., (1986), Influence of Cirrus Clouds on Weather and Climate Processes: A Global Perspective, *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1167-1199.

Liou, K. N., (2002), A Introduction to Atmospheric Radiation, Second Edition, Academic Press.

Lynch D. K., Sassen K., O’C Starr, Stephens G., “Cirrus”, Oxford, University Press, 2002.

Logan, J.A., 1999: An analysis of ozonesonde data for the troposphere: recommendations for testing 3-D models and development of a gridded climatology for tropospheric ozone. *J. Geophys. Res.*, 104, 16115 – 16149.

Lohmann, U., y Roeckner, E., (1995), Influence of cirrus clouds radiative forcing on climate and climate sensitivity in a general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 100, 16,305-16,323.

Luo, B. P., et al. (2003), Dehydration potencial of ultrathin clouds at the tropical tropopause, *Geophys. Res. Lett.*, 30(11), 1557, doi:10.1029/2002GL016737.

- Macke, A., Francis, P. N., McFarquhar, G. M., y Kinne, S., The role of ice particle shapes and size distributions in the single scattering properties of cirrus clouds, *J. Atmos. Sci.*, 55, 2874 – 2883, 1998.
- Molina J. M., Rowland, F. S., Stratospheric sink for chlofofluoromethanes: chlorine atom-catalyzed destruction of ozone, *Nature*, 249, pp. 810- 812, 1974.
- McFarquhar, G. M., Heymsfield A. J., Spinhirne J., Hart B., (2000), Thin and subvisual tropopause tropical cirrus: Observations and radiative impacts, *J. Atmos. Sci.* ,57, 1841 – 1853.
- Meloan, J., Siegmund, P., van Velthoven, P., Kelder, H., Sprenger, M., Wernli, H., Kentarchos, A., Roelofs, G., Feichter, J., Land, C., Forster, C., James, P., Stohl, A., Collins, W. y Cristofanelli, P.: Stratosphere-troposphere exchange: A model and method intercomparison, *J. Geophys. Res.*, 108, 8526, doi:10.1029/2002JD002 274, 2003.
- Nagurny, A. P., Climatic characteristics of the tropopause over the Arctic, *Annales Geophysicae*, 16, 110 – 115, 1998.
- Nielsen- Gammon, J. W., A visualization of the global Dynamic Tropopause, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2001.
- OMM, 1957: International List of Selected and Supplementary Ships. WMO No. 47 (WMO/OMM – No. 47. TP. 18), Third Edition, Geneva, 143pp.
- OMM, 1992: International Meteorological Vocabulary, Second edition, No. 182, Geneva, Switzerland, 1992.
- OMM, 2003: [Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002](#). Global Ozone Research and Monitoring Project - Report No. 47, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 498 pp.
- Palmén, E., Newton C. W.: Atmospheric Circulation System: Their structure and physical interpretation. Academic Press: New York and London; 602, 1971.
- Pan L. L., Randel W.J., Gary B.L., Mahoney M.J., Hints E.J.: Definitions and sharpness of the extratropical tropopause: a trace gas perspective. *J. of Geophys. Res.* 109: D23103, doi: 10.1029/2004JD004982, 2004.
- Papas C. H., Theory of electromagnetic wave propagation, MacGraw-Hill, New York, 1965.
- Pfister, L., et al. (2001), Aircraft observations of thin cirrus clouds near the tropical tropopause, *J. Geophys. Res.*, 106, 9765-9786.
- Platt, C. M. R., Lidar and radiometric observations of cirrus clouds, *J. Atmos. Sci.*, 30, 1191 – 1204, 1973.

Platt, C. M. R., y Harshavardhan (1989), Temperature dependence of cirrus extinction: Implications for climate feed back, *J. Geophys. Res.*, 93, 11,051 – 11,058.

Platt, C. M. R., Young, S. A., Carswell, A. I., Pal, S. R., McCormick, M. P., Winker, D. M., DelGuasta, M., Stefanutti, L., Eberhard, W. L., Hardesty, M., Flamant, P. H., Valentin, R., Forgan, B., Gimmestad, G. G., Jäger, H., Khmelevtsov, S. S., Kolev, I., Kaprieolev, B., Da-ren Lu, Sassen, K., Shamanaev V. S., Uchino, O., Mizuno, Y., Wandinger, U., Weitkamp, C., Ansmann, A. y Wooldridge, C., The Experimental Cloud Lidar Pilot Study (ECLIPS) for Cloud-Radiation Research, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1994.

Prabhakara, C., Frase G., Dalu G., Man-Li C. W., Curran R. J., (1998), Thin cirrus clouds: Seasonal distribution over oceans deduced from Ninbus-4 IRIS, *J. Appl. Meteorol.*, 27, 379-399.

Poulida, O., R. R. Dickerson, y A. Heymsfield, Stratosphere-troposphere exchange in a midlatitude mesoscale convective complex: 1. Observations, *J. Geophys. Res.*, 101, 6823– 6836, 1996.

Quiroz, R.S., (1977), The tropospheric-stratospheric polar vortex breakdown of January *Geophys. Res. Lett.*, 4, Issue 4, p. 151-154.

Reed, J.R., “Large-scale eddy flux as a mechanism for vertical transport of ozone.” *Journal of Meteorology*, 1953, 296-297.

Reichardt, J. (1999), Optical and geometrical properties of northern midlatitude cirrus clouds observed with a UV Raman lidar, *Phys. Chem. Earth, Part B*, 24, 255–260.

Rind, D., R. Suozzo, N.K. Balachandran, y M.J. Prather, 1990: Climate Change and the Middle Atmosphere. Part I: The Doubled CO₂ Climate. *J. Atmos. Sci.*, 47, 475–494.

Rood, R. B., A. R. Douglass, M. C. Cerniglia, y W. G. Read, Synopticscale mass exchange from the troposphere to the stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 102, 23,467–23,485, 1997.

Roelofs, G.-J., y Lelieveld, J.: Model study of the influence of cross-tropopause O₃ transport on tropospheric O₃ levels, *Tellus*, 49B, 38–55, 1997.

Santer, B. D., et al.: Behavior of tropopause height and atmospheric temperature in models, reanalyses, and observations: Decadal changes, *J. Geophys. Res.*, 108(D1), 4002, doi:10.1029/2002JD002258, 2003a.

Santer, B. D., et al.: Behavior of tropopause height and atmospheric temperatura in model, reanalyses, and observations: Decadal changes, *J. Geophys.*, 108(D1), 4002, doi:10.1029/2002JD002258, 2003b.

Santer, B. D., et al.: Identification of anthtopogenic climate change using a second-generation reanalysis, *J. Geophys. Res.*, 109, D21104, doi: 10.1029/2004JD005075, 2004.

Sassen, K. y G.C. Dodd, 1990: Haze Particle Nucleation Simulations in Cirrus Clouds, and Applications for Numerical and Lidar Studies. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3005–3014.

Sassen, K. y Cho, B. S. (1992), Subvisual thin lidar data set for satellit verification and climatological research, *J. Appl. Meteorol.*, 31, 1275 – 1285.

Sassen, K. y S. Benson, 2001: A Midlatitude Cirrus Cloud Climatology from the Facility for Atmospheric Remote Sensing. Part II: Microphysical Properties Derived from Lidar Depolarization. *J. Atmos. Sci.*, 58, 2103–2112.

Sassen, K., Campbell, J. R., (2001), A midlatitude cirrus cloud climatology from the Facility for Atmospheric Remote Sensing. Part I: Macrophysical and synoptic properties. *J. Atmos. Sci.*, 58, 481–496.

Sassen, K., y J.M. Comstock, 2001: A Midlatitude Cirrus Cloud Climatology from the Facility for Atmospheric Remote Sensing. Part III: Radiative Properties. *J. Atmos. Sci.*, 58, 2113–2127.

Sassen, K., Wang, Z., Platt, C. M. R., y Comstock, J. M., (2003), Parameterization of infrared absorbtion in midlatitude cirrus clouds, *J. Atmos. Sci.*, 60, 428 – 433.

Sausen, R y Santer, B. D., Use of changes in tropopause height to detect human influences on climate, *Meteorologische Zeitschrift*, Volume 12, Number 3, 2003 , pp. 131-136(6).

Seidel, D. J., and Randel, W. J.: Variability and trends in the global tropopause estimated from radiosonde data, *J. Geophys. Res.*, 111, D21101, doi:10.1029/2006JD007363, 2006.

Seifert, P., A. Ansmann, D. Müller, U. Wandinger, D. Althausen, A. J. Heymsfield, S. T. Massie y C. Schmitt (2007), Cirrus optical properties observed with lidar, radiosonde, and satellite over the tropical Indian Ocean during the aerosol-polluted northeast and clean maritime southwest monsoon, *J. Geophys. Res.*, 112, D17205, doi:10.1029/2006JD008352.

Semeniuk, K. y T. G. Shepherd, 2001a: The middle atmosphere Hadley circulation and equatorial inertial adjustment. *J. Atmos. Sci.*, 58, 3077 – 3096.

Shapiro, M. A., 1980. Turbulent mixing within tropopause folds as a mechanism for the exchange of chemical constituents between the stratos'here and the troposphere. *J. Atmos. Sci.*, 37, 994 – 1004.

Shepherd T.G. The middle atmosphere (2000) *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 62 (17-18), pp. 1587-1601.

Shepherd T. G.: Issues in Stratospheric-tropospheric coupling, *J. of the Meteorol. Society of Japan*, 80, 769-792, 2002.

Shindell, D.T., G.A. Schmidt, M.E. Mann, D. Rind, y A. Waple, 2001: Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. *Science*, **294**, 2149-2152, doi:10.1126/science.1064363.

Simmons, J.D., T.E. Hannigan, and B.D. Lott. 1999. A portable anemometer to determine the output of large in-place ventilation fans Appl. Eng. Agric. 14:649–653.

Sivakumar, V., Y. Bhavanikumar, P. B. Rao, K. Mizutani, T. Aoki, M. Yasui, and T. Itabe (2003), Lidar observed characteristics of the tropical cirrus clouds, *Radio Sci.*, 38(6), 1094, doi:10.1029/2002RS002719.

Smith, W. L., H. M. Woolf, C. M. Haydex, D. Q. Wark, y L. W. McMill, 1979: The TIROS-N operational vertical sounder. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 60, 1177–1187.

Smith E. K., Weintraub S., The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies, *Poc. IRE*, 41, 1035-1037, 1953.

Solheim F. S., Vivekanandan J., Ware R. H., Rocken R. C., Propagation delay induced in GPS signals by dry air, water vapor, hydrometers and other particulates, *J. of Geophys. Res.*, 104, 9663 – 9670, 1999.

SPARC 2000 General Assembly, November 6 - 10, 2000, Mar del Plata - República Argentina.

Spencer, R. W., y J. R. Christy, 1990: Precise monitoring of global temperature trends from satellites. *Science*, 247, 1558–1662.

Steinbrecht, W., Claude, H., Koehler, U., and Hoinka, K.: Correlations between tropopause height and total ozone: Implications for long-term changes, *J. Geophys. Res.*, 103, 19, 183-19, 192, 1998.

Stohl, A., N. Spichtinger-Rakowsky, P. Bonasoni, H. Feldmann, M. Memmesheimer, H. E. Scheel, T. Trickl, S. H. Hübner, W. Ringer, and M. Mandl (2000): The influence of stratospheric intrusions on alpine ozone concentrations. *Atmos. Environ.* 34, 1323-1354.

Stohl et al.: Stratosphere-troposphere exchange: A review, and what we have learned from STACCATO, *J. Geophys. Res.*, 108(D12), 8516, doi:10.1029/2002JD002490, 2003.

Stolarsky, R. S., y R. J. Cicerone; Stratospheric Chlorine: a Possible Sink for Ozone, *Can. J. Chem.*, 52, 1610(1974).

Sunilkumar, S. V. y K. Parameswaran (2005), Temperature dependence of tropical cirrus properties and radiative effects, *J. Geophys. Res.*, 110, D13205, doi:10.1029/2004JD005426.

Trenberth, K. E., Branstator, G. W., Karoly, D., Kumar, A., Lau, N.-C. & Ropelewski, C. 1997. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *J. Geophys. Res.* 103, 14 291–14 324.

Trenberth, K.E., and D.P. Stepaniak, 2001: Indices of El Niño Evolution. *J. Climate*, **14**, 1697–1701.

Thuburn, J. y Craig, G. C.: GCM test of theories for the height of the tropopause, *J. Atmos. Sci.*, **54**, 869-882, 1997.

Thuburn, J., and Craig, G. C. 2000, Stratospheric influence on tropopause height. The radiative constraint, *J. Atmos. Sci.* **57**, 17–28.

Viezee, W., UTE, E. E., y Collis, R. T. H., Lidar observations of airfield approach conditions, *J. Appl. Meteorol.*, **8**, 274 – 283, 1969.

Vincent, D. G., Mean meridional circulations in the Northern Hemisphere lower stratosphere during 1964 and 1965, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **94**, 333-349, 1968.

Wang P. H., Minnis P., McCormick M. P., Kent G. S., Skeens K. M. (1996), A 6 year climatology of cloud occurrence frequency from stratospheric aerosol and Gas Experiment II observations (1985 – 1990), *J. Geophys. Res.*, **101**, 29,407 – 29,429.

Wang, Z. y K. Sassen, 2002: Cirrus cloud microphysical property retrieval using lidar and radar measurements: II. Midlatitude cirrus microphysical and radiative properties. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 2291-2302.

Wang X., Boselli, A., Avino, L. D., Velotta, R., Spinelli, N., Brusaglioni, P., Ismaelli, A., y Zaccanti, G.: An algorithm to determine cirrus properties from analysis of multiple-scattering influence on lidar signals, *Appl. Phys. B*, **80**, 609–615, 2005.

Wernli, H y Bourqui, M., 2002, A Lagrangian “1-year climatology” of (deep) cross-tropopause exchange in the extratropical Northern Hemisphere. *J. Geophys. Res.*, **107**(D2), 4021, doi: 10.1029/2001JD000812.

Wickert J., Reyerle G., Hajj G. A., Schweiger V., Reigber C., GPS radio occultation with CHAMP: Atmospheric profiling utilizing the space-based single difference technique, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 10.1029/2001GL013982, 2002.

Wickert J., G. Beyerle, T. Schmidt, R. Köning, Ch. Reigber, and C. Marquardt, Highlights of GPS radio occultation with CHAMP (Neutral atmosphere), GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ), Division 1: Kinematics and Dynamics of the Earth, Potsdam, 2004, Germany.

Winker D. M., y Trepte C. R., 1998: Laminar cirrus observed near the tropical tropopause by LITE, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3351-3354.

Zuev, V.E., 1982: Laser beams in the atmosphere. Consultants Bureau, N.Y. *A. Div of Plenum Publ. Corpor.*, 504.