



FACULTAD DE CIENCIAS
INSTITUTO DE MATEMÁTICA Y FÍSICA
CARRERA DE METEOROLOGÍA

ANÁLISIS DE OZONOSONDAS EN RAPANUI: CLIMATOLOGÍA, MASAS DE AIRE Y SU IMPACTO EN EL OZONO TROPOSFÉRICO

POSTULACIÓN AL TÍTULO: METEORÓLOGO
GRADO ACADÉMICO: LICENCIADO EN METEOROLOGÍA

CUEVAS AHUMADA, OMAR ENRIQUE

PROFESOR GUÍA: LAURA GALLARDO KLENNER

PROFESOR CO-GUÍA: JUAN QUINTANA ARENA

2006

Dedicada al cielo

Agradecimientos

Resumen

Desde fines de 1994 se realizan lanzamientos de ozonosondas midiendo el perfil vertical de O_3 en Rapanui (27°S , 109°W , 51 m.s.n.m). Estas observaciones, únicas en la región, están a cargo de la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) bajo el marco del Programa de Vigilancia de la Atmósfera Global (VAG), dependiente de la Organización Meteorológica Mundial (OMM).

En este trabajo se analizan las condiciones sinópticas asociadas a estos ozonosondeos (entre 1994 y 2004), considerándose significativas las vaguadas profundas y bajas segregadas, a las cuales se asocian los procesos de intercambio entre estratósfera y tropósfera (ITE) que incrementan la presencia de O_3 en la tropósfera media.

Basado en un análisis estadístico de agrupamiento se identificaron cuatro tipos de ozonosondeos característicos de Rapanui. Para cada uno de ellos se construyeron compuestos de campos meteorológicos usando como herramienta un modelo atmosférico regional y condiciones de borde provistas por datos de reanálisis. Luego, con estos campos se calcularon trayectorias para identificar el origen de las masas de aire que arriban a Rapanui, analizando en particular la ocurrencia de fenómenos de ITE.

En general, el perfil característico de Rapanui presenta poca variabilidad (2 mPa entorno al promedio) intra e interestacional. Esto se ve también reflejado en las trayectorias que indican la presencia de vientos del Oeste y escasa mezcla vertical. En primavera, coincidentemente con el posicionamiento de la corriente en chorro subtropical sobre Rapanui, se observan valores de O_3 más elevados (>50 ppbv sobre los 5 km) que el promedio en la tropósfera entre los 5 km y 20 km, sugiriendo la existencia de ITE. No obstante, sólo en conexión con vaguadas profundas y bajas segregadas que, ocasionalmente (17 por año en promedio), afectan la región, se distinguen eventos de rompimiento de la tropopausa caracterizados por disminución en la humedad específica y aumento de la vorticidad potencial. Así, el forzamiento sinóptico es un factor preponderante en la distribución de ozono sobre Rapanui.

Índice general

1. Introducción	1
1.1. Objetivos	2
1.1.1. Objetivo principal	2
1.1.2. Objetivos específicos	2
1.2. Hipótesis	3
1.3. Estructura y contenido del trabajo	3
2. Ozono atmosférico	4
2.1. Ozono estratosférico	5
2.2. Ozono troposférico	8
2.3. Balance de ozono atmosférico	11
2.3.1. Intercambio entre estratósfera y tropósfera (ITE)	11
2.3.2. Definición de la tropopausa	12
3. Monitoreo global y regional de ozono	14
3.1. Red de monitoreo VAG	14
3.2. Monitoreo en Chile	16
3.2.1. Rapanui	16
3.2.2. Cerro Tololo	18
3.2.3. Valdivia	19
3.2.4. Campañas de monitoreo	19
4. Metodología y datos	21
4.1. Datos de ozonosondas en Rapanui	21
4.2. Métodos estadísticos aplicados a los perfiles de ozono	24
4.3. Agrupamiento de perfiles de ozono	26
4.4. Campos compuestos	27
4.4.1. Campos de reanálisis	27

4.4.2. Compuestos	29
4.5. Simulaciones regionales	30
4.6. Cálculo de trayectorias	31
5. Resultados	32
5.1. Caso <i>G1</i>	32
5.1.1. Análisis de trayectorias	33
5.1.2. Condiciones sinópticas del compuesto <i>G1</i>	37
5.1.2.1. Campo 500 hPa	37
5.1.2.2. Viento máximo en 250 hPa	38
5.1.2.3. Vorticidad potencial (VP) y humedad específica (q)	38
5.2. Evento de ITE (05-10-96)	41
5.2.1. Análisis de trayectorias	42
5.2.2. Condiciones sinópticas	44
5.2.2.1. Campo de 500 hPa	44
5.2.2.2. Componente zonal (<i>u</i>) del viento en 250 hPa	47
5.2.2.3. Vorticidad potencial (VP) y humedad específica (q)	49
5.3. Grupos <i>G2</i> y <i>G3</i>	54
5.4. Campaña Noviembre de 2003	58
5.4.1. Análisis de trayectorias	59
5.4.2. Condiciones Sinópticas	61
5.4.2.1. Campo de 500 hPa	61
5.4.2.2. Componente zonal (<i>u</i>) del viento en 250 hPa	63
5.4.2.3. Vorticidad potencial (VP) y humedad específica (q)	64
6. Conclusiones	70
7. Anexos	83
7.1. Configuración del modelo MM5 para simulaciones regionales	83
7.2. Poster presentado en reunión IGAC, Octubre de 2005	85

Índice de cuadros

3.1. Fecha de ozonosondas lanzados en Rapanui, campaña Noviembre de 2003. La hora local corresponde a la hora UTC - 5 [Cortesía de Juan Quintana]	20
4.1. Variables descargadas de NCAR/NCEP Reanalysis Project (http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/reanalysis.shtml).	29

Índice de figuras

1.1. Ubicación de Rapanui en el globo. Imagen extraída desde Google Earth.	2
2.1. Distribución vertical de ozono en una atmósfera neutral. Adaptada de [OMM, 1998a].	5
2.2. La figura muestra el perfil térmico de la atmósfera hasta unos 100 km de altura. Se identifican las diferentes capas presentes que componen la atmósfera terrestre. Adaptada de [Lutgens y Tarbuck, 2005]. . . .	6
2.3. Sección transversal meridional medias de viento zonal en m/s en los solsticios. Adaptada de [Holton, 1990].	7
2.4. Circulación de Brewer-Dobson y aspectos dinámicos del ITE. La tropopausa está señalada con una línea gruesa. Las líneas delgadas corresponden a temperatura potencial constante en grados Kelvin. La flecha ondulada con dos puntos indica el transporte meridional por vórtices. Las líneas anchas representan el sentido de la circulación de bombeo dirigido por ondas. Adaptada de [Holton et al., 1995].	7
2.5. Compuesto estacional de la distribución de la columna de ozono en la tropósfera, derivado desde TOMS y SAGE. Adaptado de [Penkett et al., 2001]. Página web http://asd-www.larc.nasa.gov/TOR/data.html	10
3.1. Red de estaciones regionales, globales y de contribución de VAG. Adaptada de www.wmo.ch	16
4.1. Distribución estacional de los ozonosondeos entre 1994 y 2004, 95 ozonosondeos.	22
4.2. Perfiles de ozonosondeos por estación.	22

4.3. Las figuras representan los promedios estacionales del perfil de temperatura, en azul el período climatológico (1989-2002) de sondas convencionales, las líneas horizontales representan la desviación estandar. En rojo, el promedio estacional de los ozonosondeos seleccionados (1994-2004).	23
4.4. Distribución estacional de ozono de las mediciones en Rapanui, 109 ozonosondeos. Gentileza de Anne Thompson.	24
4.5. Perfil promedio de los ozonosondas seleccionados en Rapanui (a) y la primera componente principal (b) explica el 95 % de la varianza. Total 95 ozonosondeos.	25
4.6. Perfiles promedios de los 4 grupos encontrados mediante el análisis de conglomerados. Las líneas horizontales representan la variabilidad de cada perfil definidas por una desviación estandar.	26
4.7. Distribución estacional de las mediciones en cada grupo.	27
5.1. Comparación entre perfil promedio de todas las mediciones (azul) y perfil del <i>G1</i> (rojo). Las líneas horizontales representan la desviación estandar de cada perfil.	33
5.2. Trayectoria de 5 días atrás arribando a Rapanui en el nivel de 6 km de altura. Caso compuesto <i>G1</i>	34
5.3. Altura recorrida por la parcela en la trayectoria de 6 km.	34
5.4. Trayectoria de 5 días atrás en el tiempo arribando a Rapanui. Nivel de 12 km.	35
5.5. Altura recorrida por la parcela en la trayectoria de 12 km.	35
5.6. Trayectoria de 5 días atrás en el tiempo arribando a Rapanui. Nivel de 15 km.	36
5.7. Altura recorrida por la parcela en la trayectoria de 15 km.	36
5.8. Campo de 500 hPa. Las figuras son una secuencia cada 12 horas desde cuatro días antes del lanzamiento hasta las 00Z del día posterior. Las líneas negras indican la altura geopotencial, los contornos sombreados indican la vorticidad relativa. La ubicación de Rapanui se identifica con un punto.	37

5.9. Componente zonal u del viento en el campo de 250 hPa correspondiente al compuesto $G1$. Las figuras son una secuencia de 12 horas desde 1 día antes del lanzamiento hasta las 00z del día posterior. Los contornos sombreados corresponden al viento máximo. La ubicación de Rapanui se representa con un punto.	38
5.10. Perfil térmico promedio del compuesto $G1$, 39 mediciones. Se identifican las tres tropopausas según los criterios discutidos en este trabajo: térmica TT ($2^{\circ}Kkm^{-1}$), dinámica TD (-1.5 UVP) y química TQ (100 ppbv).	39
5.11. Corte vertical sobre Rapanui en el caso compuesto $G1$. Los contornos sombreados corresponden a la vorticidad potencial (VP). Las líneas negras a la humedad específica (q). Las imágenes tienen una secuencia de un día antes del lanzamiento, cada 12 horas. La recta vertical indica la posición de Rapanui en la figura.	40
5.12. Perfil promedio $G1$ (azul), perfil caso 05-10-96 (rojo)	41
5.13. Trayectoria de 5 días atrás arribando a Rapanui en el nivel de 6 km de altura. Evento ocurrido 05-10-96.	42
5.14. Altura recorrida por la trayectoria de 6 km. Evento ocurrido 05-10-96.	42
5.15. Trayectoria de 5 días atrás arribando a Rapanui en el nivel de 12 km de altura. Evento ocurrido 05-10-96.	43
5.16. Altura recorrida por la trayectoria en 12 km. Evento ocurrido 05-10-96.	43
5.17. Trayectoria de 5 días atrás arribando a Rapanui en el nivel de 15 km de altura. Evento ocurrido el 05-10-96.	44
5.18. Altura recorrida por la parcela de aire en 15 km. Evento ocurrido el 05-10-96.	44
5.19. Campo de 500 hPa. Los contornos sombreados corresponden a la vorticidad relativa, las líneas negras a la altura geopotencial. Las figuras tienen una secuencia cada 12 horas. Rapanui se representa con un punto.	46
5.20. Componente u del viento en el campo de 250 hPa correspondiente al evento de octubre de 1996. Las figuras tienen una secuencia de 12 horas desde 5 días antes del lanzamiento hasta las 00Z del día posterior. Los contornos sombreados corresponden al viento máximo. La ubicación de Rapanui se representa con un punto.	48

5.21. Corte vertical sobre Rapanui. Los contornos sombreados corresponden a la vorticidad potencial. Las líneas negras a la humedad específica. Las imágenes tienen una secuencia desde un día antes del lanzamiento cada 12 horas. La recta vertical indica la posición de Rapanui.	50
5.22. Isosuperficie de vorticidad potencial de -2 UVP, las imágenes corresponden a 24 horas antes del lanzamiento cada 12 horas, vistas desde el Sur.	51
5.23. Igual a la figura 5.21 pero vistas desde el Noreste.	52
5.24. Perfil de temperatura para el evento del 05-10-96. Se identifican las tres tropopausas: TQ, TT, TD de la misma manera que fig. 5.10. . .	53
5.25. Perfil promedio caso climatológico ($G1$) (azul) y perfil promedio caso $G2$ (rojo). Las líneas horizontales corresponden a la desviación estandar de cada perfil.	54
5.26. Trayectoria arribando a Rapanui en 6 km. Caso compuesto $G2$. . .	55
5.27. Trayectoria arribando a Rapanui en 12 km. Caso compuesto $G2$. . .	55
5.28. Trayectoria arribando a Rapanui en 15 km. Caso compuesto $G2$. . .	55
5.29. Perfil promedio caso climatológico ($G1$) (azul) y perfil promedio caso $G3$ (rojo)	56
5.30. Trayectoria arribando a Rapanui en 6 km. Caso compuesto 3	56
5.31. Altura recorrida por la trayectoria en 6 km arribando a Rapanui. Compuesto caso $G3$	57
5.32. Trayectoria arribando a Rapanui en 12 km. Caso compuesto $G3$. . .	57
5.33. Trayectoria arribando a Rapanui en 15 km. Caso compuesto $G3$. . .	57
5.34. Perfiles de ozono seleccionados de la campaña de Noviembre de 2003 (azul) y perfil promedio o climatológico (rojo).	58
5.35. Trayectoria de 7 días atrás calculada en 6 km. Campaña Noviembre de 2003.	59
5.36. Altura recorrida por la trayectoria en 6 km. Campaña Noviembre de 2003	59
5.37. Trayectoria de 7 días atrás calculada en 12 km. Campaña Noviembre de 2003.	60
5.38. Altura recorrida por la trayectoria en 12 km. Campaña de Noviembre de 2003	60
5.39. Trayectoria de 7 días atrás calculada en 15 km. Campaña Noviembre de 2003	61

5.40. Altura recorrida por la trayectoria en 15 km. Campaña de Noviembre de 2003	61
5.41. Campo de 500 hPa, los contornos sombreados corresponden a la vorticidad relativa, las líneas negras a la altura geopotencial. Las figuras tienen una secuencia de 12 horas entre el 8 al 13 de Noviembre de 2003. Rapanui se identifica con un punto.	63
5.42. Componente u del viento en el nivel de 250 hPa. Las imágenes corresponden desde el 08 al 12 de Noviembre de 2003 cada 12 horas. Rapanui se identifica con un punto.	64
5.43. Corte vertical sobre Rapanui. Los contornos sombreados corresponden a la vorticidad potencial. Las líneas negras a la humedad específica. Las figuras tienen una secuencia desde el 8 al 9 de Noviembre. La recta vertical indica la posición de Rapanui.	65
5.44. Corte vertical sobre Rapanui. Los contornos sombreados corresponden a la vorticidad potencial. Las líneas negras a la humedad específica. Las figuras corresponden al día 10 de Noviembre. La recta vertical indica la posición de Rapanui.	66
5.45. Corte vertical sobre Rapanui. Los contornos sombreados corresponden a la vorticidad potencial. Las líneas negras a la humedad específica. Las imágenes corresponden al día 11 de Noviembre, 00Z y 12Z. La recta vertical indica la posición de Rapanui.	66
5.46. Corte vertical sobre Rapanui. Los contornos sombreados corresponden a la vorticidad potencial. Las líneas negras a la humedad específica. Las imágenes corresponden desde el 12 al 13 de Noviembre cada 12 horas. La recta vertical indica la posición de Rapanui.	68
5.47. Perfiles de temperatura seleccionados de la campaña de Noviembre de 2003. Las tropopausas se identifican de igual forma que en la fig. 5.10.	69
7.1. Dominios creados para la simulación con MM5 de casos compuestos.	83
7.2. Dominios utilizados para las simulaciones con MM5 de la campaña de Noviembre de 2003	84
7.3. Poster sobre un análisis preliminar de la campaña Noviembre de 2003 en Rapanui.	85

Capítulo 1

Introducción

A fines del siglo XX quedó de manifiesto la existencia del “agujero de ozono antártico” [Solomon, 1999]. Esta fue una nueva señal que alertó de los cambios químicos producidos en la atmósfera. Sumado este motivo, surgió la necesidad de establecer un sistema que cuantificara los cambios en la composición química de la atmósfera. Es por esto que la Organización Meteorológica Mundial (OMM) estableció una red de monitoreo a través del mundo con el fin de registrar los cambios en la química atmosférica. En este contexto es de especial interés el ozono, el cual se ha visto afectado por actividades antrópicas [IPCC, 2001].

En Rapanui (27°S, 109°W, 51 m.s.n.m) (fig. 1.1) existe desde 1994 una estación regional de medición de ozono. Allí se realizan lanzamientos de ozonosondas que miden el perfil vertical de las concentraciones de O_3 . Analizar estas mediciones e identificar los patrones sinópticos asociados a ellas, es el objetivo principal de este trabajo.

El estudio contempla primero un análisis climatológico considerando 95 ozonosondas registrados en Rapanui desde 1994. Luego se aborda el análisis de un caso de intrusión de ozono estratosférico asociado a una baja segregada. Por último se analiza una campaña intensa de monitoreo realizada en Noviembre de 2003 parte del proyecto FONDECYT N° 1030809 del cual ésta tesis forma parte.



Figura 1.1: Ubicación de Rapanui en el globo. Imagen extraída desde Google Earth.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo principal

Caracterizar climatológicamente los perfiles de ozono registrados en Rapanui mediante el análisis estadístico de los registros, cálculo de trayectorias y las situaciones sinópticas asociadas a estos casos.

1.1.2. Objetivos específicos

- Identificar las situaciones sinópticas a las cuales se asocian los perfiles de ozono característicos de Rapanui.
- Determinar el origen de las masas de aire que afectan a Rapanui mediante el cálculo de trayectorias en campos meteorológicos compuestos de escala regional.
- Identificar procesos de intercambio entre estratósfera y tropósfera asociados a las condiciones sinópticas de los eventos analizados.

- Caracterizar el forzamiento sinóptico presente durante una campaña intensa de ozonosondeos realizada en Noviembre de 2003.

1.2. Hipótesis

De los datos recolectados en Rapanui (sección 4.1) se establece la siguiente hipótesis: *“mediante el análisis estadístico y de trayectorias, es posible establecer una climatología de las masas de aire que afectan a Rapanui”*.

1.3. Estructura y contenido del trabajo

En la sección siguiente se abordarán los aspectos teóricos de la formación, destrucción y balance de ozono, además de definir la estructura vertical de la atmósfera y la distribución de ozono en los primeros 40 kilómetros sobre la superficie. En el capítulo 3 se explica la red global de medición de ozono (VAG) como también las estaciones regionales en Chile y principalmente la estación de Rapanui explicando los métodos de medición y las campañas realizadas en la isla. En el capítulo 4 se presentan los datos y se explican los métodos usados para la selección de los eventos y los criterios usados para crear campos compuestos. En el capítulo 5 se presentan los resultados encontrados y la discusión de estos mediante el análisis sinóptico y de trayectorias. En el capítulo 6 se resumen los principales resultados y las conclusiones de este trabajo así como también las sugerencias para futuros estudios. En el anexo se aborda una descripción de la configuración del modelo de mesoescala para las simulaciones regionales y trabajos realizados anteriores a esta tesis.

Capítulo 2

Ozono atmosférico

El ozono (O_3) es un gas que se genera naturalmente en la atmósfera de nuestro planeta en forma de traza¹. Su nombre viene del griego *ozein* por su particular olor, descrito por C. F. Schönbein a mediados del siglo XIX [Brasseur et al., 1999]. Una atmósfera con abundante ozono se creía beneficiosa para la salud por sus propiedades desinfectantes. Este concepto ha cambiado en las últimas décadas pues el ozono puede causar efectos nocivos sobre la salud de las personas y plantas [Crutzen, 1995]. En Chile, el ozono en altas concentraciones, mayores a $120 \mu g * m^{-3}N$ en un promedio de 8 horas, es considerado un contaminante [Decreto Supremo N° 112/02]. Además, el ozono es un gas de efecto invernadero cuyos cambios en abundancia afectan el balance energético de nuestro planeta [IPCC, 2001] pues su absorción es eficiente en la banda centrada en los $9.6 \mu m$, dentro de la llamada ventana atmosférica.

Por otro lado, el ozono controla la capacidad oxidativa de la atmósfera pues determina la formación del radical hidroxilo (OH), el cual inicia la oxidación de la amplia mayoría de especies encontradas en la atmósfera [Crutzen, 1995]. También su capacidad de absorber radiación ultravioleta (UV) hace del ozono un agente dinámico pues define la estructura térmica de la estratósfera [Holton, 1990].

En la atmósfera, el ozono se encuentra distribuido en un 90 % en la estratósfera producido por la fotólisis del O_2 (Oxígeno) y un 10 % en la tropósfera (fig. 2.1) producido por la fotólisis del NO_2 (Dióxido Nítrico) [Crutzen, 1995]. Los procesos dinámicos (circulación de Brewer-Dobson) son los mayormente responsables en la distribución del ozono, sobre todo en la estratósfera [Holton, 1990].

El intercambio entre estratósfera y tropósfera (ITE) es el proceso que provee el

¹La razón de mezcla no excede una molécula de la sustancia por un millón de moléculas de aire [Seinfeld y Pandis, 1998]

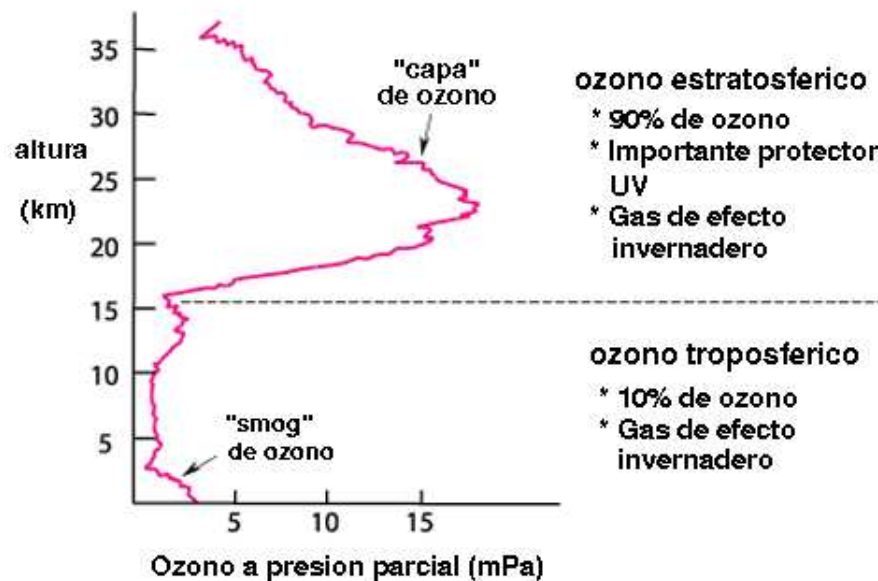


Figura 2.1: Distribución vertical de ozono en una atmósfera neutral. Adaptada de [OMM, 1998a].

ozono desde la estratósfera hacia la tropósfera, considerándose como el aporte “base” para las concentraciones de ozono troposférico [Penkett, 2001].

2.1. Ozono estratosférico

La estratósfera es la capa que se encuentra sobre la tropopausa, desde aproximadamente 15 km hasta 50 km sobre la superficie terrestre (fig. 2.2). Se caracteriza por temperaturas que crecen con la altura. Por ello prevalece la estabilidad estática y los movimientos verticales se ven inhibidos. Esta característica se explica por la presencia de O_3 cuya absorción entre 280 y 320 μm (UVB) induce el calentamiento de la capa con un gradiente vertical de $6^\circ K km^{-1}$ [Holton, 1990].

En general la circulación en la estratósfera está dominada por movimientos del Este en el hemisferio de verano y desde el Oeste en el hemisferio de invierno (fig. 2.3) [Holton, 1990]. La circulación meridional que predomina entre la tropósfera y la estratósfera es llamada circulación de Brewer-Dobson, la cual describe un ascenso en los trópicos por movimientos convectivos desde la tropósfera hacia la estratósfera y un descenso en la zona polar (fig 2.4). Esta circulación determina el transporte de

masas de aire hacia latitudes altas desde el Ecuador, donde la producción de ozono es mayor que en otras latitudes por la gran radiación incidente. Además, es en el Ecuador donde se introduce mayor oxígeno (O_2) desde la tropósfera, debido a los movimientos convectivos de gran escala (zona de convergencia intertropical ZITC).

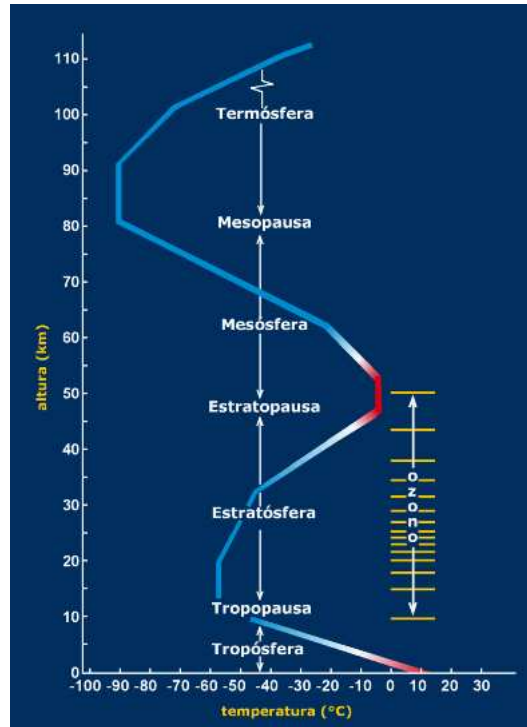
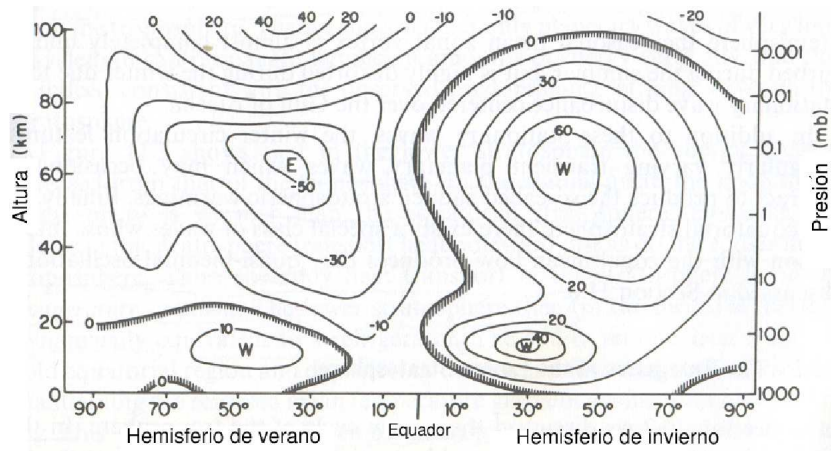


Figura 2.2: La figura muestra el perfil térmico de la atmósfera hasta unos 100 km de altura. Se identifican las diferentes capas presentes que componen la atmósfera terrestre. Adaptada de [Lutgens y Tarbuck, 2005].



El O_2 es fotolizado por radiación ultravioleta (UV) de longitud de onda menor a 240 nm , dejando dos átomos libres de oxígeno (O). Estos átomos de oxígeno se combinan con moléculas de O_2 para formar O_3 [Crutzen, 1995].



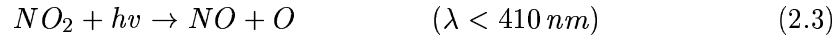
2.2. Ozono troposférico

La tropósfera es la capa atmosférica que va desde la superficie hasta la tropopausa (en promedio, 15 km en el Ecuador y 8 km en los Polos). Aquí la temperatura, en general, decrece con la altura ya que el aire no es capaz de absorber radiación solar de manera eficiente por lo que la mayor parte del calor se concentra en las capas bajas de la atmósfera donde el calentamiento de la superficie provee la energía hacia niveles más altos. La circulación en esta capa está determinada por el calentamiento diferencial entre el Ecuador y los polos [Holton, 1990].

El ozono en la tropósfera sólo corresponde al 10 % del total en la atmósfera. No obstante cumple un rol fundamental en la química de esta capa ya que está involucrado en la generación del radical hidroxilo (OH) que es el mayor agente oxidativo en la atmósfera [Crutzen, 1995]. Sus efectos nocivos en la salud humana y corrosivos en los materiales y vegetales ha llevado a promover su estudio, observar sus tendencias y restringir su aumento en la tropósfera [Gallardo, 2005].

Hay cuatro flujos fundamentales en el balance de ozono en la tropósfera: la producción y destrucción fotoquímica, la intrusión de ozono desde la estratósfera y la deposición en la superficie [Lelieveld y Dentener, 2000].

El ozono en la tropósfera se produce por la fotólisis del NO_2 (dióxido de nitrógeno) [Crutzen, 1995]:



También el O_3 es consumido en el proceso de oxidación del NO (óxido nítrico) a NO_2 :



Así, en ausencia de otros agentes oxidantes, se establece un equilibrio fotoquímico entre la producción y destrucción del ozono. No obstante, existen otros gases que pueden oxidar el NO a NO_2 , estos agentes (RO_2) provenientes de la oxidación de hidrocarburos, rompen el equilibrio fotoquímico provocando una mayor producción de O_3 . A este fenómeno se le conoce como “smog” fotoquímico y es el que explica las altas concentraciones (>50 ppbv) en la razón de mezcla de este gas, viento abajo de centros urbanos o en zonas donde hay quema de biomasa [Penkett et al., 2001].

El ozono es destruido a través de fotólisis, dando lugar a la formación del radical hidroxilo (OH):



El ozono es fotolizado por la radiación menor a 315 nm, el átomo de oxígeno que queda libre reacciona con el vapor de agua (H_2O) en la tropósfera para formar el radical OH (hidroxilo). La producción del OH inicia una serie de reacciones que pueden llevar a la producción o destrucción de ozono, dependiendo de la concentración de NO . En presencia de NO (en exceso de aproximadamente 100 pptv) se genera ozono y en ausencia de NO se destruye. Un ejemplo es la cadena oxidativa del monóxido de carbono (CO) que da lugar a la formación de O_3 en lugares ricos en NO . La misma cadena oxidativa en ausencia de NO , con razones de mezcla menores a 1 ppbv, promueve a la destrucción de 2 moléculas de O_3 en cada ciclo [Crutzen, 1995].

La presencia de óxidos de nitrógeno (NO , NO_2) en la tropósfera se debe a la quema de combustibles fósiles, la quema de biomasa, procesos bacterianos en los suelos y descargas eléctricas, según el reporte del Panel Intergubernamental de Cambio Climático [IPCC, 2001].

La deposición seca corresponde al flujo de masas o partículas de gases hacia la superficie en procesos que no son de precipitación [Brasseur et al., 2003]. Para el ozono esto se convierte en un sumidero en la capa límite, no obstante es menos significativa si se compara con la destrucción fotoquímica de este gas que, se estima a escala global cuatro veces más eficiente [Lelieveld y Dentener, 2000].

El ozono se distribuye de manera diferente durante el año. Estudios han comprobado que en los períodos de primavera en las zonas subtropicales del hemisferio sur, existen aumentos relativos en las concentraciones de O_3 y disminución en las concentraciones en otoño [ej. Oltmans et al, 2001]. Estas variaciones estacionales se muestran en la fig 2.5. En la figura se distingue el mayor aumento en las concentra-

ciones de ozono en el hemisferio norte que en el sur. Esto se atribuye principalmente a la actividad antrópica que existe en el hemisferio norte. Mediciones realizadas desde satélites entre 1979 y 1992 indican un aumento de 1.5 % anual en las concentraciones de ozono sobre el Océano Pacífico tropical y América del sur y un aumento de 2 % anual en Europa, América y Asia [Fishman and Brackett, 1997]. Los aumentos de ozono troposférico en el subtrópico del hemisferio sur en el periodo de Septiembre-Octubre-Noviembre (SON) son atribuidos a la quema de biomasa ocurrido en África y Sudamérica [Fishman et al., 2003].

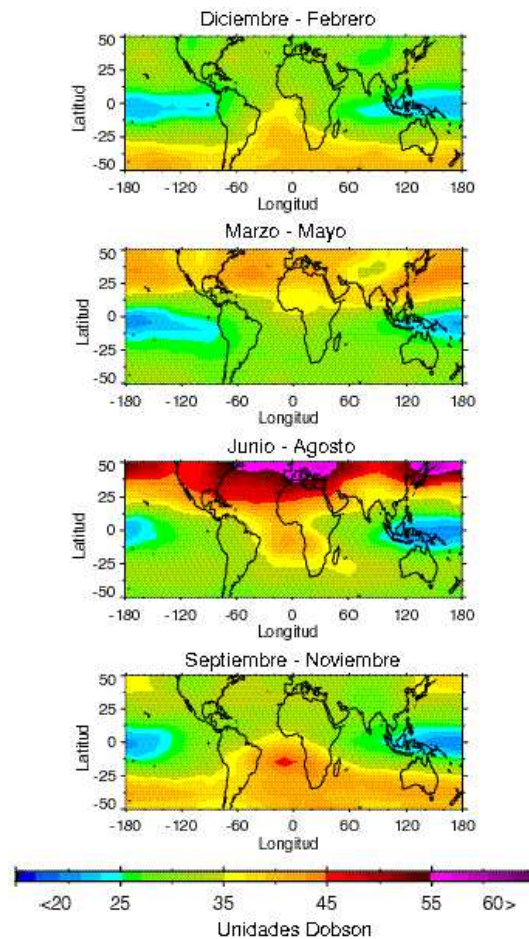


Figura 2.5: Compuesto estacional de la distribución de la columna de ozono en la tropósfera, derivado desde TOMS y SAGE. Adaptado de [Penkett et al., 2001]. Página web <http://asd-www.larc.nasa.gov/TOR/data.html>.

2.3. Balance de ozono atmosférico

Como ya se indicó, los factores dinámicos en el balance de ozono atmosférico se determinan en cuatro flujos: el intercambio entre tropósfera y estratósfera (ITE), la deposición seca hacia el suelo, además de la producción y destrucción fotoquímica [Lelieveld y Detener, 2000]. Este trabajo se centra en el ITE pues se presume relevante sobre Rapanui (ej. FONDECYT N° 1030809) como inyector de trazas químicas, tales como el ozono desde la estratósfera hacia la tropósfera. Se transforma en un desafío conocer la importancia de los procesos de ITE sobre todo en el subtrópico del hemisferio sur donde el conocimiento al respecto es escaso.

2.3.1. Intercambio entre estratósfera y tropósfera (ITE)

El ITE es un factor importante en el balance radiativo y químico de muchas trazas, de gran importancia para el ozono. Ha despertado interés en la comunidad científica atmosférica estudiar estos procesos con la aplicación de variados modelos tanto a escala global y regional (ej. Russell et al., 1993; Price y Vaughan, 1993; Holton et al., 1996; Marenco et al., 1998; Newell et al., 1999; Law et al., 2000). La mayoría de estos estudios regionales, en particular el fenómeno de ITE y el ozono, se han realizado en latitudes medias en el Hemisferio Norte (ej. Wakamtsu et al., 1989; Ebel et al., 1991; Lamarque et al., 1996; Beekman et al., 1997). Sin embargo, el interés en los procesos de ITE asociado a intrusiones de ozono estratosférico en el Hemisferio Sur, particularmente en la zona tropical y subtropical ha crecido significativamente (ej., Gouget, 1996; Baray et al., 1998; Baray et al., 2000; Oltzman et al., 2001; Rondanelli et al., 2002, Thompson et al., 2003, a y b). No obstante el conocimiento al respecto en el Hemisferio Sur es bastante menor que el Hemisferio Norte, debido principalmente a la carencia de observaciones [Thompson et al., 2003a].

El aire estratosférico, típicamente rico en ozono, penetra a la tropósfera por quiebres que se producen en la tropopausa comúnmente en conexión con ciclogénesis de gran escala, bajas segregadas y transporte cuasi-adiabático. Es decir, de manera adiabática o diabática mediante las superficies isentrópicas, como también la presencia del chorro subtropical y la turbulencia producida en su entorno [Holton et al., 1996 y referencias allí citadas]. Subsistencia a gran escala y mezcla turbulenta en los subtrópicos provocan el descenso de este aire. Por lo tanto, los subtrópicos son áreas en las cuales el ozono es introducido de manera natural a la tropósfera [Holton et al., 1996 y referencias allí citadas].

Estos procesos se observan de igual manera sobre la Cordillera de los Andes con altitud de 4.000 m y ancho de 200 km [Rondanelli et al., 2002] y observado en otras regiones montañosas (ej., Davies y Schuepbach, 1994; Tsutsumi et al., 1998).

2.3.2. Definición de la tropopausa

Los procesos descritos anteriormente provocan plegamientos en la tropopausa, esto conlleva a intrusiones de aire estratosférico a niveles troposféricos. Se convierte en una necesidad definir el nivel de la tropopausa de manera de identificar los procesos de ITE. La tropopausa puede ser definida por el perfil vertical de temperatura [Holton, 1990]. Según la OMM la tropopausa es el nivel más bajo en donde la temperatura disminuye a una tasa menor o igual a 2 K por kilómetro (fig 2.2). Otra manera de identificar la tropopausa es mediante el ozono, llamada también tropopausa química y corresponde al valor referido de 100 ppbv en la concentración de ozono en el perfil vertical (fig. 2.1) [Thompson et al., 2003a]. Otro método utilizado para definir la tropopausa es mediante la vorticidad potencial (VP) de forma dinámica, siendo de esta manera como se adoptará en este trabajo para relacionarlos con los fenómenos sinópticos en estudio.

La tropopausa puede ser definida en términos de variables dinámicas como la vorticidad potencial descrita por Ertel-Rossby:

$$VP = -g(\zeta_\theta + f) \frac{d\theta}{dp} \quad (2.8)$$

donde $\theta = T(\frac{1000}{p})^{\frac{R}{c_p}}$ es la temperatura potencial o la temperatura que tendría una parcela de aire al ser comprimida adiabáticamente hasta una presión de 1000 hPa, T es la temperatura, p la presión, g es la aceleración de gravedad, R es la constante especial de los gases para el aire seco, c_p la capacidad calórica del aire, $\zeta_\theta = (\mathbf{k} \cdot \nabla \times \vec{V})_\theta$ es la vorticidad relativa sobre una superficie isentrópica (la componente del rotor de la velocidad normal a la superficie de temperatura potencial constante), $f = 2\Omega \sin \lambda_T$ es el parámetro de Coriolis o vorticidad planetaria, Ω la velocidad de rotación terrestre y λ_T la latitud. La VP es una variable conservativa en movimientos adiabáticos y sin fricción. El término $(\zeta_\theta + f)$ es una medida de la estabilidad de la atmósfera. Usando valores típicos de flujo de escala sinóptica de latitudes medias en el Hemisferio Sur se tiene:

$$VP \sim -10 \frac{m}{s^2} (-10^{-4} s^{-1}) (-\frac{10K}{10kPa})$$

Luego VP es del orden de $-10^{-6}m^2s^{-1}Kkg^{-1} = -1UVP$ en la tropopausa, donde UVP es la abreviatura de *unidad de vorticidad potencial*. La vorticidad potencial en el hemisferio sur es generalmente negativa debido a que la vorticidad planetaria domina sobre la vorticidad relativa.

La magnitud de VP es mucho mayor en la estratósfera que en la tropósfera, lo que permite distinguir la tropausa en términos de esta variable. La tropopausa se define como el nivel en donde la magnitud de la vorticidad potencial es 1, 1.5 ó 2 UVP [Holton et al., 1995]. En esta trabajo se adopta el valor de -1.5 UVP sugerido en Rondanelli et al., [2002].

Capítulo 3

Monitoreo global y regional de ozono

En este capítulo se presenta el monitoreo de ozono atmosférico a escala global, también las mediciones regionales y de programas especiales, particularmente los desarrollados en nuestro país y que sirven de base para el desarrollo de este trabajo.

3.1. Red de monitoreo VAG

Desde 1989 la Organización Meteorológica Mundial (OMM) estableció el programa de Vigilancia Atmosférica Global (VAG)¹ con el objetivo de proveer datos relevantes sobre la composición química de la atmósfera, características físicas y posibles tendencias, con el fin de comprender en mayor medida el comportamiento de la atmósfera, su interacción con el sistema climático y cuál ha sido la influencia antrópica [OMM, programa VAG, www.wmo.ch]. Existen tres tipos de estaciones dentro de VAG: estaciones globales, regionales y de contribución. La distribución global de estas estaciones se muestran en la figura 3.1.

Las estaciones globales deben estar ubicadas en lugares remotos, donde no se prevean cambios significativos en el uso de suelos durante los próximos 50 años y ser representativas de un bioma terrestre. Deben estar libres de influencias de fuentes regionales de contaminación atmosférica, al menos un 60 % del tiempo. Los fenómenos como incendios forestales, erupciones volcánicas, tormentas de polvo, etc., no deben ser frecuentes. La estación debe poseer instrumentación meteorológica completa (presión, temperatura, viento, humedad relativa, radiación, precipitación) y que

¹ En inglés GAW (Global Atmospheric Watch)

se encuentre cercana a una estación de observación meteorológica de altura a no más de 70 km. De manera ideal, las estaciones debieran incluir mediciones de O_3 (columna total, perfil vertical, superficial), gases invernaderos (CO_2 , $CFCs$, CH_4 , N_2O , vapor de agua), radiación solar, radiación UV, turbidez atmosférica, aerosoles, especies gaseosas reactivas (SO_2 , NO_x , CO), composición química de la precipitación y de las partículas atmosféricas y radionúclidos. En Sudamérica la estación global actualmente operativa es Ushuaia (54.8° S, 68.23° W, 18 m.a.s.l.).

Las estaciones regionales son usualmente representativas de zonas geográficas pequeñas, las cuales son elegidas de tal manera que no estén afectadas por fuentes de contaminación tales como vehículos, combustión industrial o actividad agrícola. Los parámetros medidos varían considerablemente en las estaciones y dependen de las necesidades regionales. No todos los parámetros atmosféricos pueden ser medidos en cada estación VAG. Por ejemplo, un sitio con excesiva contaminación local puede ser conveniente la columna de ozono y radiación solar pero no para las medidas de fondo de los gases de efecto invernadero. Los datos de estas estaciones regionales son típicamente aplicados a usos más locales o regionales como la deposición ácida, transporte de gases traza y aerosoles, además de radiación local UV.

Todo esto se lleva a cabo gracias a la estrecha colaboración entre la OMM y los organismos regionales. Es así como en nuestro país y a cargo de la Dirección Meteorológica de Chile (DMC), desde fines de 1995 se establecieron tres estaciones pertenecientes a esta red regional VAG. En Cerro Tololo (27° S, 109° W, 2200 m.a.s.l.) opera una estación de medición automática de O_3 y variables meteorológicas en superficie (temperatura, viento, humedad, presión, precipitación y radiación). En Valdivia (39.8° S, 73° W, 10 m.a.s.l.) existe una estación que mide radiación ultravioleta (UV) y en Rapanui (27° S, 109° W, 50 m.a.s.l.) se efectúan lanzamientos de ozonosondas midiendo perfiles de O_3 y variables meteorológicas (altura, presión, temperatura, humedad relativa, viento). La figura 3.1 muestra las estaciones regionales pertenecientes a VAG y las que se ubican en nuestro país.

Las estaciones de contribución pertenecen a otras organizaciones o programas internacionales tales como la Red para la Detección de Cambio Estratosférico²(NDSC), Monitoreo Europeo y Programa de Evaluación³(EMEP), la Red de la Línea de Fondo de Radiación en Superficie⁴(BSRN) o el Ozonosondas Adicionales del Hemisferio Sur⁵(SHADOZ) que contribuyen a la base de datos globales de VAG. Con acuerdos

² en inglés, Network for Detection of Stratospheric Change (NDSC)

³ en inglés, European Monitoring and Evaluation Programme (EMEP)

⁴ en inglés, Baseline Surface Radiation Network (BSRN)

⁵ en inglés, Southern Hemisphere ADditional OZonosondes (SHADOZ)

mutuos, estas organizaciones de contribución están bajo el marco de estaciones de VAG. Algunas de estas estaciones tienen afiliaciones duales dentro de VAG, teniendo un estado global o regional [OMM, programa VAG, www.wmo.ch]. Es así que en Octubre de 2005 Rapanui fue integrada al programa SHADOZ.

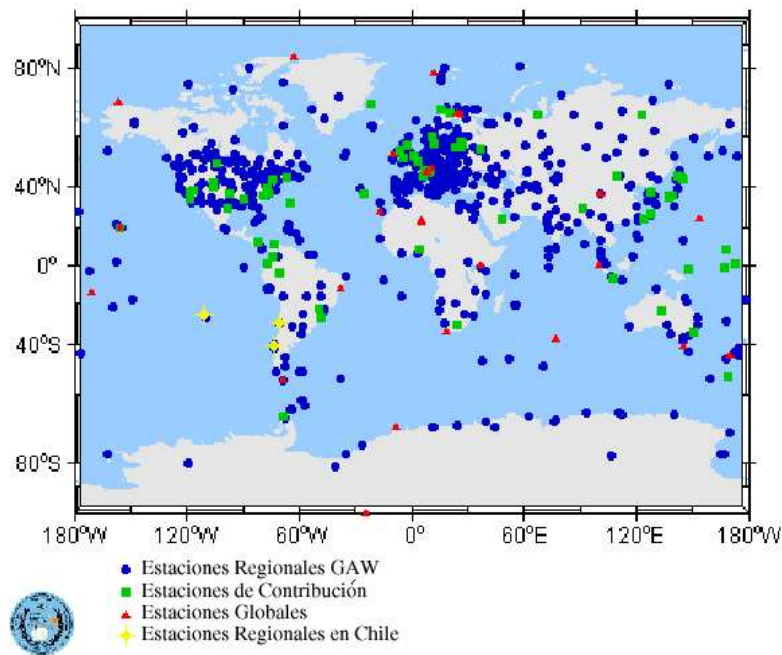


Figura 3.1: Red de estaciones regionales, globales y de contribución de VAG. Adaptada de www.wmo.ch.

3.2. Monitoreo en Chile

3.2.1. Rapanui

A mediados de los años 90, Rapanui fue seleccionada como parte de la red de monitoreo global VAG por su menor contaminación de origen antrópico lo que la hacía ideal para el monitoreo de gases de efecto invernadero [Gallardo et al., 2005]. Es así que desde fines de 1994 se realizan mediciones de perfiles verticales de ozono, a cargo del personal de la Dirección Meteorológica de Chile.

En Rapanui se han usado dos tipos de ozonosondas basadas en el principio descrito por Komhyr (1969), el cual tiene como principio de medición la diferencia potencial entre dos celdas configuradas a diferentes fuerzas de solución de KI (yoduro de potasio) [Komhyr, 1967]. La cantidad de ozono presente, a presión parcial, es proporcional a la corriente inducida según:

$$P_{ozono} = 4,307 \times 10^{-4} \times (I - I_{bg}) \times T(pump) \times t(flow) \times C_{eff} \quad (3.1)$$

donde I es el desarrollo de las reacciones electroquímicas introducidas al sensor que es relativo a un valor de fondo de “libre de ozono”, I_b es medido en el laboratorio antes de ser lanzado el ozonsonda. El primer término a la derecha son las unidades de conversión que se incorporan para el gas y la constante Faraday que da el ozono a presión parcial, la que es reportada en cada archivo de los perfiles. $T(pump)$ es la temperatura de la bomba, $t(flow)$ es el caudal, estos términos medidos en el laboratorio antes del lanzamiento. El factor de corrección C_{eff} es de retardación en la eficiencia de la bomba del ozonsonda debido a las bajas temperaturas encontradas en mayores alturas, siendo más crítico sobre los 25 km [Thompson et al., 2003a].

Los instrumentos usados en Rapanui son el OS815-N desde octubre de 1994 hasta el año 1997, posteriormente se ha usado el sensor de ozono CCE 64B (Celda de Concentración Electroquímica) el cual esta adosado a un radiosonda Microcora Väisälä modelo RS 80-15 GE de sondeo automático, que realiza mediciones de presión, temperatura y humedad relativa. Muchas incertidumbres se presentan al utilizar este tipo de instrumento, tales como la corrección en la eficiencia de la bomba (C_{eff}) y el tiempo de reacción de la solución. La presión determinada por el radiosonda se convierte en incertidumbre con la altitud. También la incerteza de la temperatura es de 0.5° K y la determinación de la humedad se estima confiable hasta los 12 km. La corrección de la eficiencia de la bomba es la fuente mayor de incertidumbre en la totalidad del perfil (10-15 % sobre los 25 km) [Komhyr, 1986; DeBacker et al., 1998]. Una incertidumbre adicional es la fuerza de la solución de KI (yoduro de potasio) si está o no bien protegida [OMM, 1998a, 1998b; Boyd et al., 1998; Johnson et al., 2002].

Diferencias entre técnicas de medición de los ozonosondas no son fáciles de resolver. El Forschung-Zentrum (FZ)-Jülich y la OMM han patrocinado una prueba de comportamiento que se han utilizado para varias comparaciones de sondas en ambiente controlado que simulan la atmósfera [OMM, 1998b; <http://www.fz->

juelich.de/icg/icgii/josie/]. Una prueba se realizó en el año 2000 en la cual utilizaron el instrumento CEE de la NOAA/CMDL probados anteriormente en el programa JOSIE-1996 [OMM, 1998b] (JOSIE = Jülich Ozonesonde Intercomparison Experiment). Los sondas de la NOAA⁶ entregaron valores mayores que los estandar en la estratósfera tropical, no así en la tropósfera tropical. Posteriormente, la preparación de los sondas de la NOAA y los procedimientos de los procesos fueron modificados y los datos de algunas estaciones fueron tratados nuevamente [Thompson et al., 2003a y referencias allí citadas].

3.2.2. Cerro Tololo

La estación de monitoreo en Cerro Tololo también pertenece a VAG donde se realizan mediciones de ozono en superficie y de variables meteorológicas correspondiente a una estación automática convencional. El ozono es medido con el equipo TEI 49-003 [TEI,1994]. El principio de funcionamiento de este sensor de ozono es la atenuación de la luz UV monocromática ($\lambda = 254nm$) debido al ozono contenido en una muestra de aire. A través de la ley de Beer-Lambert se puede estimar la concentración de ozono en la siguiente relación:

$$\frac{I}{I_0} = \exp(-klc) \quad (3.2)$$

donde $k = 308cm^{-1}$ a $0^\circ C$, 1 atmósfera de presión y a 254 nm, l es el largo de la celda en cm, c es la razón de mezcla del ozono en partes por millón en volumen (ppbv).

Análisis de los datos recolectados en esta estación fueron realizados anteriormente por Gallardo et al. [2000], estudiando el ciclo diario y estacional del ozono. La principal conclusión de este trabajo fue que puede ser considerada en la mayor parte de su tiempo, una estación base de la química atmosférica. Estos análisis no encontraron evidencia de producción fotoquímica *in situ*. Los ciclos diarios no superan los 5 ppbv en verano y 2 ppbv en invierno, esto comparado con ciclos de decenas de ppbv encontrados en el hemisferio norte [Logan et al., 1989]. Se encuentra un máximo en primavera el cual es atribuido a procesos de transporte de aire estratosférico relacionado por la mayor intensidad de la subsidencia de la alta subtropical y por la presencia de la corriente en chorro subtropical sobre esta zona [ej. Rondanelli et al., 2002].

⁶NOAA, en castellano, Administración Nacional Oceánica y Atmosférica

En esta estación se constataron cambios bruscos en las concentraciones de O_3 y se asociaron a eventos de intrusión de aire estratosférico por procesos de intercambio entre estratósfera y tropósfera (ITE) asociado con la circulación inducida por vaguadas profundas y bajas segregadas [Rondanelli et al., 2002].

3.2.3. Valdivia

La estación de monitoréo de Valdivia (39.8° S 73° W) pertenece a la red regional de VAG en Chile. Aquí se realizan mediciones de radiación ultravioleta (UV) utilizando un espectralradiómetro de alta resolución que mide radiación global. También se cuenta con un radiómetro de filtros que mide 4 bandas estrechas de radiación UV [Lovengreen et al., 2005]. Trabajos realizados con estos registros (ej., Lovengreen et al., 2000; Lovengreen et al., 2002; Huovinen et al., 2004; Lovengreen et al., 2005) entregan principalmente características del régimen de UV en Valdivia. Un ejemplo es el análisis espectral de la composición de la nubosidad con aumentos y atenuaciones de UV en rangos entre 305 y 380 nm . Los principales resultados muestran que con una gran cobertura nubosa se asocia a aumentos de radiación UV en Valdivia [Lovengreen et al., 2005].

3.2.4. Campañas de monitoreo

Entre el 09 al 13 de Noviembre de 2003, se realizó en Rapanui una campaña intensa de lanzamientos de ozonosondas. Esto se hizo bajo el marco del proyecto “Procesos de intercambio entre estratósfera y tropósfera y el balance en el ozono del subtrópico del Hemisferio Sur: Un estudio integrado a multi-escala basado en el Cerro Tololo (30° S, 70° O, 2200 m.a.s.l.)” (FONDECYT N° 1030809). En la campaña se realizaron un total de 9 lanzamientos, la mayoría alcanzando más de 30 km de altura (tabla 3.1). También se realizó una campaña en Noviembre de 2004 en Cerro Tololo, cuyos datos no son incluidos en este trabajo.

Vuelos	Fecha	Hora UTC	Tiempo de Resolución (s)	Altura máxima (m)
1	09-11	16:00	10	32548
2	10-11	00:00	10	33180
3	10-11	06:00	10	31249
4	10-11	18:00	10	33313
5	11-11	00:00	10	33116
6	11-11	06:00	10	35061
7	12-11	00:00	10	33921
8	12-11	15:00	10	33461
9	13-11	18:00	10	26615

Cuadro 3.1: Fecha de ozonosondas lanzados en Rapanui, campaña Noviembre de 2003. La hora local corresponde a la hora UTC - 5 [Cortesía de Juan Quintana]

Capítulo 4

Metodología y datos

Ya conocida la importancia del ozono y la forma de identificar algunos procesos importantes en el balance de este gas en la atmósfera, se presenta una descripción de los datos usados en este estudio, las herramientas estadísticas y de modelación atmosférica regional usadas para representar estos fenómenos (ej. ITE). Se explica en detalle cuáles son los pasos y criterios usados para la selección de eventos, el tratamiento estadístico y las simulaciones realizadas en los casos y eventos relevantes.

4.1. Datos de ozonosondas en Rapanui

Para los fines de este estudio se consideran registros desde Agosto de 1994 a Octubre de 2004 con información del perfil de ozono y variables meteorológicas tales como presión, altura, humedad relativa, temperatura y en algunos casos viento. Se disponen de 109 casos en los cuales el perfil contiene información hasta aproximadamente los 35 km. La mayoría de las observaciones se encuentran entre los años 1996 y 1997. En los años 2000 y 2002 no hay observaciones disponibles con las características antes mencionadas, esto debido a que los lanzamientos dejaron de realizarse regularmente por restricciones presupuestarias. Se debe considerar que los registros del año 1994 corresponden a mediciones pertenecientes a la NASA en esta región, desde el año 1995 son pertenecientes a VAG.

De los 109 casos disponibles, en este estudio se seleccionaron 95, los cuales debían cumplir la serie completa de ozono entre los 5.000 m a 20.000 m (sección 4.3). Los análisis posteriores se basaron en este conjunto de datos.

De los datos seleccionados (95 casos), la mayoría de las mediciones se concentraron en los meses de Marzo-Abril-Mayo (MAM) con 30 sondeos, 25 sondeos en

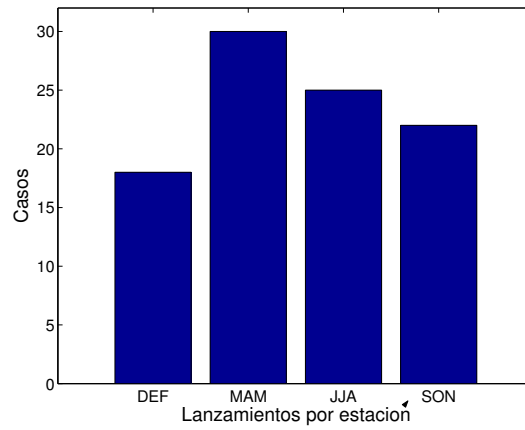


Figura 4.1: Distribución estacional de los ozonsondeos entre 1994 y 2004, 95 ozonsondeos.

Junio-Julio-Agosto (JJA), 22 sondeos en Septiembre-Octubre-Noviembre (SON) y 18 en Diciembre-Enero-Febrero (DEF) (fig 4.1).

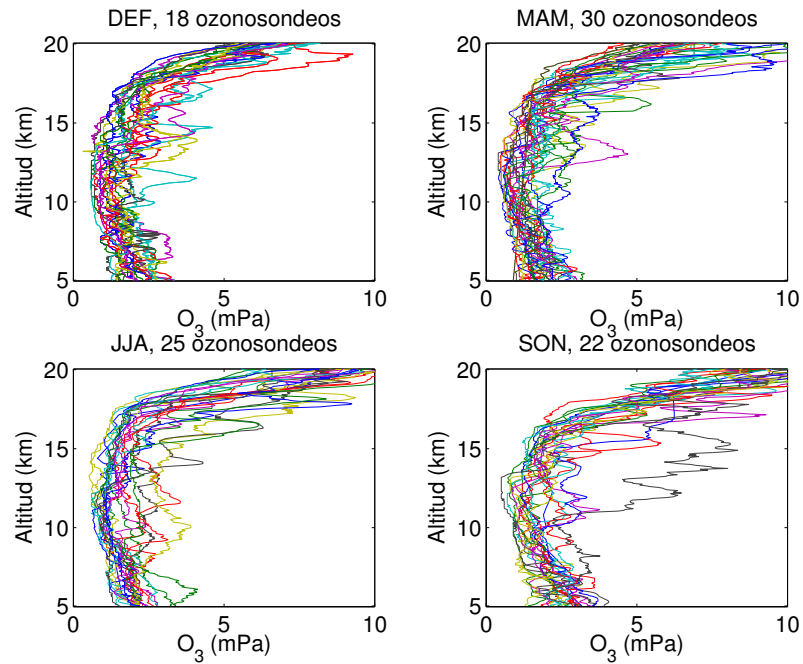


Figura 4.2: Perfiles de ozonsondeos por estación.

Los perfiles de temperatura registrados en los ozonosondeos seleccionados son consistentes con los registros de sondeos convencionales (fig 4.2) sobre un periodo de 14 años (1989-2002). El promedio estacional de los registros de temperatura obtenida por los ozonosondas son muy similares a los registros climatológicos y se encuentran dentro del rango de variabilidad. No se identifican valores que escapen del promedio climatológico estacional. Esto sugiere que los datos registrados en los ozonosondeos son representativos en un sentido climatológico. Por lo tanto, dan confiabilidad a los registros de ozono en Rapanui.

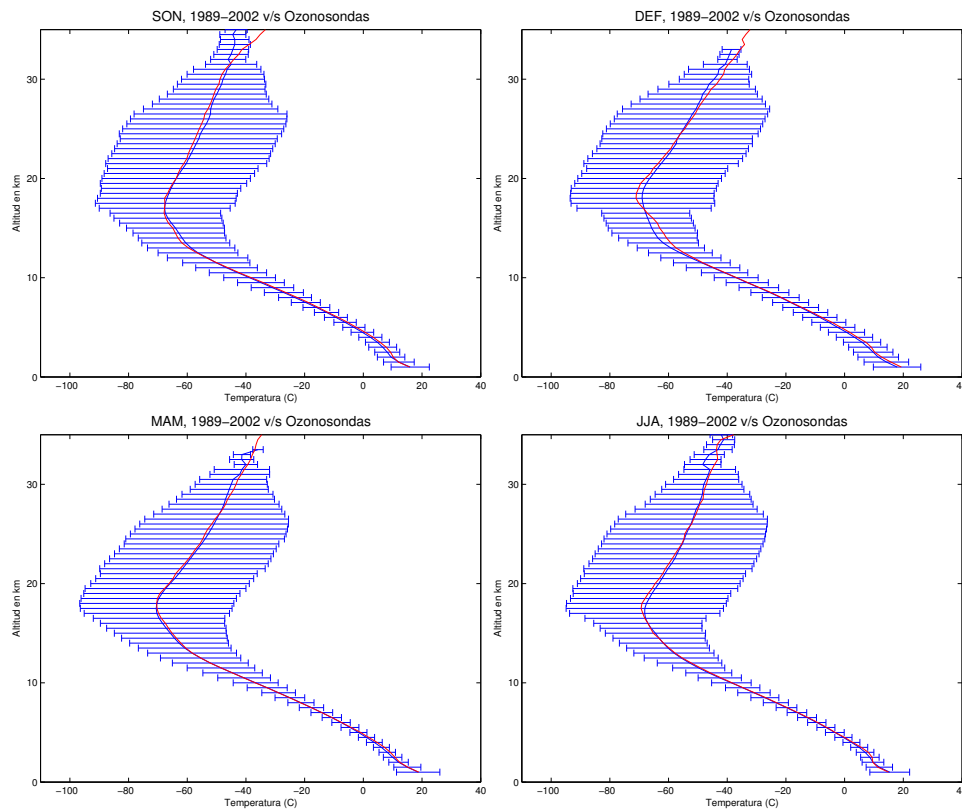


Figura 4.3: Las figuras representan los promedios estacionales del perfil de temperatura, en azul el período climatológico (1989-2002) de sondas convencionales, las líneas horizontales representan la desviación estandar. En rojo, el promedio estacional de los ozonosondeos seleccionados (1994-2004).

La distribución estacional de ozono muestra un aumento relativo en las concentraciones en la tropósfera, siendo más marcado en la tropósfera alta y estratósfera baja (11 a 13 km) en el período de primavera (fig 4.3), esto se atribuye a la presencia

de la corriente en chorro subtropical presente en esta zona de Rapanui, la cual se intensifica en el periodo de invierno y primavera [Gallardo et al., 2005]. No obstante, cabe recordar que Fischman et al. [2003] han sugerido el impacto de la quema de biomasa en los subtrópicos del hemisferio sur.

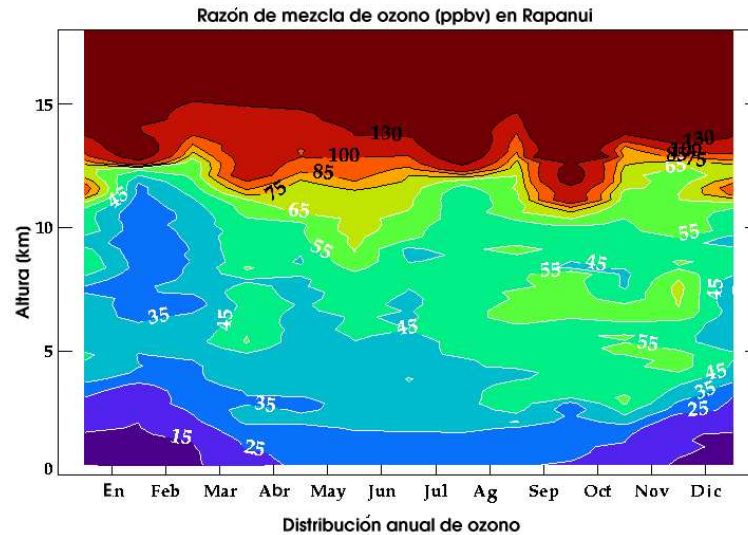


Figura 4.4: Distribución estacional de ozono de las mediciones en Rapanui, 109 ozonosondeos. Gentileza de Anne Thompson.

4.2. Métodos estadísticos aplicados a los perfiles de ozono

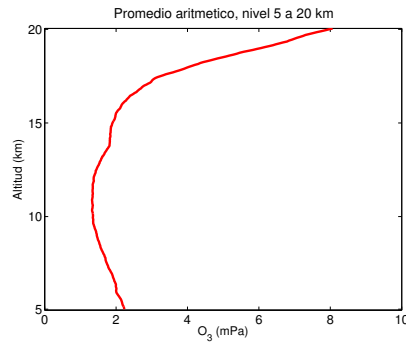
Para analizar los perfiles de ozono se consideran distintos métodos estadísticos:

1. El promedio aritmético (PA) de los datos nos da a conocer un perfil típico el cual representa de manera generalizada la distribución vertical de ozono (fig. 4.4a). Esta medida de tendencia central es la utilizada de forma común, ya que dentro de su estimación contiene toda la muestra de datos. Pero puede tener poca representatividad si existen datos extremos que se escapan del resto de la serie. Como la variabilidad de estos datos no exceden los 2 mPa del promedio, se tiene que en este caso el promedio aritmético (PA) es un buen valor central.
2. El análisis de componentes principales (ACP) consiste en reducir la dimensión de un conjunto p de variables a un conjunto m de menor número de variables para mejorar la interpretabilidad de los datos. Por lo que estas nuevas variables o componentes principales determinan lo esencial de las variables originales,

son una combinación lineal de ellas. Aplicando esta técnica a los ozonosondas seleccionados se encontró que la primera componente principal explica un 95 % de la varianza en los perfiles de ozono, esto nos muestra un perfil típico o climatológico de los registros de ozono (fig 4.4b), que además es muy similar al promedio aritmético.

3. Finalmente se aplicó el método de análisis de conglomerados (AC) o agrupamiento, el cual entrega distintos grupos de perfiles comunes entre sí y diferentes del resto de los grupos. En este trabajo se elige esta modalidad pues el análisis de agrupamiento permite asociar procesos atmosféricos a la distribución de ozono mostrada en los perfiles de cada grupo [Diab et al., 2003].

a)



b)

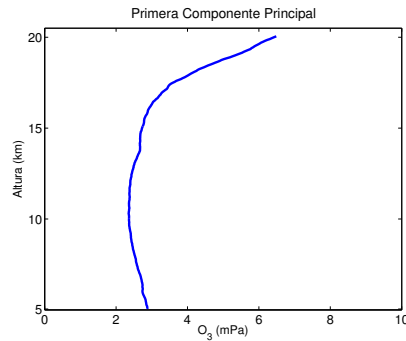


Figura 4.5: Perfil promedio de los ozonosondas seleccionados en Rapanui (a) y la primera componente principal (b) explica el 95 % de la varianza. Total 95 ozonosondeos.

4.3. Agrupamiento de perfiles de ozono

Para este estudio se eligió la capa entre los 5.000 m a 20.000, tropósfera media y alta, ya que en este estrato se observa de manera óptima cuáles son los patrones sinópticos y dinámicos [Holton, 1990] que pueden caracterizar estos perfiles de ozono. Buscando identificar los procesos que dan las características a estos perfiles se realizó un análisis de conglomerados para esta capa (Quintana, conversación personal).

Se trabajó con la matriz de correlaciones de las primeras cinco componentes principales como medida de cuantificar la varianza interna entre los grupos y la varianza externa entre ellos. La cantidad de grupos que representaban de mejor manera los perfiles fueron cuatro, donde el cociente entre la varianza externa e interna de los grupos se hizo mínimo. El perfil que muestra el grupo 1 (G1) (fig 4.5) es el caso más frecuente, que se interpreta como el climatológico, para el grupo 2 (G2) y el grupo 3 (G3) son casos intermedios entre G1 y G4. El G4 es el caso menos frecuente, donde muestra mayor variabilidad y valores mayores en el perfil en comparación con los otros grupos [Gallardo et al., 2005].

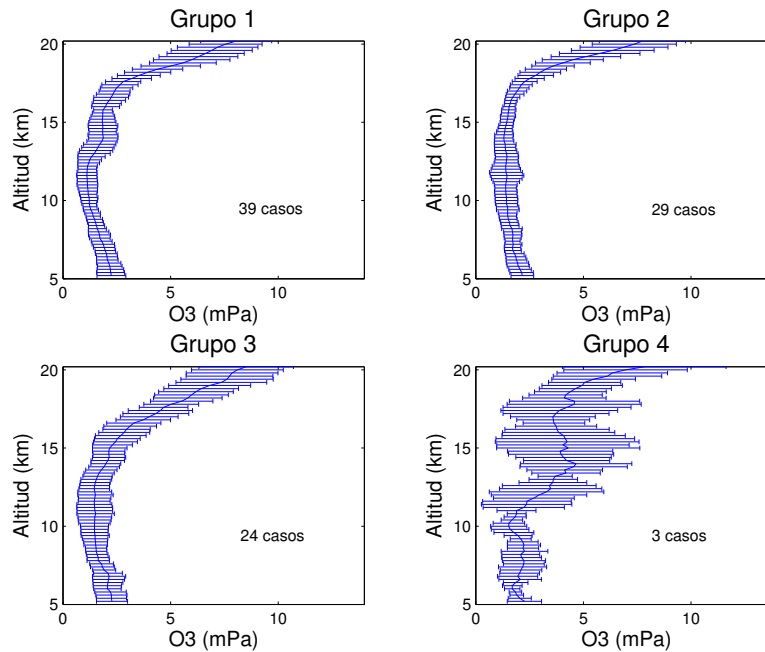


Figure 4.6: Perfiles promedios de los 4 grupos encontrados mediante el análisis de conglomerados. Las líneas horizontales representan la variabilidad de cada perfil definidas por una desviación estándar.

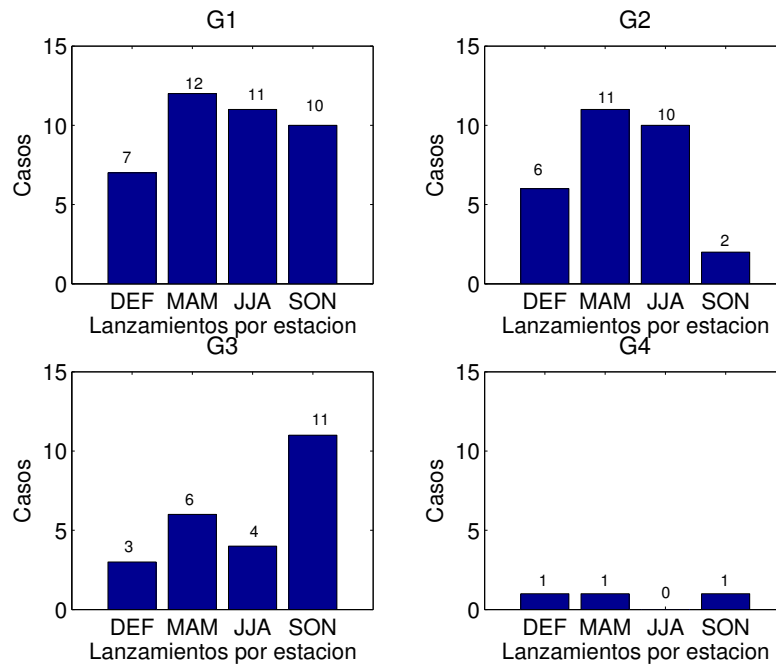


Figure 4.7: Distribución estacional de las mediciones en cada grupo.

4.4. Campos compuestos

Los grupos encontrados muestran diferencias en la distribución de ozono. Para analizar cuál es el patrón sinóptico promedio para estos casos se crearon campos compuestos de variables meteorológicas (viento zonal (u), viento meridional (v), temperatura, presión, humedad relativa, entre otros) en las fechas de lanzamientos de ozonosondas de cada grupo. El análisis de compuestos son promedios de campos meteorológicos de una variable determinada que representan situaciones similares, en este caso perfiles de ozono, que muestran temporal y espacialmente un patrón sinóptico para estas situaciones. Para generar estos campos compuestos se utilizaron datos de reanálisis explicados a continuación.

4.4.1. Campos de reanálisis

El Centro Nacional de Predicción Ambiental (en inglés National Center for Environmental Prediction (NCEP)) y el Centro Nacional de Investigación Científica (en inglés National Center of Atmospheric Research (NCAR)) trabajan en conjunto utilizando modelos numéricos para contribuir en la investigación del clima [Kalnay

et al., 1996], bajo el alero del Centro de Diagnóstico Climático (en inglés, Climate Diagnostic Center (CDC)) de la NOAA (en Castellano, Administración Nacional Oceanica y Atmosférica). Utilizando estos modelos e integrando la mayor cantidad de observaciones de datos operacionales en tierra, barcos, radiosondas, vuelos, satélites, entre otros, además de efectuar controles de calidad y técnicas de asimilación, se generan los datos de reanálisis. Estos datos poseen una mayor confiabilidad y más aún en los últimos años, ya que la cantidad de observaciones han aumentado, sobre todo en el Hemisferio Sur. Estos datos poseen distintas variables en varios niveles de altura, son temporalmente continuos y representan la mejor estimación de las condiciones atmosféricas en un instante en el globo.

Los datos de reanálisis del NCEP/NCAR estan en formato netCDF¹ descargados desde la página oficial. Estos fueron utilizados para crear condiciones de borde para un modelo de mesoescala y hacer simulaciones regionales, con el objetivo de analizar las condiciones sinópticas de los casos seleccionados de ozono. Estos datos están separados por variables y por año, con una frecuencia de 6 horas diarias comenzando a las 00Z. El conjunto de datos se separa en archivos de superficie y en archivos de tres dimensiones, estos en 17 niveles desde 1000 hPa hasta 10 hPa y para este caso desde el año 1994 al 2004 (tabla 4.2). La resolución horizontal de los datos son de aproximadamente 210 km, cubriendo todo el globo.

¹ Network Common Data Form, es una interfaz para el acceso de datos orientado en un arreglo y una librería que proporciona la ejecución de la interfaz, <http://www.cdc.noaa.gov/PublicData/whatsnetCDF.html>

Variable	Archivo	Nivel
Temperatura del Aire	air.sig995	superficie
Presión	pres.sfc	superficie
Humedad Relativa	rhum.sig995	superficie
Presión a Nivel del Mar	slp	superficie
Viento Componente U	uwnd.sig995	superficie
Viento Componente V	vwnd.sig995	superficie
Altura Geopotencial	hgt.sfc	superficie
Máscara Tierra-Mar	land	superficie
Temperatura del Aire	air	1000-10 hPa
Altura Geopotencial	hgt	1000-10 hPa
Humedad Específica	shum	1000-300 hPa
Viento Componente U	uwnd	1000-10 hPa
Viento Componente V	vwnd	1000-10 hPa

Cuadro 4.1: Variables descargadas de NCAR/NCEP Reanalysis Project (<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/reanalysis.shtml>).

4.4.2. Compuestos

El criterio que se usó para crear estos compuestos consistió en seleccionar el día de lanzamiento del ozonsonda menos 5 días y el día de lanzamiento hasta las 00Z de el día siguiente.

evento(1): día-5(1) - día-4(1) - ... día 0(1) - día+1(1)

⋮ ⋮

evento(n): día-5(n) - día-4(n) - ... día 0(n) - día+1(n)

Finalmente el campo compuesto (G^*) queda de la forma:

$$G^* = \sum_{k=1}^{k=n} \text{día-5}(k) - \dots \sum_{k=1}^{k=n} \text{día 0}(k) - \sum_{k=1}^{k=n} \text{día + 1}(k)$$

Donde (G^*) corresponde al compuesto del grupo.

Por lo tanto, se crearon campos compuestos para los grupos G1, G2, G3 y G4. Como el G4 posee menor cantidad de eventos (3 casos), se contruyeron campos para

cada caso del grupo, utilizando el mismo criterio anterior. Estos eventos particulares son los que presentan mayor variabilidad y se analizaron por separado.

Finalmente fueron usados como condiciones de borde (CB) para realizar simulaciones regionales con un modelo de mesoescala.

4.5. Simulaciones regionales

Para analizar los patrones sinópticos, dinámicos y el cálculo de trayectorias de los grupos de ozonosondas seleccionados y los eventos relevantes, es necesario generar campos meteorológicos regionales y de mayor resolución.

Para las simulaciones se usó el Pennsylvania State University (en Castellano, Universidad Estatal de Pennsylvania) - National Center of Atmospheric Research (en Castellano, Centro Nacional de Investigación Atmosférica) Meso-scale Model (MM5) en su quinta generación. La variedad de opciones físicas y de parametrizaciones de los distintos procesos de la atmósfera que éste ofrece, lo transforman en una muy buena herramienta para estos casos de estudio, siendo utilizado con éxito para simular fenómenos a mesoescala en Sud América, en distintas escalas espaciales y temporales [ej. Garreaud, 1999]. De manera detallada sobre las aproximaciones y tratamiento numérico de las ecuaciones usadas se encuentran en Grell et al., [1995].

El modelo resuelve numéricamente las ecuaciones primitivas del movimiento de la atmósfera (ecuaciones de conservación de momentum, masa y energía) en su esquema no hidrostático, esto quiere decir que los movimientos verticales tienen magnitud similar a los movimientos horizontales. Esto facilita representar fenómenos en resoluciones de pocos kilómetros.

Las principales características de este modelo se pueden resumir en la capacidad de crear multidominios con grillas de resoluciones menores a 10 km, es dinámicamente no-hidrostático además de una variedad de opciones y flexibilidad respecto de las parametrizaciones de los procesos físicos más importantes. También tiene la facilidad de ser montado en computadores personales (PC). El código fuente de este modelo es libre, por lo que se puede descargar desde su página principal² y, como parte de este trabajo, fue instalado en el Centro de Modelamiento Matemático (CMM) de la Universidad de Chile para los fines de este trabajo. Los detalles de la configuración del modelo se encuentran en el anexo 7.1.

²www.mmm.ucar.edu/mm5

4.6. Cálculo de trayectorias

Las trayectorias fueron calculadas utilizando el método tradicional de cálculo Lagrangeano, es decir, que sigue una parcela de aire describiendo su ruta en tres dimensiones [Stohl, 1998]. Para este caso se calcularon trayectorias isentrópicas (siguiendo una parcela de aire a una cierta temperatura potencial) 5 días atrás en el tiempo y para 3 niveles de altura, 6km, 12km y 15km. Esto con el fin de encontrar un patrón de flujo predominante en las situaciones modeladas de campos compuestos y determinar cuáles son las masas de aire que afectan a Rapanui en estos casos.

Para calcular las trayectorias se utilizó la herramienta de visualización RIP (Read Interpolate Plot) para las simulaciones del modelo MM5, que entre sus opciones trae el cálculo de trayectorias (http://www.mmm.ucar.edu/mm5/documents/ripug_V4.html).

Capítulo 5

Resultados

Este capítulo muestra los resultados obtenidos por las simulaciones regionales para los casos compuestos. El $G1$ representa el perfil más común o más recurrente, con 39 de 95 eventos. También se discute un evento de aumento de ozono del grupo $G4$ y de las campañas de Noviembre de 2003. Los grupos $G2$ y $G3$ son discutidos de manera tangencial ya que estos casos representan situaciones intermedias entre los grupos $G1$ y $G4$.

Cada caso en particular se analizará usando el mismo método. Primero se describe el análisis de trayectorias de manera de identificar el origen de las masas de aire que arriban a Rapanui. También se observarán las condiciones sinópticas mediante el análisis de campos en 500 hPa para identificar el régimen que caracteriza los perfiles de ozono y con mayor interés la presencia de vaguadas y bajas segregadas. Se analizarán también campos en 250 hPa con el fin de identificar el posicionamiento de la corriente en chorro subtropical y su importancia en los procesos de ITE sobre Rapanui. Para identificar el rompimiento de la tropopausa e intrusiones de aire estratosférico en procesos de ITE sobre Rapanui, se analizará la vorticidad potencial (VP) y la humedad específica pues ambas son indicadores de aire estratosférico [Holton et al., 1995].

5.1. Caso $G1$

El caso $G1$ representa a los perfiles típicos de ozono encontrados en Rapanui, dado que contiene la mayor cantidad de casos comunes entre sí (39 de 95). Este grupo se puede interpretar como climatológico en el sentido de más recurrente o típico. Este perfil es muy similar al promedio (fig 5.1), sólo se diferencia en una disminución entre

los 9 a 13 km aproximadamente del orden de 0.1 mPa. Similarmente sucede entre los 15 y 17 km aproximadamente.

El perfil describe una disminución con la altura en la concentración de ozono (menores a 2 mPa) un aumento relativo en los 14 km (2 mPa aproximadamente) y luego se mantiene hasta los 16 km donde aumenta en la estratósfera baja y media (hasta 8 mPa en 20 km).

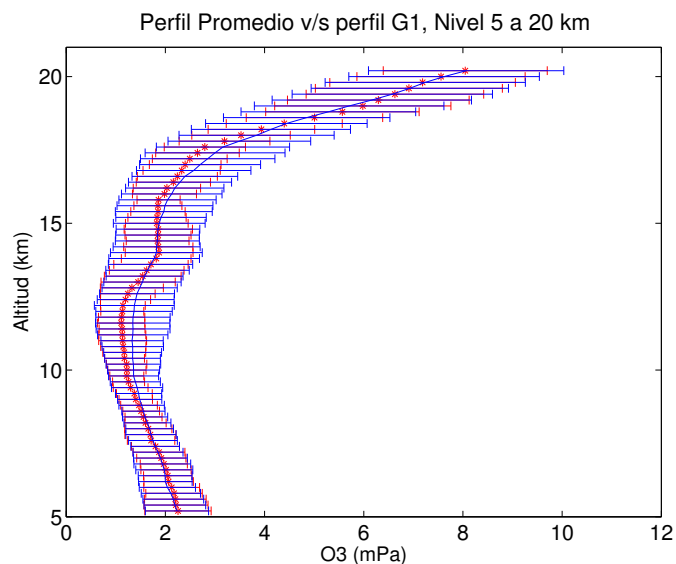


Figura 5.1: Comparación entre perfil promedio de todas las mediciones (azul) y perfil del G1 (rojo). Las líneas horizontales representan la desviación estándar de cada perfil.

5.1.1. Análisis de trayectorias

Las trayectorias fueron calculadas en 6, 12 y 15 km, siendo estos niveles representativos de la tropósfera media y alta dentro del rango (5 a 20 km) que se eligió para analizar los ozonosondeos. La trayectoria de 6 km es representativa de la tropósfera media, la trayectoria de 12 km representa la tropósfera intermedia entre la media y alta tropósfera. La trayectoria de 15 km representa la tropósfera alta aproximadamente en el nivel de la tropopausa térmica.

Las trayectorias calculadas en 6 km (fig. 5.2) muestran un flujo desde el Oeste, flujo predominante y esperado en esta latitud según la circulación general de la atmósfera [Fuenzalida et al., 2005]. La parcela viaja descendiendo en aproximadamente 1 km (fig. 5.3), recorriendo unos 6.800 km desde cerca de Nueva Zelanda hasta Ra-

panui.

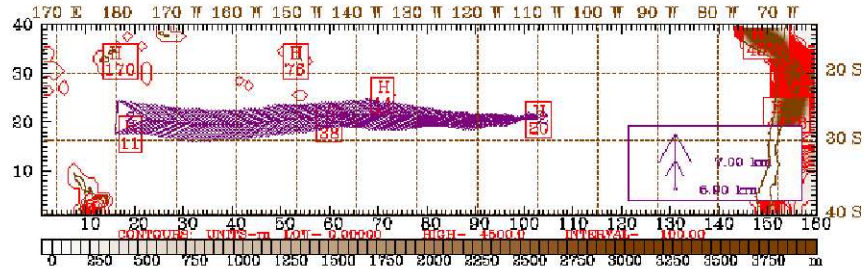


Figura 5.2: Trayectoria de 5 días atrás arribando a Rapanui en el nivel de 6 km de altura. Caso compuesto $G1$

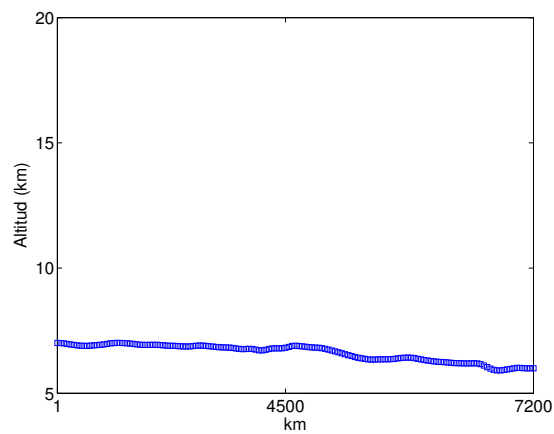


Figura 5.3: Altura recorrida por la parcela en la trayectoria de 6 km.

Para el caso de las trayectorias en 12 km (fig 5.4), aproximadamente por sobre la tropopausa la circulación es predominante desde el Oeste, muy similar en los niveles medios (fig 5.2). La parcela recorre por sobre una altura de 12.5 km hasta los 12 km sobre Rapanui (fig 5.5).

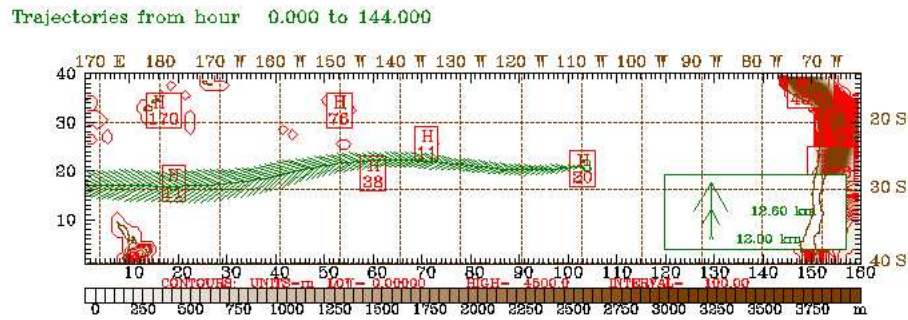


Figura 5.4: Trayectoria de 5 días atrás en el tiempo arribando a Rapanui. Nivel de 12 km.

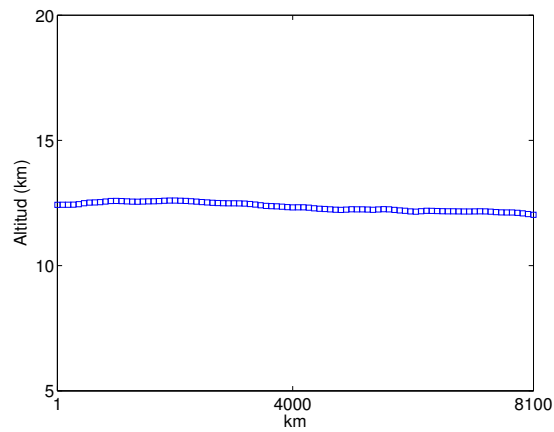


Figura 5.5: Altura recorrida por la parcela en la trayectoria de 12 km.

La trayectoria en 15 km (fig 5.6) muestra claramente una dirección desde el Oeste, similar a la trayectoria en 12 km (fig 5.4). La altura recorrida por la parcela va desde poco más de los 16 km hasta los 15 km sobre Rapanui (fig 5.7).

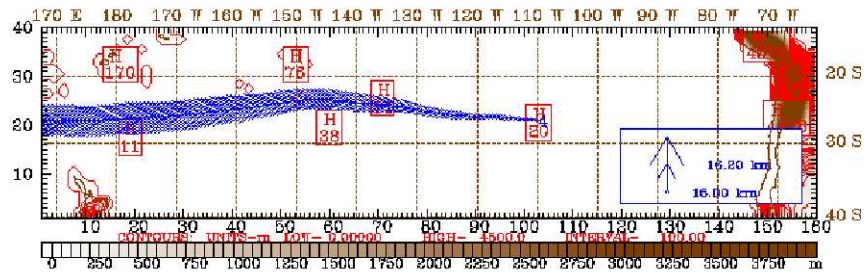


Figura 5.6: Trayectoria de 5 días atrás en el tiempo arribando a Rapanui. Nivel de 15 km.

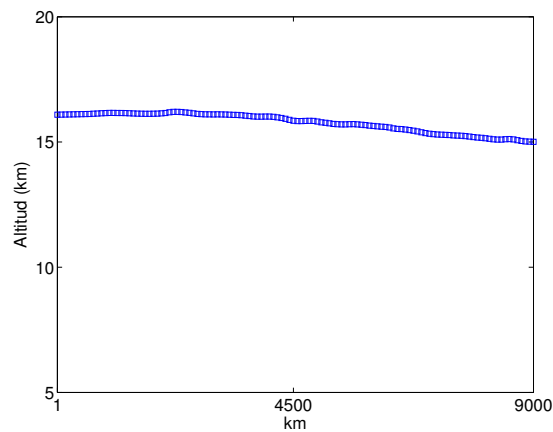


Figura 5.7: Altura recorrida por la parcela en la trayectoria de 15 km.

En síntesis el flujo es similar en todos los niveles: Las masas de aire que arriban a Rapanui tienen un patrón de flujo desde el Oeste. En los niveles superiores tienen un recorrido fuera del dominio, más allá de Nueva Zelanda. Las trayectorias de niveles superiores poseen una curvatura con tendencia a una dorsal en el lado Oeste y una vaguada en el lado Este. Para describir este comportamiento se analizan campos de vorticidad y altura geopotencial en el nivel de 500 hPa, como también el viento máximo en 250 hPa. Esto nos muestra las condiciones sinópticas predominantes en estos períodos.

5.1.2. Condiciones sinópticas del compuesto $G1$

5.1.2.1. Campo 500 hPa

El campo de 500 hPa (fig 5.8) muestra una tendencia de dorsal no profunda sobre Rapanui, la cual permanece a través del tiempo. La vorticidad relativa es positiva (amarillo) con el eje de dorsal sobre Rapanui desde las 12Z tres días atrás, intensificandose hacia el final del período. Esto muestra una señal de que el flujo en este nivel tiene una influencia de alta presión como configuración sinóptica, esperandose una condición similar en los eventos del compuesto.

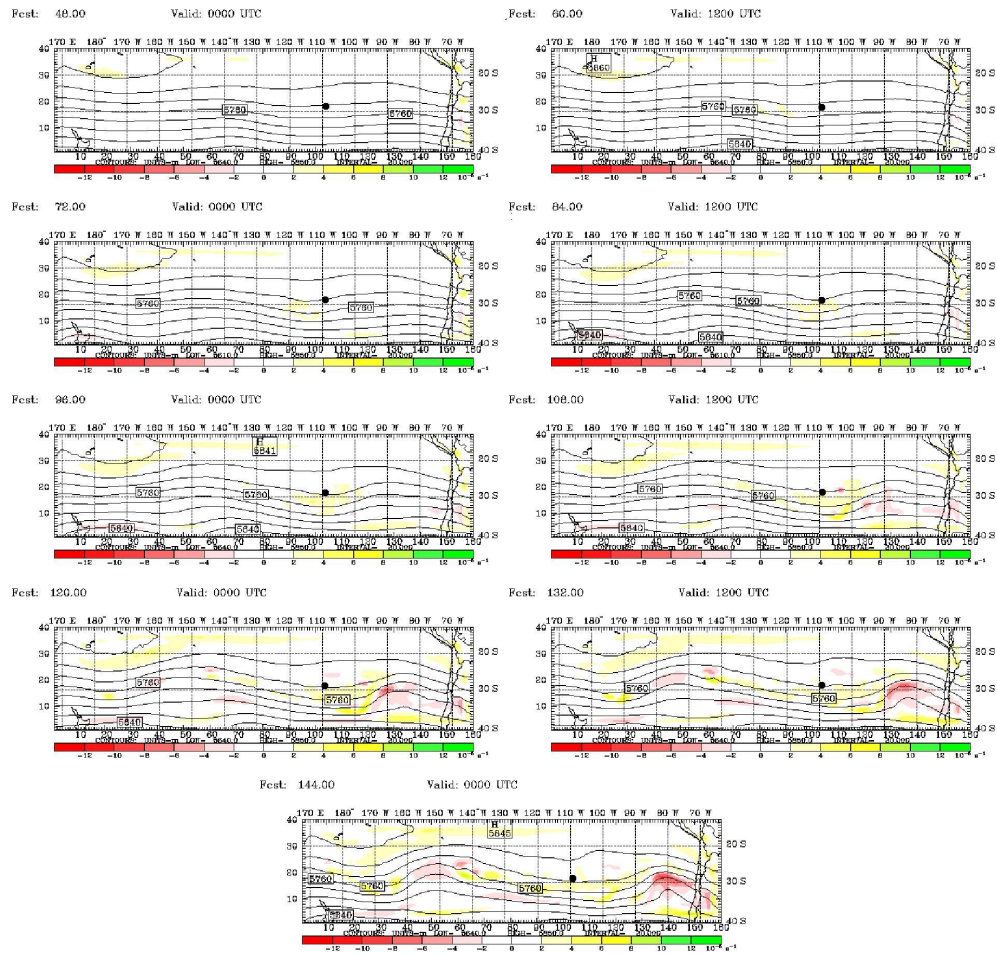


Figura 5.8: Campo de 500 HPa. Las figuras son una secuencia cada 12 horas desde cuatro días antes del lanzamiento hasta las 00Z del día posterior. Las líneas negras indican la altura geopotencial, los contornos sombreados indican la vorticidad relativa. La ubicación de Rapanui se identifica con un punto.

5.1.2.2. Viento máximo en 250 hPa

La componente zonal (u) del viento en el campo de 250 hPa (fig 5.9) muestra un máximo que se identifica como el chorro subtropical. Sobre Rapanui no se aprecia viento máximo. La presencia del chorro es muy débil, casi nula los días anteriores a los mostrados en la figura por este motivo no se consideraron. En este nivel el chorro pasa por los 20° Norte por sobre Rapanui describiendo una onda a gran escala, la que no tiene influencia directa sobre Rapanui. El chorro subtropical de forma climatológica en el Pacífico Sur tiene un máximo en aproximadamente los 130° W, pero esta condición no es captada en estos campos compuestos.

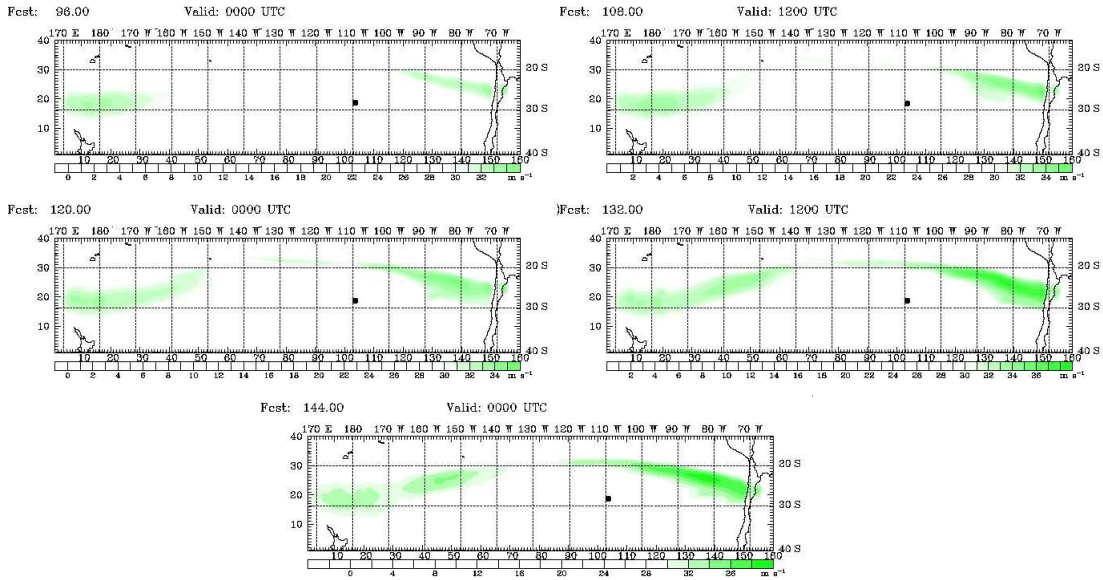


Figura 5.9: Componente zonal u del viento en el campo de 250 hPa correspondiente al compuesto $G1$. Las figuras son una secuencia de 12 horas desde 1 día antes del lanzamiento hasta las 00z del día posterior. Los contornos sombreados corresponden al viento máximo. La ubicación de Rapanui se representa con un punto.

5.1.2.3. Vorticidad potencial (VP) y humedad específica (q)

La figura 5.11 muestra el corte vertical en la latitud de Rapanui. La vorticidad potencial (VP) no muestra variaciones significativas de la superficie donde se identifica la tropopausa con valores entre -1 y -1.5 UVP. Estas superficies se mantienen entre los 11 y 10 km de altura y el día de la medición se encuentra en una altura alrededor de 11 km. La humedad específica (q) no se manifiesta con valores secos

(<0.01 g/kg) bajo los 8 km. No se distinguen procesos de escala sinóptica e ITE sobre Rapanui. Por otro lado la tropopausa térmica promedio en Rapanui tiene una altura alrededor de 14 km aproximadamente (fig 5.10).

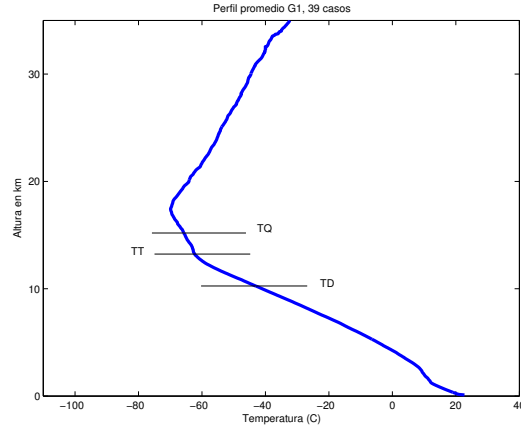


Figura 5.10: Perfil térmico promedio del compuesto $G1$, 39 mediciones. Se identifican las tres tropopausas según los criterios discutidos en este trabajo: térmica TT ($2^{\circ}Kkm^{-1}$), dinámica TD (-1.5 UVP) y química TQ (100 ppbv).

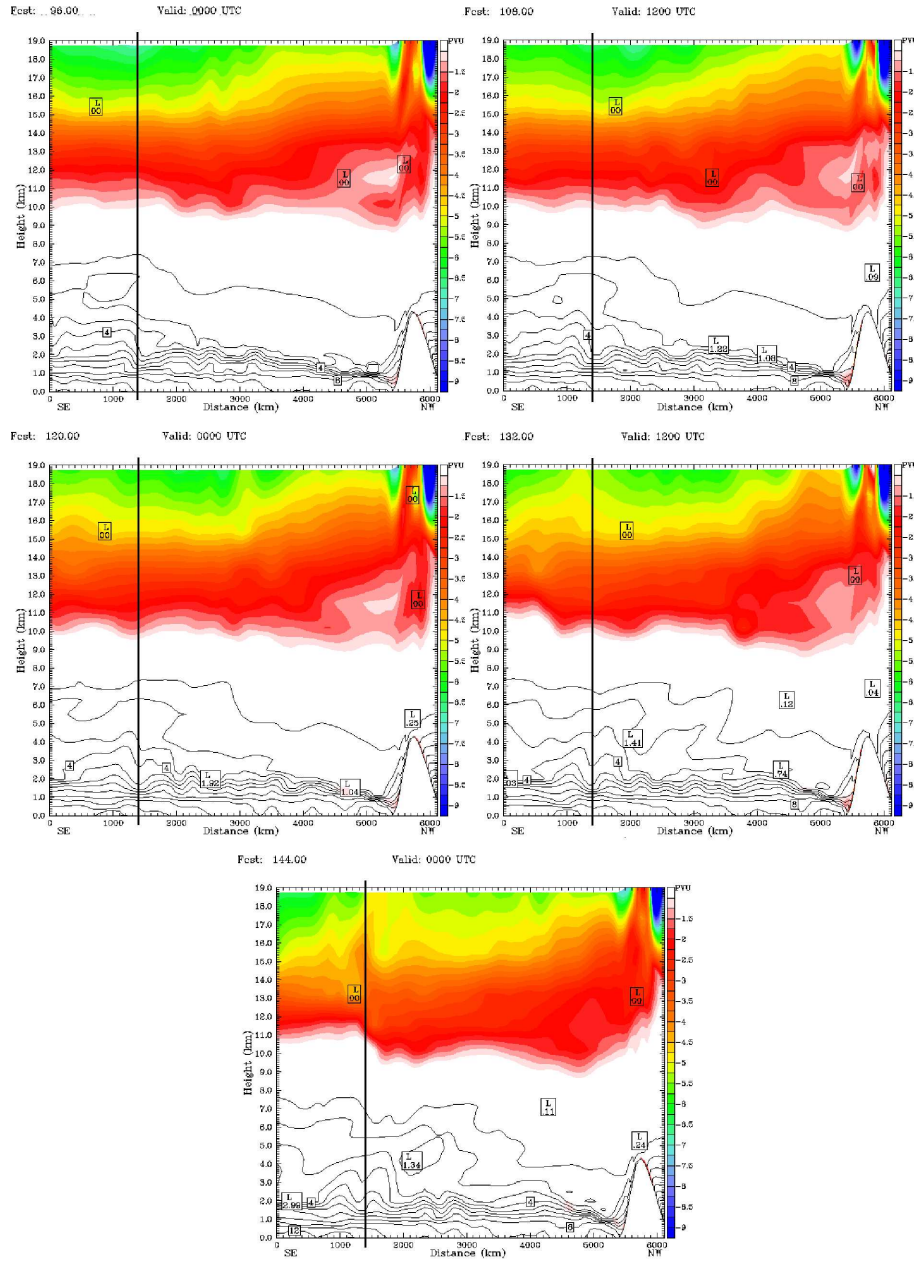


Figura 5.11: Corte vertical sobre Rapanui en el caso compuesto $G1$. Los contornos sombreados corresponden a la vorticidad potencial (VP). Las líneas negras a la humedad específica (q). Las imágenes tienen una secuencia de un día antes del lanzamiento, cada 12 horas. La recta vertical indica la posición de Rapanui en la figura.

En resumen las condiciones dominantes en este grupo corresponde a una condición de alta presión en niveles medios (500 hPa) con flujo zonal sobre Rapanui y con vaguadas desarrollándose en el Este y Oeste de la Isla (fig. 5.8). Esta condición sugiere que la mayoría de los casos en que se realizaron mediciones para este grupo se efectuaron en estas condiciones lo que implica estabilidad atmosférica lo que justifica la forma del perfil con poca variabilidad en la tropósfera media y alta (fig. 5.1). Por otro lado el viento máximo en 250 hPa no se presenta como un factor predominante en estos casos. Las trayectorias muestran que el aire viene desde el Oeste sin influencia de niveles superiores y de una latitud muy similar a Rapanui no sobrepasando los 30°S. La VP muestra la tropopausa entre los 10 y 11 km sin variaciones significativas y tampoco eventos de ITE sobre Rapanui pero sí hay variaciones en la tropopausa hacia el Oeste de la isla en conexión con vaguadas en desarrollo. La altura de la tropopausa térmica del compuesto el día de la medición (fig 5.12), tiene una altura mayor (3 km aproximadamente) a la tropopausa medida con VP.

5.2. Evento de ITE (05-10-96)

Del grupo 4 (G4), se seleccionó un caso en el cual mostraba una mayor concentración de ozono en todo el perfil (fig. 5.12) comparado con el climatológico y las otras mediciones. El perfil muestra un aumento relativo prácticamente en todos los niveles (alrededor de 3 mPa), se destaca entre los 10.5 km hasta 17.5 km un aumento significativo con cuatro máximos, uno en 12 km (6.5 mPa), otro en 14 km (8 mPa aproximadamente), 15.5 km (>8 mPa y <9 mPa) y 17.5 km (9 mPa). En los 6 km se destaca un mínimo relativo con respecto al climatológico (<2 mPa).

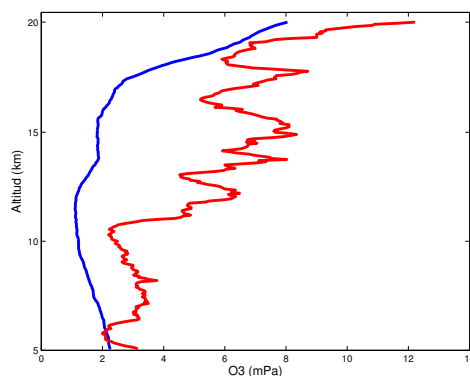


Figura 5.12: Perfil promedio G1 (azul), perfil caso 05-10-96 (rojo)

5.2.1. Análisis de trayectorias

La trayectoria en 6 km (fig. 5.13) muestra una dirección desde el sur bajando alrededor de 3 km desde recorriendo una altura por sobre los 3 km (fig. 5.14). Este descenso es mayor comparado con las otras trayectorias calculadas en este mismo nivel (ej. G1 y campañas Noviembre de 2003). Por la dirección y el descenso de esta trayectoria, se atribuye a una baja segregada, la cual será corroborada mediante el análisis sinóptico (sección 5.2.2).

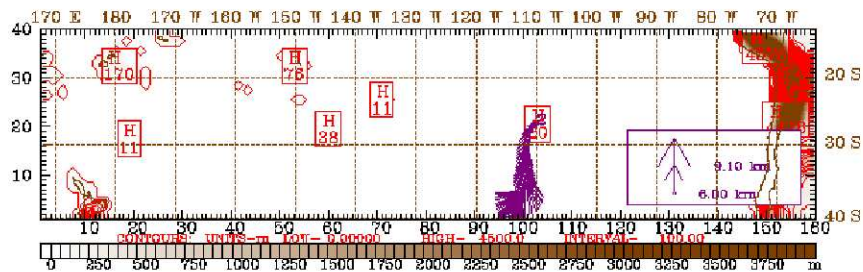


Figura 5.13: Trayectoria de 5 días atrás arribando a Rapanui en el nivel de 6 km de altura. Evento ocurrido 05-10-96.

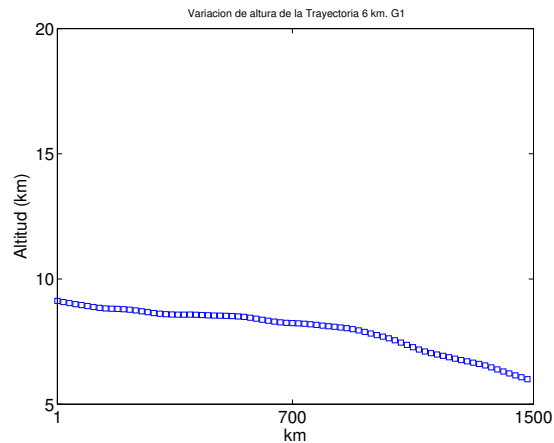


Figura 5.14: Altura recorrida por la trayectoria de 6 km. Evento ocurrido 05-10-96.

La trayectoria en 12 km (fig 5.15) se muestra diferente al caso climatológico discutido en la sección 5.1.1. Esta describe claramente un recorrido de vaguada hacia

el Oeste y luego una curvatura de dorsal (anticiclónico) arribando a Rapanui. La altura recorrida (fig. 5.16) es variada; comienza con un descenso bajo los 11.5 km para posteriormente ascender hasta unos 12.5 km y finalmente un descenso a 12 km sobre Rapanui. La trayectoria describe una situación sinóptica particular y diferente del caso climatológico a este mismo nivel, asociado a una baja segregada.

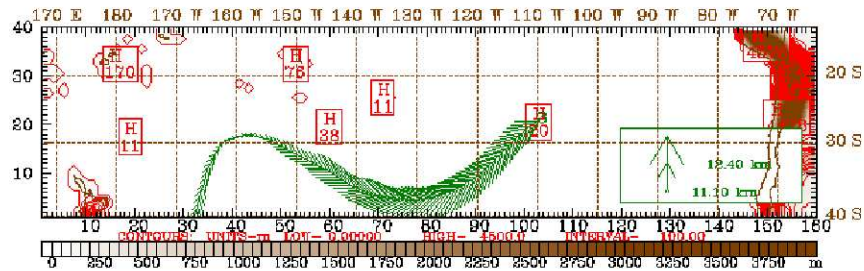


Figura 5.15: Trayectoria de 5 días atrás arribando a Rapanui en el nivel de 12 km de altura. Evento ocurrido 05-10-96.

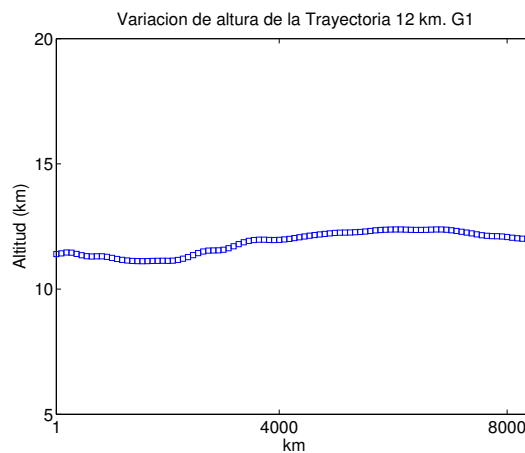


Figura 5.16: Altura recorrida por la trayectoria en 12 km. Evento ocurrido 05-10-96.

En el caso de la trayectoria en 15 km (fig. 5.17) muestra un recorrido muy similar que en 12 km. En este caso la vaguada hacia el Oeste es más extensa y el recorrido en forma de dorsal arribando a Rapanui es menos profundo hacia el Sur. La altura recorrida por la parcela de aire (fig. 5.18) muestra un ascenso desde los 14.1 km

superando levemente los 15 km antes de llegar a Rapanui, finalmente un descenso hasta los 15 km.

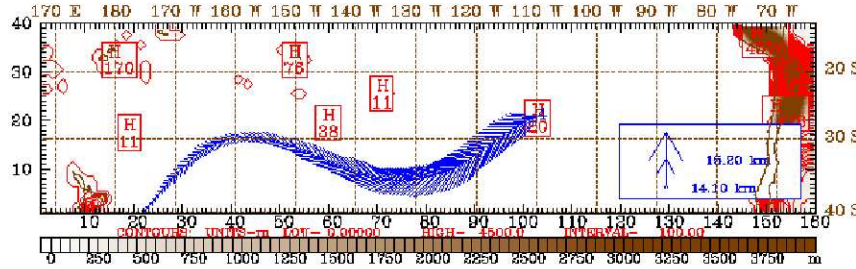


Figura 5.17: Trayectoria de 5 días atrás arribando a Rapanui en el nivel de 15 km de altura. Evento ocurrido el 05-10-96.

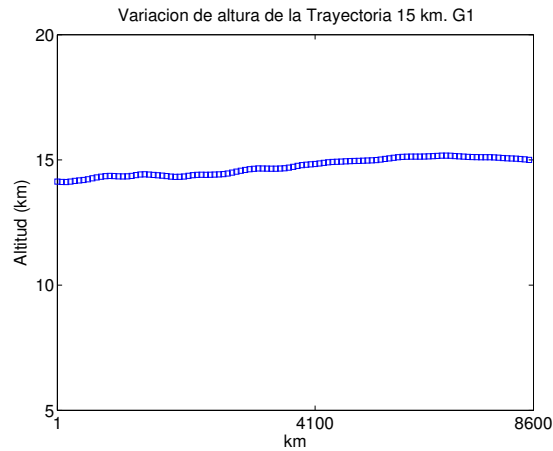


Figura 5.18: Altura recorrida por la parcela de aire en 15 km. Evento ocurrido el 05-10-96.

5.2.2. Condiciones sinópticas

5.2.2.1. Campo de 500 hPa

El nivel de 500 hPa muestra en todo el período anterior a la medición un predominio de vaguada sobre Rapanui, la cual se va intensificando con el tiempo. El día de la medición se distingue que Rapanui está posterior al eje de vaguada, desde las

12Z hasta las 00Z del día siguiente. Hacia el Oeste se encuentra una vaguada en todo el período, siendo más intensa el día anterior a la medición. Una dorsal profunda se identifica ya desde tres días antes de la medición en Rapanui.

La baja segregada sobre Rapanui es uno de los precursores de eventos ITE. Los movimientos de descenso que se producen en la parte trasera de esta baja son los que llevan aire estratosférico rico en ozono hacia niveles troposféricos [ej. Rondanelli et al., 2002]. Esta configuración sinóptica es la principal justificación del aumento de ozono registrado ese día.

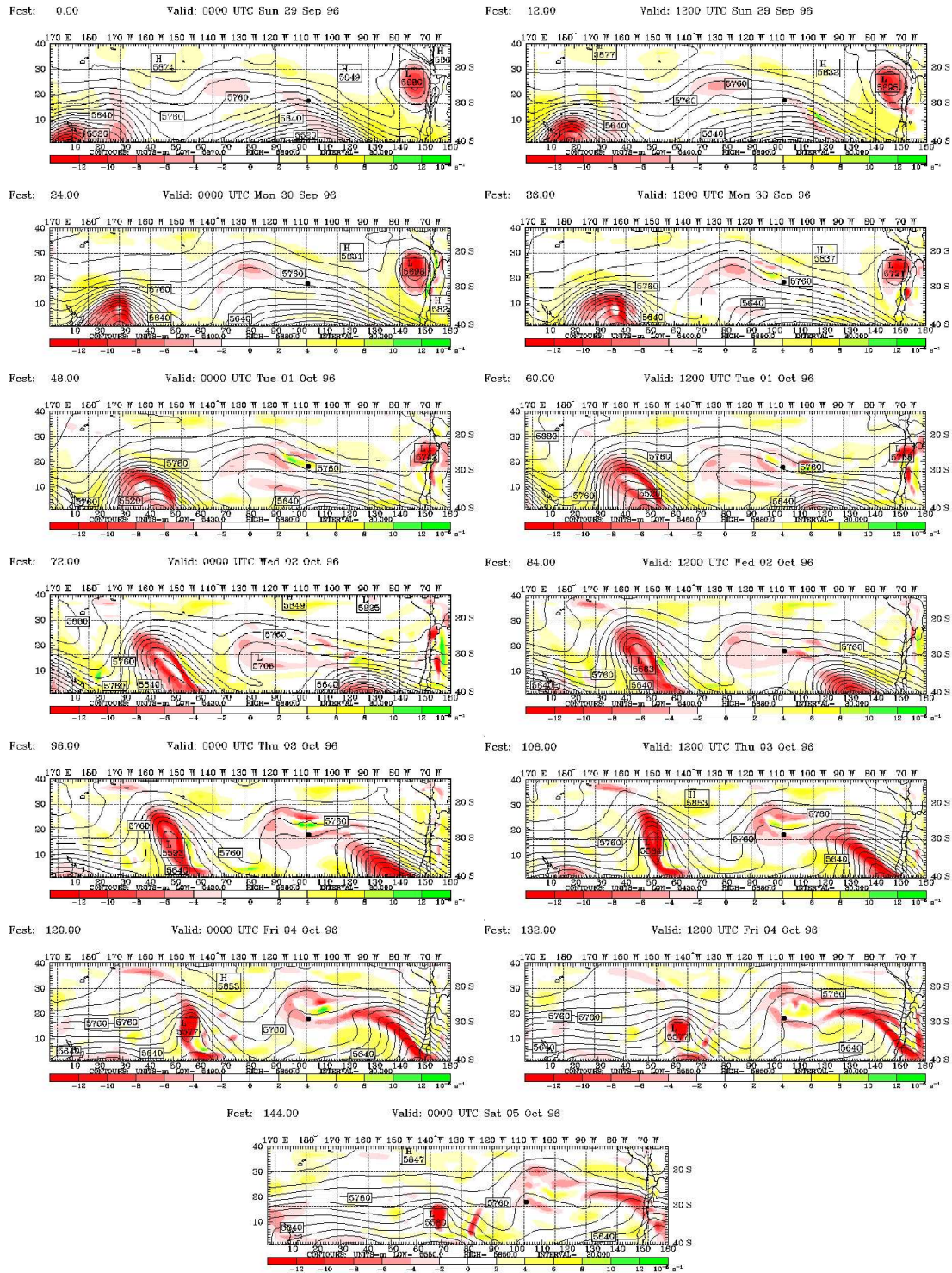


Figura 5.19: Campo de 500 hPa. Los contornos sombreados corresponden a la vorticidad relativa, las líneas negras a la altura geopotencial. Las figuras tienen una secuencia cada 12 horas. Rapanui se representa con un punto.

5.2.2.2. Componente zonal (u) del viento en 250 hPa

El campo de vientos en este nivel muestra un máximo sobre Rapanui hasta las 00Z del día anterior a la medición. Posteriormente el chorro se posiciona hacia el Norte de la isla no afectándolo el día del registro. Un máximo de viento se distingue hacia el Noreste desde las 12Z del día anterior a la medición hasta el fin del período de modelamiento. La dirección del chorro es consistente con el campo de 500 hPa, sobre todo hacia el final del período, identificándose una curvatura de vaguada en la longitud de Rapanui y una dorsal hacia el Oeste de esta misma.

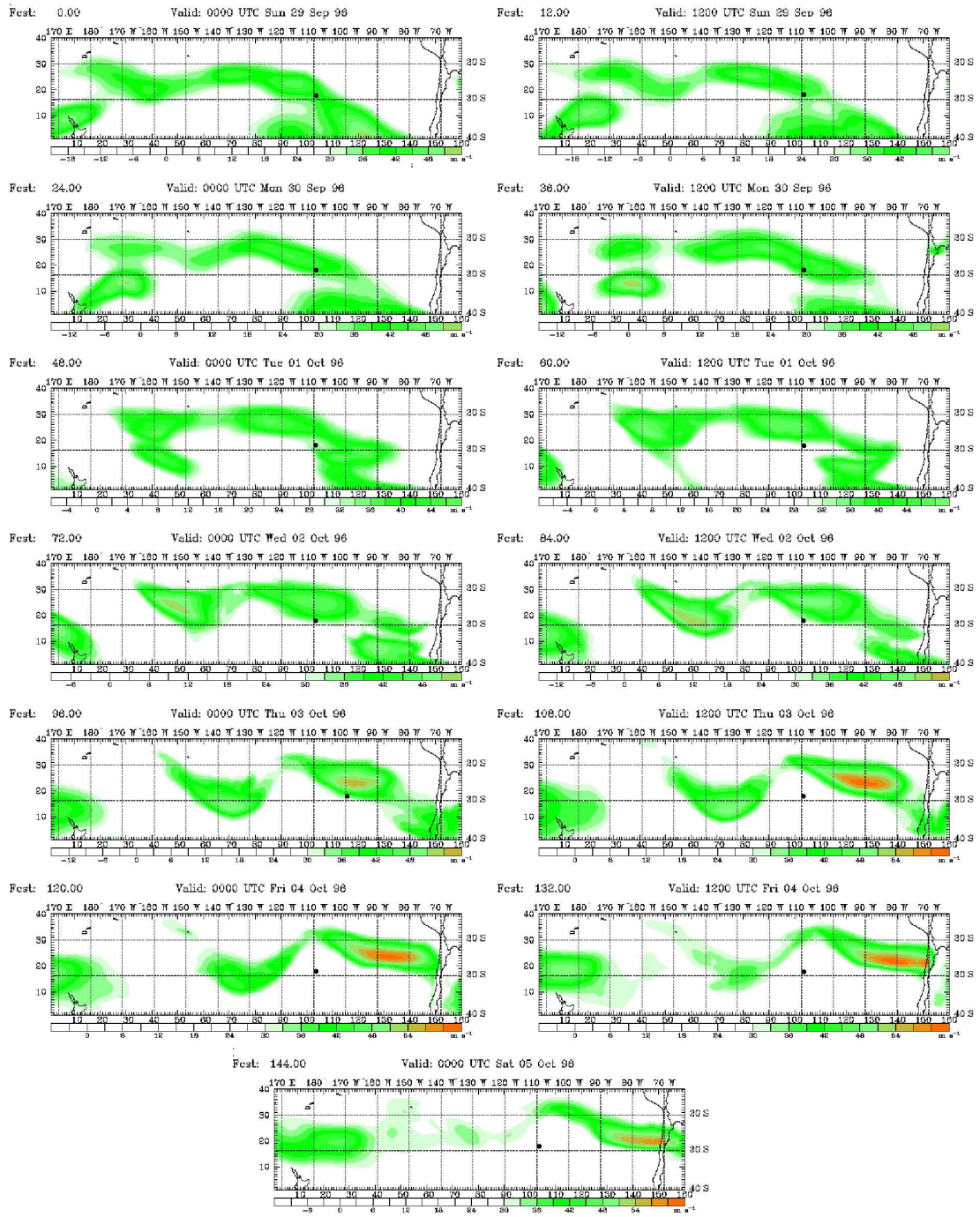


Figura 5.20: Componente u del viento en el campo de 250 hPa correspondiente al evento de octubre de 1996. Las figuras tienen una secuencia de 12 horas desde 5 días antes del lanzamiento hasta las 00Z del día posterior. Los contornos sombreados corresponden al viento máximo. La ubicación de Rapanui se representa con un punto.

5.2.2.3. Vorticidad potencial (VP) y humedad específica (q)

La vorticidad potencial (fig. 5.21) muestra los episodios de intrusión (ITE) dos días antes del lanzamiento y las 00Z del día posterior. La tropopausa se identifica entre los 9 km y 10 km sobre Rapanui. A las 12Z dos días antes del lanzamiento se comienzan a distinguir dos procesos de intrusión, uno delante de Rapanui el cual tiene un desarrollo durante el período con un máximo a las 12Z del día de lanzamiento. Aquí muestra un quiebre que se identifica hasta los 6 km. Todo esto unos 1000 km costa afuera, entre Rapanui y el continente. La humedad específica muestra sequedad bajo estos eventos aunque con un leve retardo hacia el Oeste. Esto se justifica pues en niveles medios (5.500 m aprox.) el flujo tiene menor velocidad que estratos altos de la atmósfera (10.000 m).

Otro episodio significativo se distingue viento arriba de Rapanui. El desarrollo de este episodio tiene un máximo de intrusión a las 00Z del día de lanzamiento cerca de los 7 km de altura. Aunque en la hora del lanzamiento (cerca de las 00Z del día posterior) la intrusión tiende a replegarse, es evidente el episodio de ITE. La humedad específica muestra aire seco (<0.01 g/kg) hacia niveles bajos pero con un retardo con respecto a la intrusión. Esto se relaciona, como en el caso anterior, con que la velocidad del flujo en niveles medios y bajos es menor que en los altos (tropopausa en 10 km aproximadamente). En este evento, el perfil térmico muestra la tropopausa alrededor de los 10 km (fig. 5.24). Esta condición es consistente con el caso *G1* donde la tropopausa térmica se localiza más alta que la mostrada por la VP.

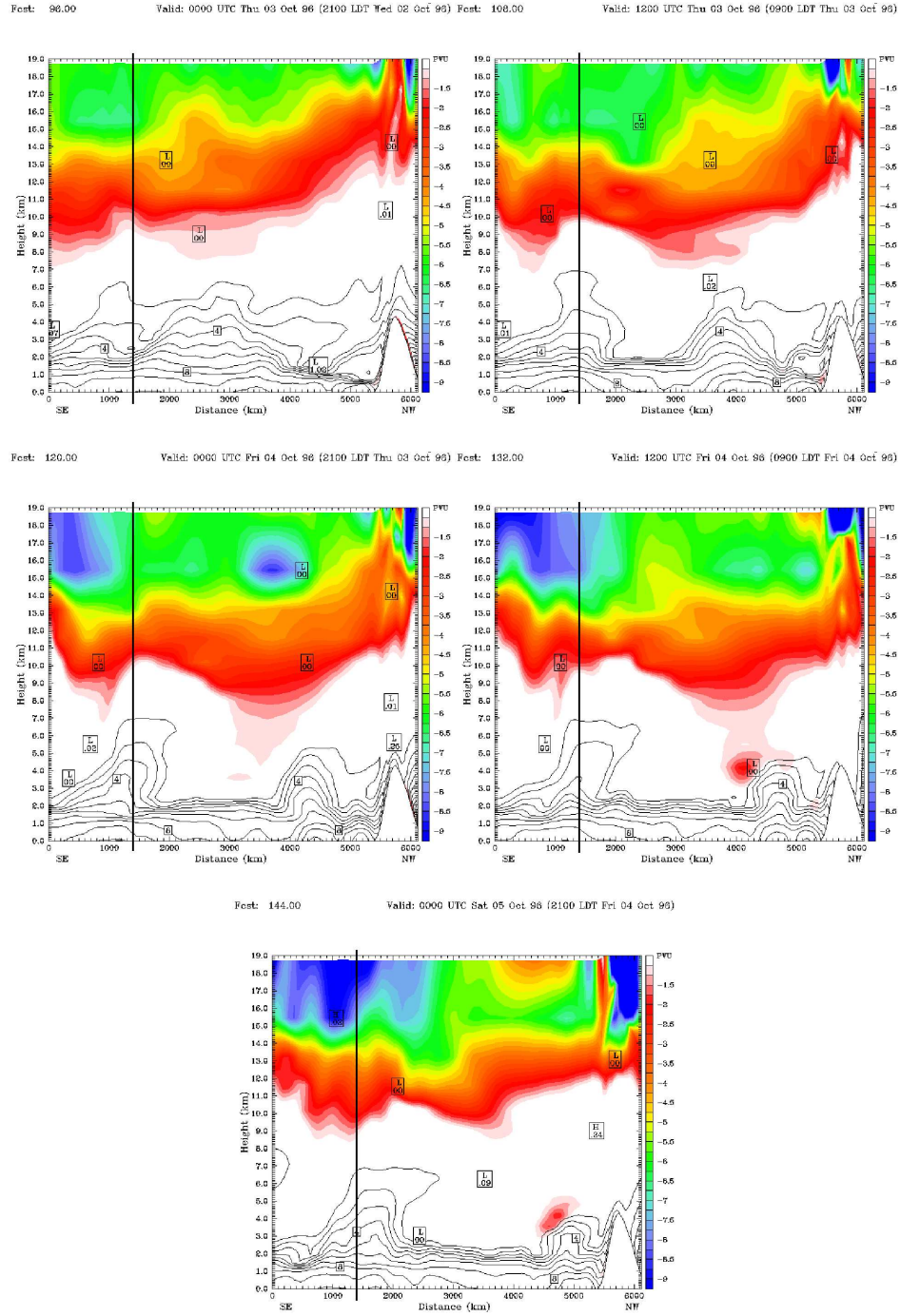


Figura 5.21: Corte vertical sobre Rapanui. Los contornos sombreados corresponden a la vorticidad potencial. Las líneas negras a la humedad específica. Las imágenes tienen una secuencia desde un día antes del lanzamiento cada 12 horas. La recta vertical indica la posición de Rapanui.

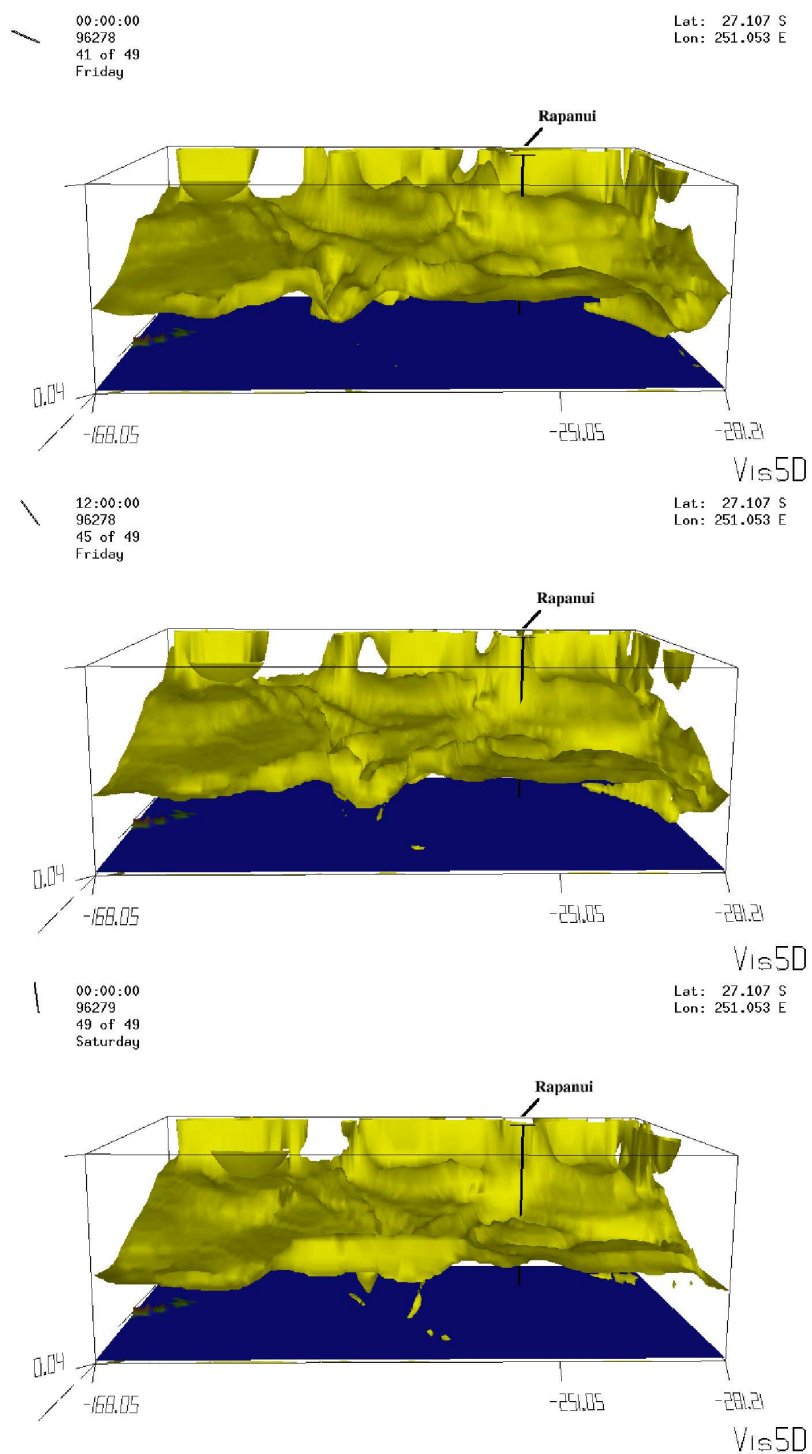


Figura 5.22: Isosuperficie de vorticidad potencial de -2 UVP, las imágenes corresponden a 24 horas antes del lanzamiento cada 12 horas, vistas desde el Sur.

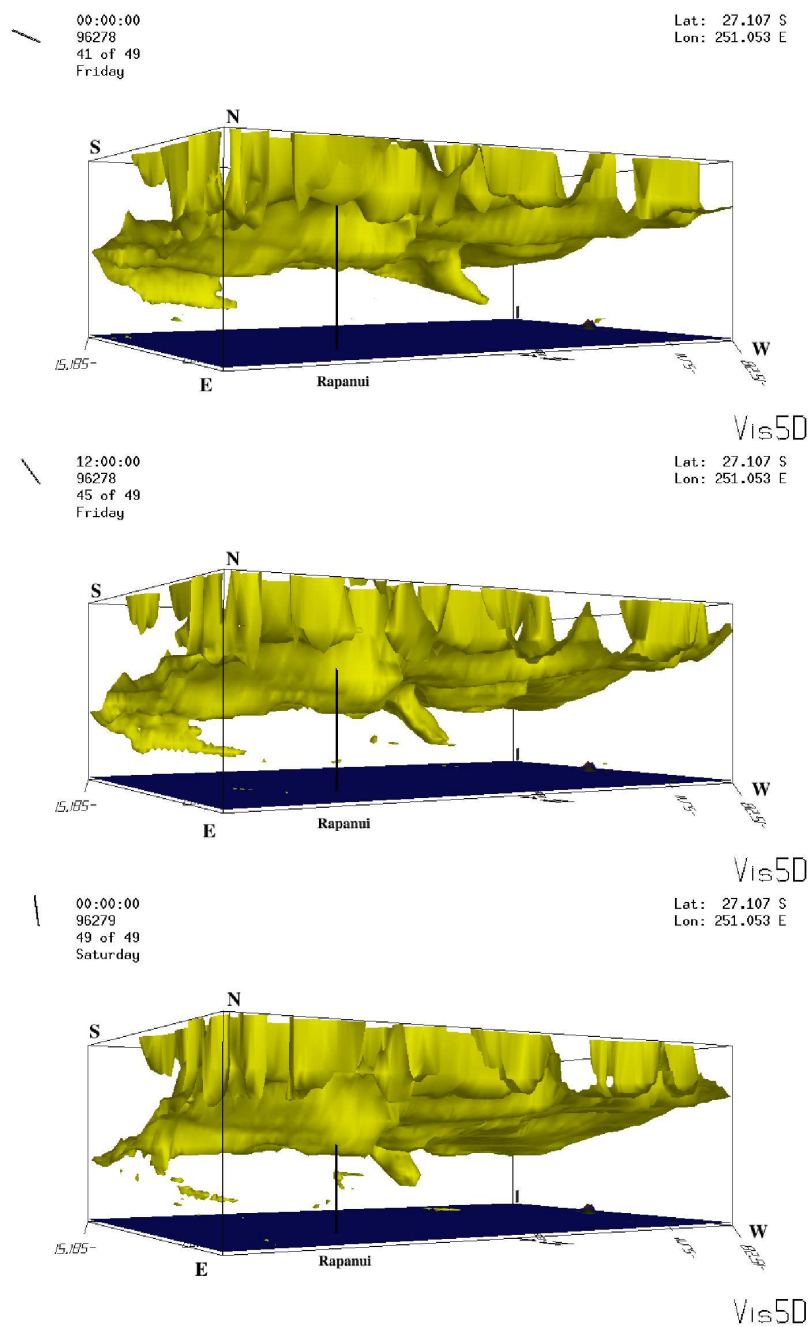


Figura 5.23: Igual a la figura 5.21 pero vistas desde el Noreste.

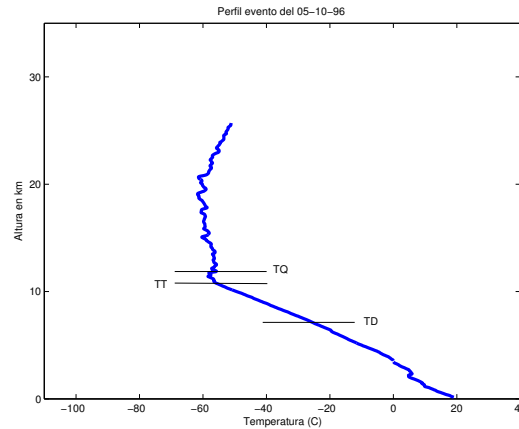


Figura 5.24: Perfil de temperatura para el evento del 05-10-96. Se identifican las tres tropopausas: TQ, TT, TD de la misma manera que fig. 5.10.

El evento de aumento en la concentración de ozono ocurrido el 5 de octubre de 1996 se asocia a procesos de ITE *in situ* sobre Rapanui, en conexión con una baja segregada presente en el período. El perfil muestra un aumento de ozono desde los 7 km con respecto al climatológico (fig. 5.11). El día de la medición la baja segregada se encuentra con su centro sobre los 30° S y la parte trasera de la baja segregada se encuentra sobre Rapanui (fig. 5.19). En este sector de la baja se producen movimientos de descenso [ej. Rondanelli et al., 2002]. El viento máximo en 250 hPa no se muestra sobre Rapanui el día de la medición, se encuentra desplazado hacia el norte sobre los 20°N, aunque dos días previos a la medición sí se encuentra sobre la isla. Esto sugiere que hubo mezcla en la alta tropósfera y posteriormente descensos de este aire asociados a la baja segregada. Los quiebreros de la tropopausa y procesos de ITE son evidentes al analizar la VP, estos muestran intrusiones que alcanzan 6 km de altura (fig. 5.21). El día de la medición sobre Rapanui se distingue arribando una intrusión asociada a la parte trasera de la baja segregada alcanzando bajo los 9 km de altura. El perfil térmico muestra inestabilidad desde el comienzo de la tropopausa (11 km aproximadamente). La tropopausa térmica se ha identificado siempre más alta que los valores mostrados por la VP. Esto ha sido constante en todos los casos analizados. Por otra, parte las trayectorias tienen una componente fuerte desde el Oeste, describen situaciones de vaguada y dorsal, en coherencia con las condiciones sinópticas predominantes en el período. Cabe destacar que en 6 km, la trayectoria tiene una componente sur y en esta altura la concentración de ozono es menor al valor climatológico, se deduce de esto que el aire que llega a este nivel tiene una influencia

diferente al aire de origen estratosférico en el proceso de ITE que se identifica en este evento.

5.3. Grupos $G2$ y $G3$

El $G2$ contiene 29 casos del total de los perfiles. Se diferencia del caso climatológico, principalmente sobre los 13 km, donde muestra una menor concentración a mayor altura, lo que se mantiene hasta los 20 km (fig. 5.25).

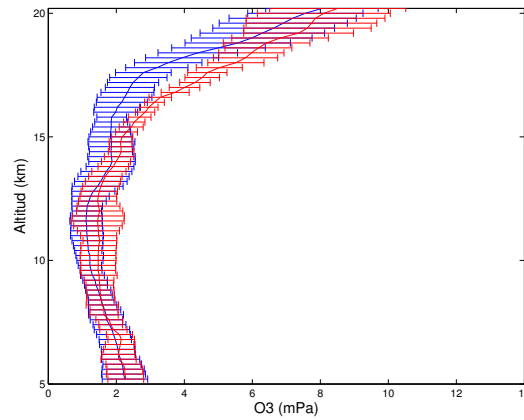
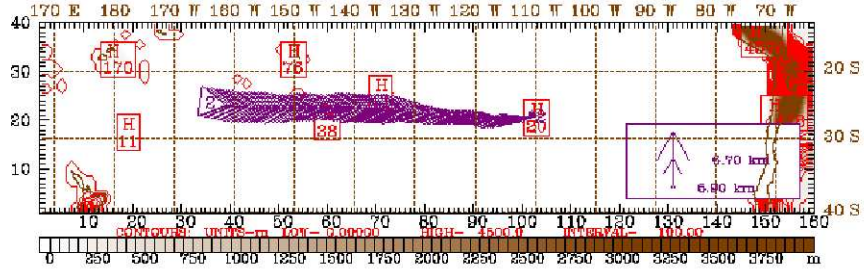
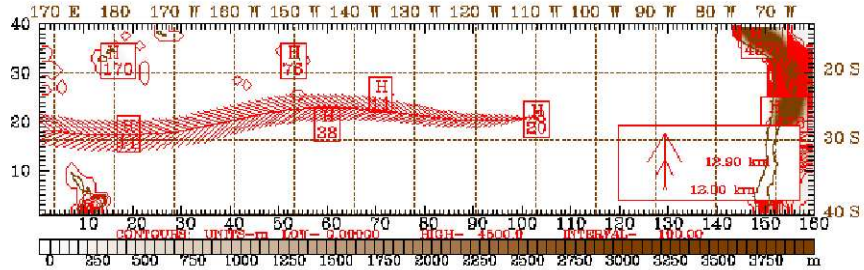
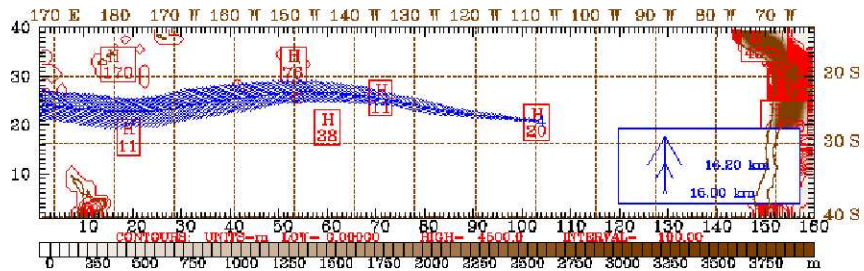


Figura 5.25: Perfil promedio caso climatológico ($G1$) (azul) y perfil promedio caso $G2$ (rojo). Las líneas horizontales corresponden a la desviación estandar de cada perfil.

Las trayectorias muestran una dirección desde el Oeste, muy similar a las del $G1$. El aire que arriba a Rapanui en estos casos sugiere que tiene un origen similar al caso climatológico. Vale decir de origen marítimo tropical-subtropical.

Figura 5.26: Trayectoria arribando a Rapanui en 6 km. Caso compuesto $G2$ Figura 5.27: Trayectoria arribando a Rapanui en 12 km. Caso compuesto $G2$ Figura 5.28: Trayectoria arribando a Rapanui en 15 km. Caso compuesto $G2$

En el caso del compuesto $G3$, posee 24 casos del total de los perfiles. Una diferencia se destaca sobre los 14 km donde comienza a tener un aumento relativo con respecto al caso climatológico, esto se ve hasta los 20 km. Bajo los 10 km el perfil es muy similar al caso $G1$ (fig. 5.29).

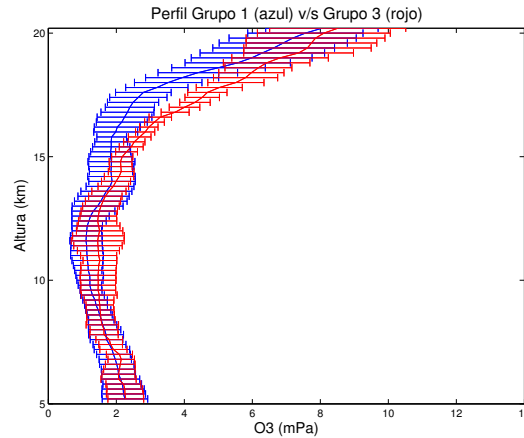


Figura 5.29: Perfil promedio caso climatológico ($G1$) (azul) y perfil promedio caso $G3$ (rojo)

Las trayectorias no muestran una diferencia mayor que el $G1$ y $G2$, la tendencia es la misma, el aire que arriba a Rapanui es desde el Oeste, bordeando los 30°S , sobre todo en los niveles altos (12 y 15 km.)

Una señal diferente entrega la trayectoria en 6 km (fig. 5.30). Esta posee un ascenso al comienzo del recorrido de aproximadamente 3 km (fig 5.31). Aunque esta describe un flujo desde el Oeste, su extensión es mucho menor que todas las otras trayectorias.

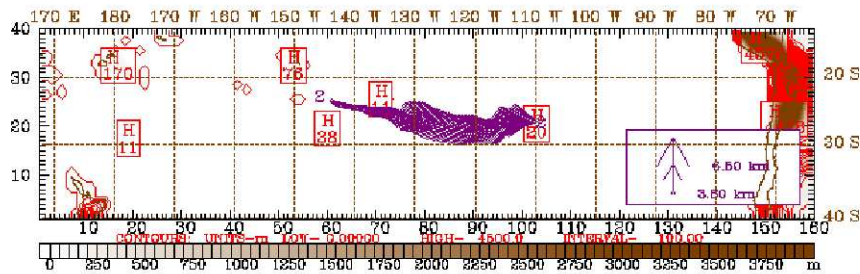


Figura 5.30: Trayectoria arribando a Rapanui en 6 km. Caso compuesto 3

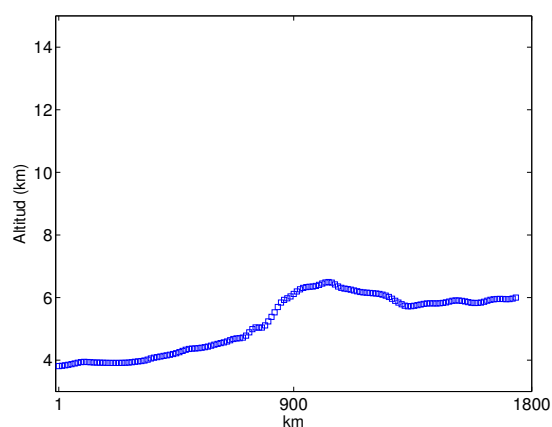


Figura 5.31: Altura recorrida por la trayectoria en 6 km arribando a Rapanui. Compuesto caso *G3*

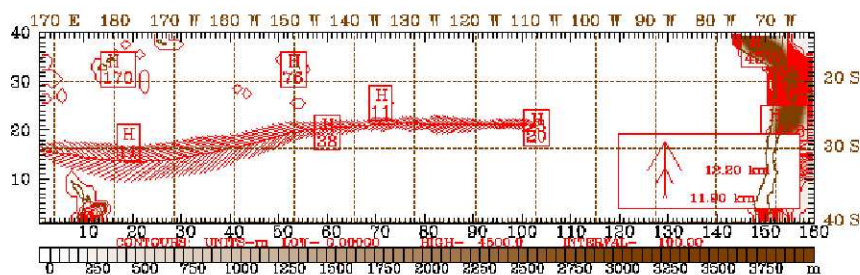


Figura 5.32: Trayectoria arribando a Rapanui en 12 km. Caso compuesto *G3*

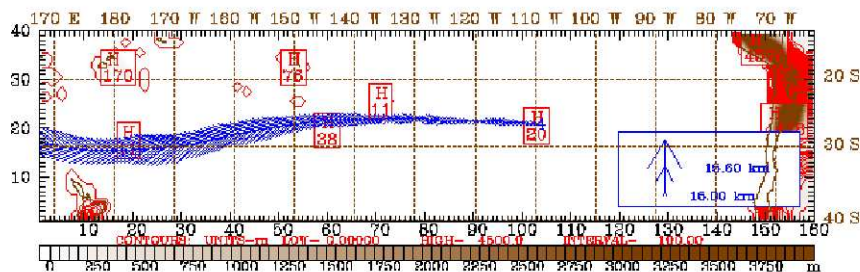


Figura 5.33: Trayectoria arribando a Rapanui en 15 km. Caso compuesto *G3*

5.4. Campaña Noviembre de 2003

De los lanzamientos de la campaña de Noviembre de 2003 descritas en la sección 3.2.3, se incluyeron 4 lanzamientos para el análisis de agrupamiento y compuestos discutidos en el capítulo 4. Dos de los lanzamientos están incluidos en el *G1* (9 y 10 de Noviembre) y dos en *G3* (11 y 12 de Noviembre). La figura 5.34 muestra los perfiles seleccionados.

Los perfiles muestran una distribución muy similar al promedio siguiendo la misma estructura vertical, solo con mayor variabilidad ya que en el caso promedio está suavizado el perfil.

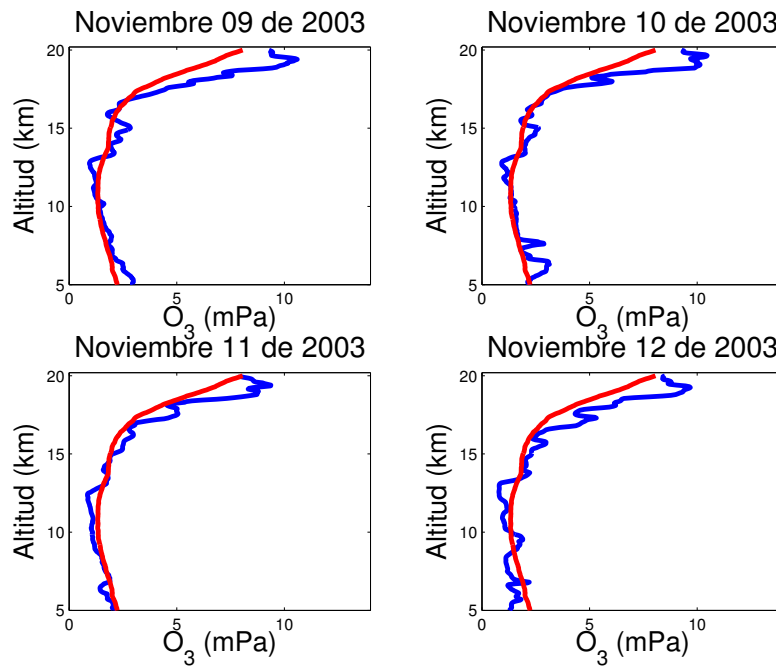


Figura 5.34: Perfiles de ozono seleccionados de la campaña de Noviembre de 2003 (azul) y perfil promedio o climatológico (rojo).

Las simulaciones regionales con el modelo MM5 fueron realizadas por Ricardo Alcañaz en la Dirección Meteorológica de Chile para el período entre el 7 al 14 de Noviembre de 2003. Estas simulaciones regionales son analizadas a continuación siguiendo el mismo criterio descrito en el comienzo de este capítulo.

5.4.1. Análisis de trayectorias

La trayectoria en 6 km muestra una dirección desde el Oeste-Suroeste hacia Rapanui (fig 5.34). No muestra una diferencia significativa con respecto al caso climatológico. La parcela de aire recorre desde una altura alrededor de los 8 km hasta los 6 km sobre Rapanui (fig. 5.36), esto la diferencia del caso climatológico en 1 km más de altura.

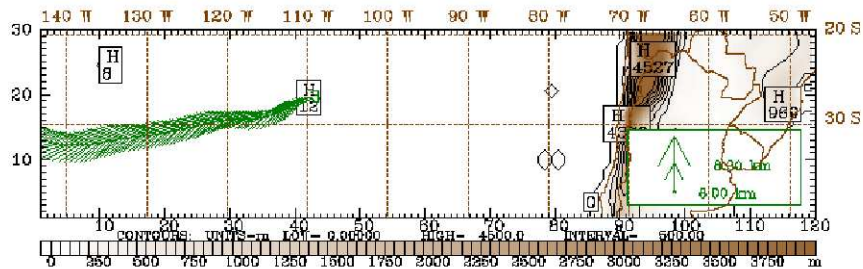


Figura 5.35: Trayectoria de 7 días atrás calculada en 6 km. Campaña Noviembre de 2003.

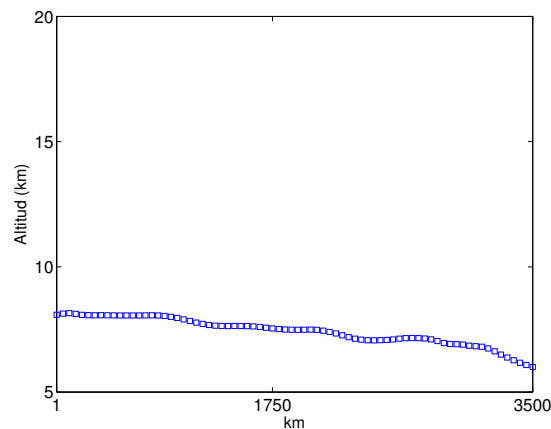


Figura 5.36: Altura recorrida por la trayectoria en 6 km. Campaña Noviembre de 2003

La trayectoria en 12 km (fig. 5.37) muestra un recorrido desde el Oeste entre los 30° y 35° S, para luego arribar a Rapanui. Aunque la dirección es predominante desde el Oeste, la trayectoria se posiciona más al Sur que la climatológica en este mismo

nivel. La altura recorrida por la trayectoria (fig. 5.38) no supera los 500 metros, entre 11.5 a 12 km.

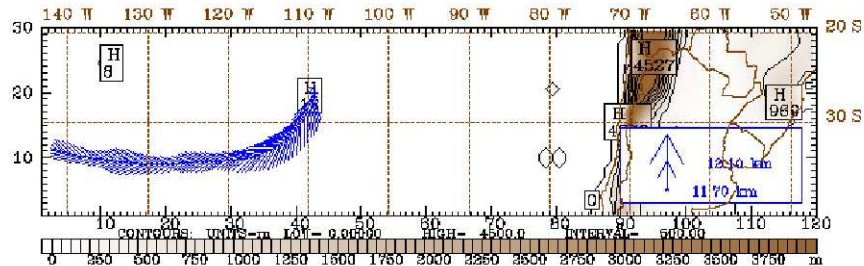


Figura 5.37: Trayectoria de 7 días atrás calculada en 12 km. Campaña Noviembre de 2003.

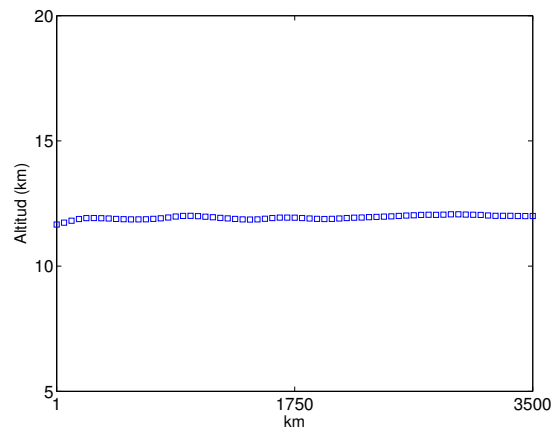


Figura 5.38: Altura recorrida por la trayectoria en 12 km. Campaña de Noviembre de 2003

Finalmente la trayectoria calculada en 15 km (fig. 5.39) posee una dirección desde el Oeste-Suroeste. La altura posee variaciones no mayores a 200 metros con ascensos y descensos alrededor de los 15 km (fig. 5.40).

En general estas trayectorias tienen una dirección desde el Oeste aunque se diferencian con el caso climatológico en que todas tienen una partida y recorrido más al Sur de los 30° de latitud. En el caso climatológico el recorrido de las trayectorias es al Norte de los 30° S.

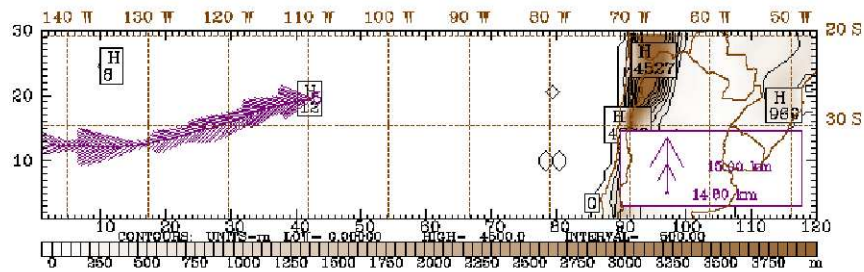


Figura 5.39: Trayectoria de 7 días atrás calculada en 15 km. Campaña Noviembre de 2003

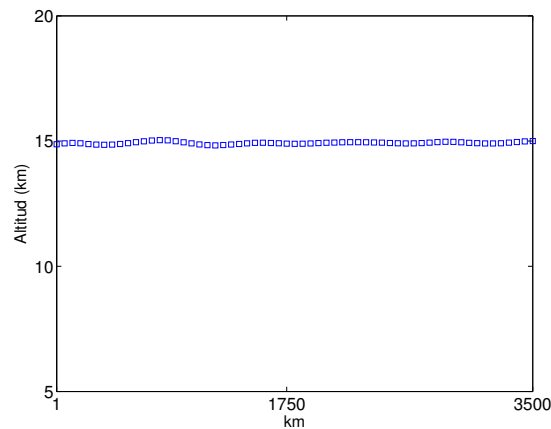


Figura 5.40: Altura recorrida por la trayectoria en 15 km. Campaña de Noviembre de 2003

5.4.2. Condiciones Sinópticas

5.4.2.1. Campo de 500 hPa

En las figuras se distingue el paso de dos vaguadas sobre Rapanui en el período (fig. 5.41). A las 24 horas de pronóstico se distingue una vaguada profunda, ubicándose Rapanui, prácticamente en el eje de vaguada. Esta condición se mantiene durante el día. A las 48 horas de pronóstico se aproxima una dorsal predominando hasta las 84 horas posteriores. Doce horas más tarde (96 horas de pronóstico) comienza a afectar la segunda vaguada, aunque es menos activa que la primera ya que el

máximo de vorticidad negativa lo tiene antes de arribar a Rapanui. Esta condición se mantiene hasta las 144 horas de pronóstico; posterior a esto comienza la entrada de una dorsal profunda hacia Rapanui. En este período el paso de vaguadas y dorsales sobre Rapanui tuvieron una duración de 36 horas en promedio.

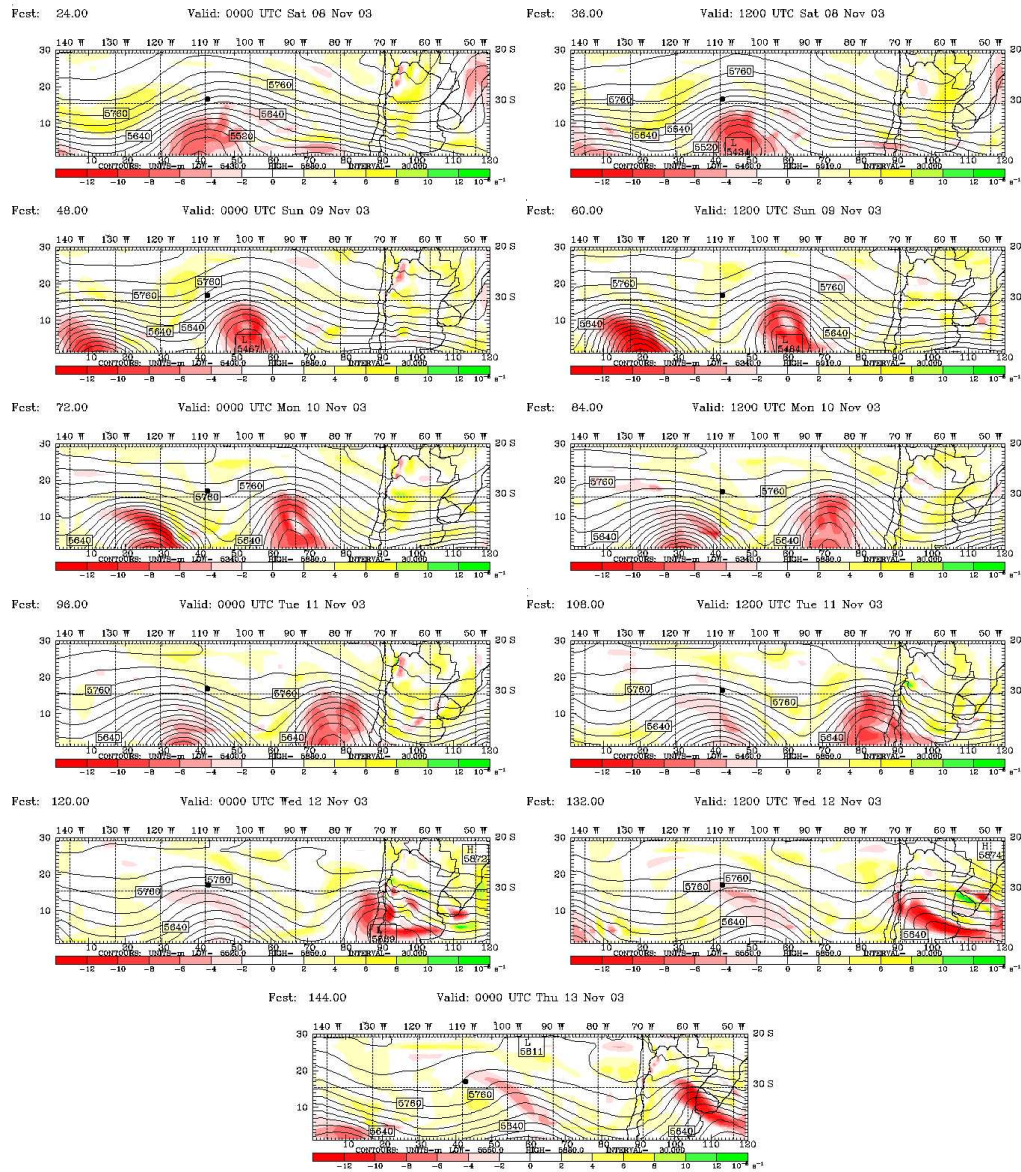


Figura 5.41: Campo de 500 hPa, los contornos sombreados corresponden a la vorticidad relativa, las líneas negras a la altura geopotencial. Las figuras tienen una secuencia de 12 horas entre el 8 al 13 de Noviembre de 2003. Rapanui se identifica con un punto.

5.4.2.2. Componente zonal (u) del viento en 250 hPa

El día 8 de Noviembre a las 00Z el viento máximo se encuentra sobre Rapanui (fig. 5.42), los días siguientes hasta el 10 de Noviembre a las 12Z no se encuentra sobre la

zona. Desde el día 11 de Noviembre nuevamente una componente del viento máximo se localiza sobre Rapanui pero ésta va perdiendo intensidad hacia el día posterior. Ya el día 13 de Noviembre no hay presencia de chorro sobre Rapanui.

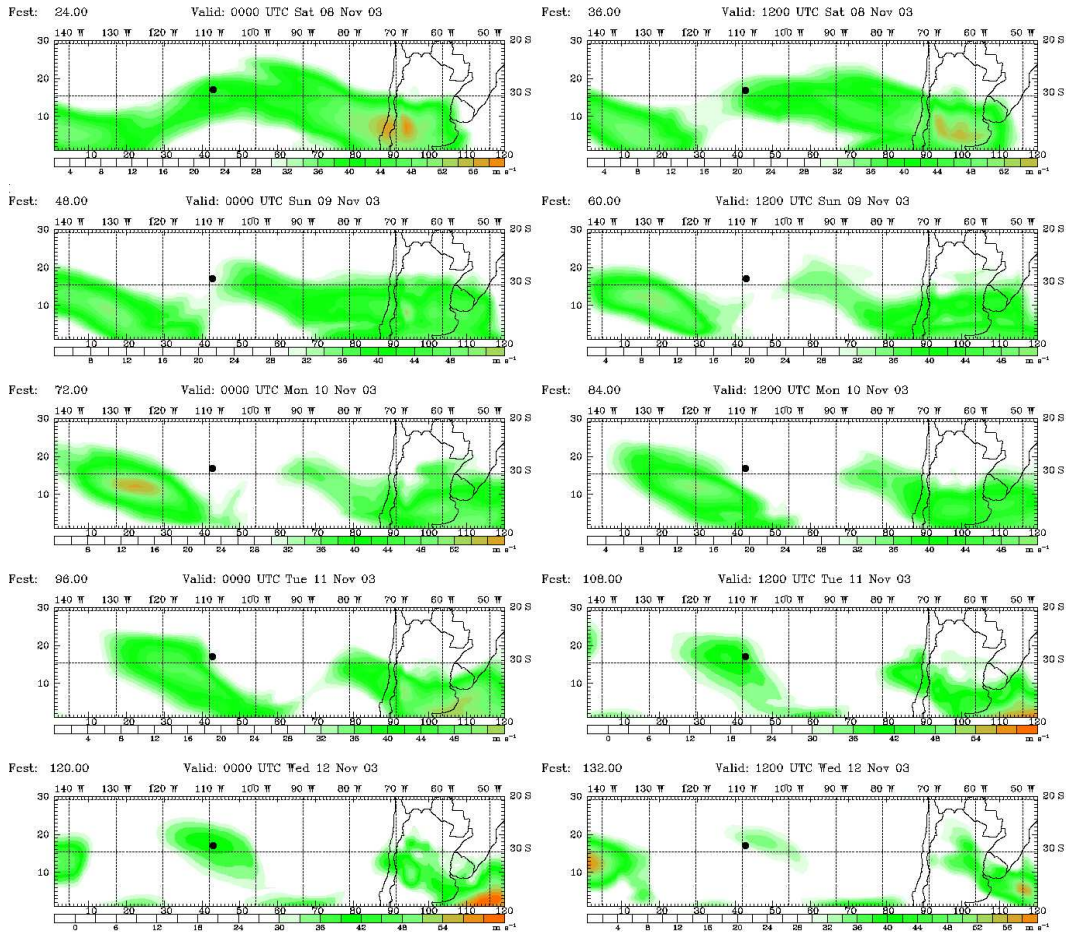


Figura 5.42: Componente u del viento en el nivel de 250 hPa. Las imágenes corresponden desde el 08 al 12 de Noviembre de 2003 cada 12 horas. Rapanui se identifica con un punto.

5.4.2.3. Vorticidad potencial (VP) y humedad específica (q)

El día 8 de Noviembre, la VP indica que la tropopausa se encuentra sobre los 11 km en Rapanui (fig. 5.43), hacia el 9 de Noviembre se distingue una intrusión, aunque no significativa con respecto al evento del 6 de Octubre de 1996, alcanzando 10 km de altura. A las 12Z del mismo día se aprecia la intrusión ya mas pronunciada

pero ya hacia el Este de Rapanui.

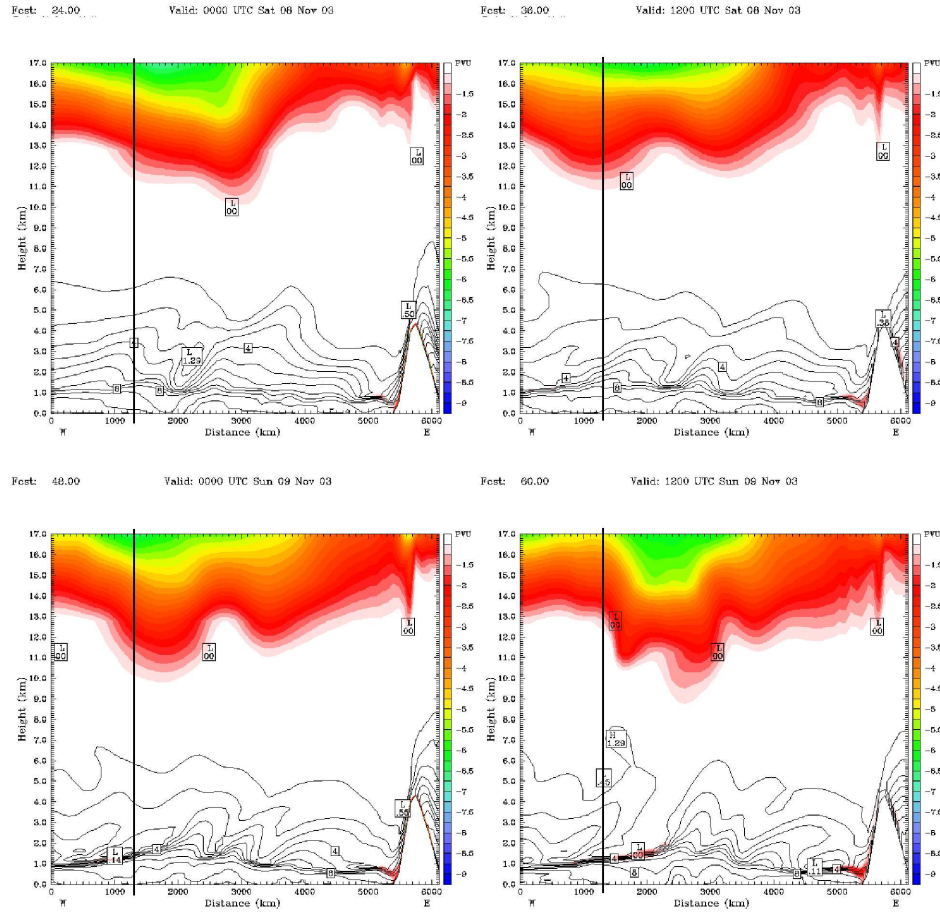


Figura 5.43: Corte vertical sobre Rapanui. Los contornos sombreados corresponden a la vorticidad potencial. Las líneas negras a la humedad específica. Las figuras tienen una secuencia desde el 8 al 9 de Noviembre. La recta vertical indica la posición de Rapanui.

El día 10 de Noviembre la intrusión avanza hacia el Este (fig. 5.44), siendo más significativa a las 00Z. La humedad específica se comporta similar a los casos anteriores, donde la parte seca la muestra más retrasada que la intrusión en altura.

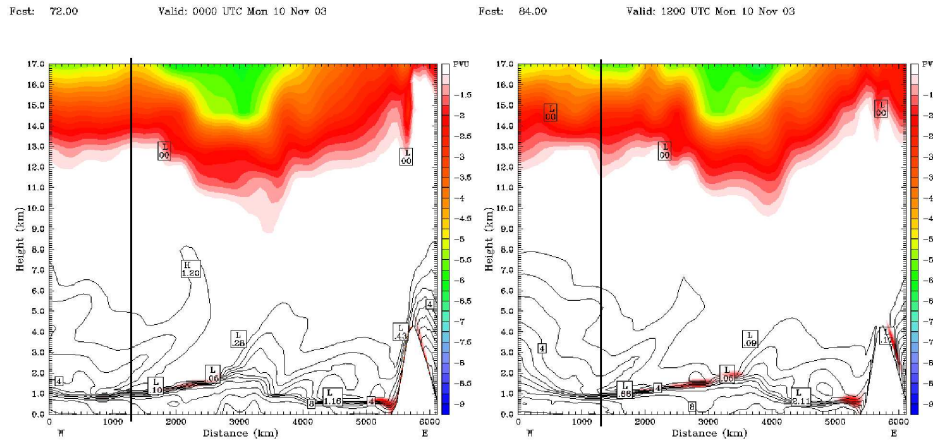


Figura 5.44: Corte vertical sobre Rapanui. Los contornos sombreados corresponden a la vorticidad potencial. Las líneas negras a la humedad específica. Las figuras corresponden al día 10 de Noviembre. La recta vertical indica la posición de Rapanui.

El día 11 de Noviembre la intrusión sigue su avance hacia el Este pero disminuyendo hasta disiparse (fig. 5.45). Mientras sobre Rapanui no se identifican localmente procesos de ITE, expresados en intrusiones mediante la VP.

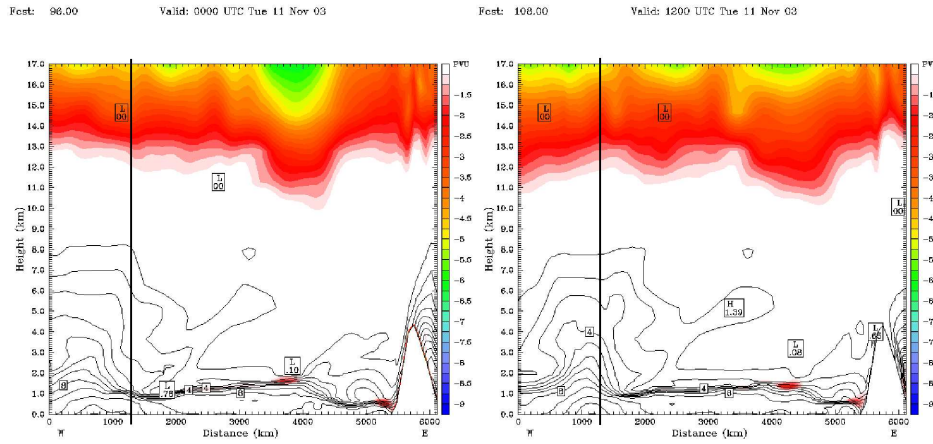


Figura 5.45: Corte vertical sobre Rapanui. Los contornos sombreados corresponden a la vorticidad potencial. Las líneas negras a la humedad específica. Las imágenes corresponden al día 11 de Noviembre, 00Z y 12Z. La recta vertical indica la posición de Rapanui.

El día 12 de Noviembre no se ven procesos de intrusión, sólo al final del día hacia las 00Z del día 13 (fig 5.46), se identifica una intrusión acercándose por sobre Rapanui acompañado de una pronunciada sequedad en la atmósfera baja hasta casi 1 km de altura (capa límite marina).

Aunque en el período de medición no se identificaron procesos de ITE sobre Rapanui, estos sí se hicieron presente hacia el Este de Rapanui entre la isla y el continente Sudamericano. Como se advierte en las condiciones sinópticas del período, las vaguadas presentes sugieren procesos de ITE pero como se comprobó con las imágenes de VP estas no tienen un alcance mayor a 9 km de descenso comparada con el caso estudiado de intrusión (sección 5.2) con descenso por bajo los 6 km de altura.

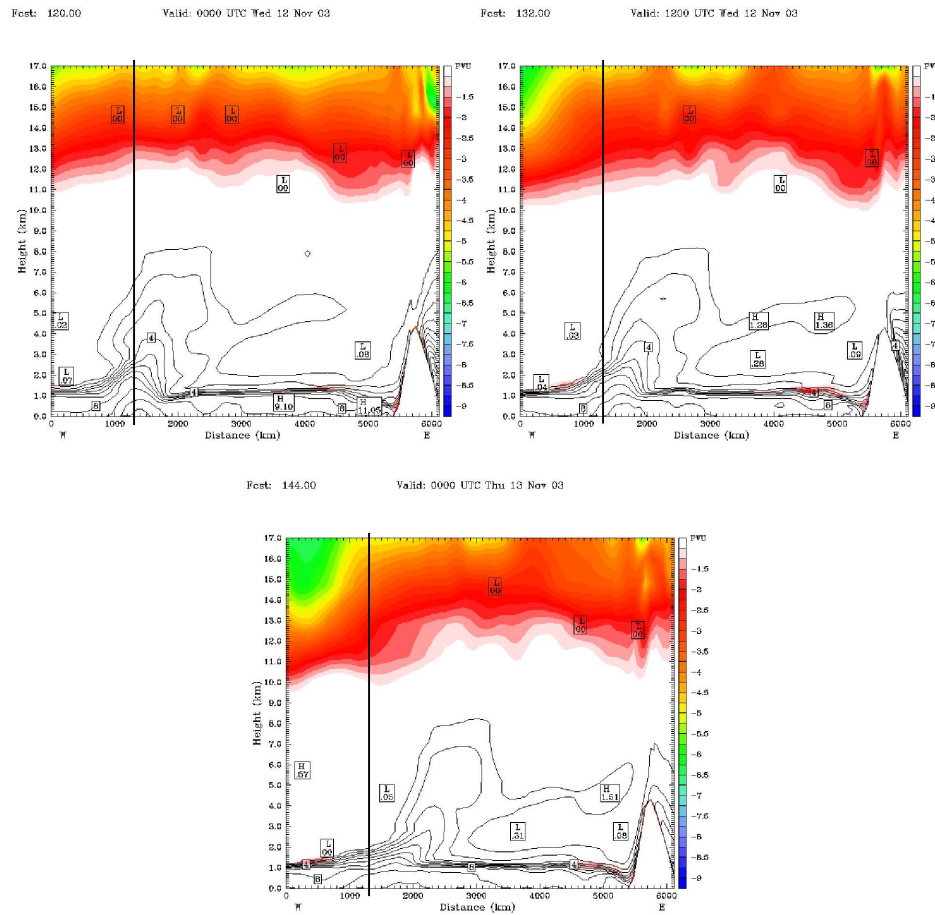


Figura 5.46: Corte vertical sobre Rapanui. Los contornos sombreados corresponden a la vorticidad potencial. Las líneas negras a la humedad específica. Las imágenes corresponden desde el 12 al 13 de Noviembre cada 12 horas. La recta vertical indica la posición de Rapanui.

El origen del aire que arriba a Rapanui durante el período entre el 07 al 14 de Noviembre (cálculo de trayectorias) tiene una diferencia al climatológico. Aunque tiene una componente muy fuerte desde el Oeste, en los tres casos tienen un origen de latitud mayor a los 30° S. Por otra parte el chorro se presenta al comienzo del período de modelación aunque más adelante en el tiempo se va disipando sobre Rapanui. Los perfiles de temperatura muestran la tropopausa por alrededor de los 13 km (fig.5.47). Esta se muestra levemente más baja, principalmente porque pertenece al período de primavera, donde el chorro subtropical se presenta con mayor intensidad en esta zona.

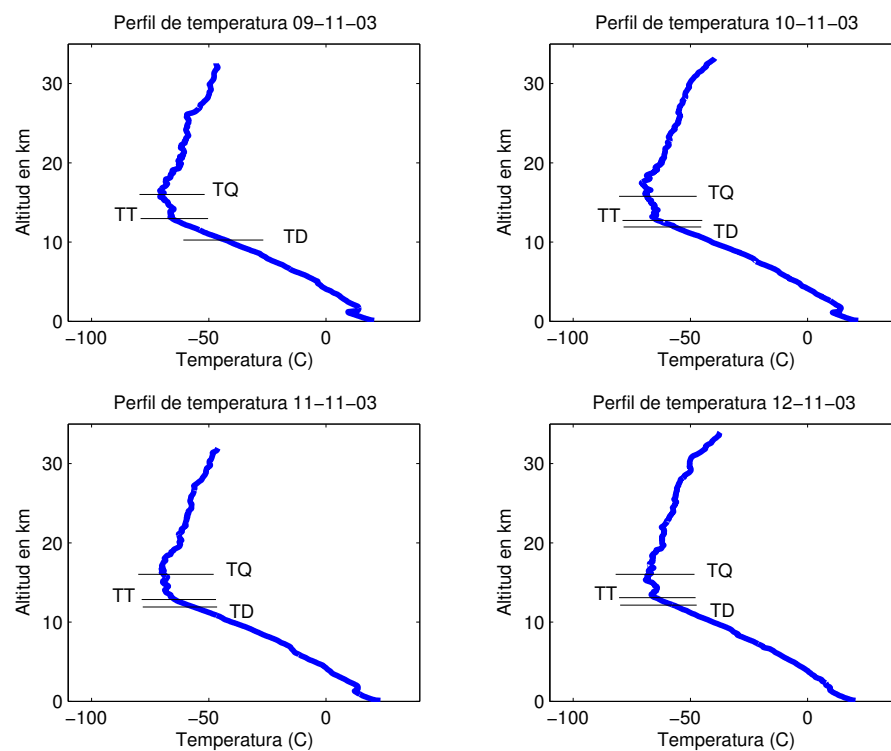


Figura 5.47: Perfiles de temperatura seleccionados de la campaña de Noviembre de 2003. Las tropopausas se identifican de igual forma que en la fig. 5.10.

Capítulo 6

Conclusiones

En este trabajo se estudiaron 95 perfiles de ozono, entre los 5 y 20 km de altitud, registrados en Rapanui desde fines de 1994 hasta 2004 con el objetivo de caracterizar climatológicamente estos perfiles así como los patrones sinópticos relevantes. Basado en un análisis estadístico de agrupamiento se identificaron cuatro tipos de ozonosondeos característicos de Rapanui. Para cada uno de ellos se construyeron compuestos de campos meteorológicos usando como herramienta un modelo atmosférico regional y condiciones de borde provistas por datos de reanálisis. Luego, con estos campos se calcularon trayectorias para identificar el origen de las masas de aire que arriban a Rapanui a tres alturas (6, 12 y 15 km) representativas de la tropósfera media (alrededor de los 500 hPa), la troposfera alta (alrededor de 250 hPa) y la estratósfera baja (alrededor de 70 hPa) respectivamente. Se prestó especial atención a indicadores de rompimiento o plegamiento de tropopausa asociados a la ocurrencia de fenómenos de intercambio entre tropósfera y estratósfera (ITE). Para ello se usaron la vorticidad potencial y la humedad específica calculadas con el modelo meteorológico regional, definiendo como valor de tropopausa -1.5 UVP y 0.01 g/kg respectivamente.

El perfil de ozono característico o climatológico de Rapanui se definió en este trabajo sobre la base de un análisis de agrupamiento que facilita la identificación de condiciones sinópticas similares [e.g., Diab et al, 2003]. Este perfil es similar al encontrado en otras zonas subtropicales y marítimas del hemisferio sur [ej. Oltmans et al., 2001; Thompson et al., 2003a] en cuanto a estructura y distribución vertical pero las cantidades de ozono en las otras zonas son en promedio mayores y con mayor variabilidad. En general, de la misma manera que otras variables meteorológicas [ej. DMC, 2001], el perfil característico de ozono sobre Rapanui posee escasa variabilidad intra e interestacional. La máxima variabilidad no excede los 2 mPa del promedio y

comparado con otros lugares del Pacífico sur de influencia marítima los cuales superan los 10 mPa de variabilidad con respecto al promedio [ej., Oltmans et al., 2001]. Esta característica es reflejada también en las trayectorias isentrópicas calculadas, las cuales indican el predominio de vientos desde el Oeste con una escasa mezcla vertical en los tres niveles calculados (6, 12 y 15 km). Ello obedece a las condiciones sinópticas reinantes en esta región, con un predominio de la alta subtropical del Pacífico y flujo de los oestes, interrumpido a veces por pasos frontales y bajas segregadas [Fuenzalida et al, 2005].

Cabe destacar que sólo en primavera y coincidentemente con el posicionamiento de la corriente en chorro subtropical sobre Rapanui, se observan valores de ozono más elevados (>50 ppbv sobre los 5 km) que el promedio en la tropósfera media y alta (desde 5 a 15 km). Esta condición sugiere la ocurrencia de procesos de ITE sobre Rapanui. Sin embargo, no se manifiestan en rupturas o plegamientos de la tropopausa. Ello sugiere que tales procesos de ITE pudieran estar asociados a mezcla turbulenta u otros procesos micrometeorológicos. Un análisis preliminar del número de Richardson, que no forma parte de este trabajo, sugiere en efecto que ese es el caso.

Si bien, como ya se indicó, sólo ocasionalmente Rapanui se ve afectada por perturbaciones sinópticas de gran escala, (vaguadas profundas y bajas segregadas). Dichas condiciones afectan notablemente los perfiles de ozono como se ilustró con el evento del 5 de Octubre de 1996. En efecto, el paso de tales perturbaciones se ve reflejado en eventos de rompimiento de la tropopausa caracterizados por secamiento (<0.01 g/kg) y aumento de vorticidad potencial (VP) (<-1.5 UVP) hasta la tropósfera media, alrededor de los 7 km de altitud. Las intrusiones de aire estratosférico se manifiestan en aumentos de hasta 3 mPa en la tropósfera media y 6 mPa en la tropósfera alta respecto del perfil medio. También el origen de las masas de aire, según muestran las trayectorias, ya no corresponde a masas marítimas tropicales y subtropicales sino que a aire estratosférico asociado a incursiones de aire subpolar y polar. Vale señalar que Rapanui se ubica viento arriba de la zona donde con frecuencia se observan bajas segregadas y vaguadas profundas con una ocurrencia en promedio de 17 por año [Fuenzalida et al., 2005] y que en estudios anteriores se han asociado a procesos ITE observables en Cerro Tololo [ej. Rondanelli et al, 2002]. Estudios futuros deberían considerar análisis local con respecto al efecto de la corriente en chorro subtropical además de todos los episodios de bajas segregadas que afectan durante los distintos períodos del año.

Los datos recolectados en Rapanui durante la campaña de Noviembre de 2003 no

coincidieron con el posicionamiento de la corriente en chorro subtropical sobre Rapanui que es característico de la primavera. No obstante, estos datos muestran señales de la influencia de fenómenos de escala sinóptica, específicamente, el acercamiento de una vaguada profunda que afectó a Rapanui, aunque el centro de la baja se mantuvo bajo los 35° S, no dando lugar a cambios significativos en los perfiles de ozono sobre Rapanui. No obstante, si los procesos de ITE estuvieron presentes al Oeste y Este de la isla. La escasa variación diaria e interdiaria de estos perfiles sugiere que procesos fotoquímicos *in situ* no son relevantes en esta zona, cuestión que resulta consistente con la ausencia de fuentes de óxidos de nitrógeno que permitieran gatillar tales procesos. Sin embargo, las imágenes satelitales sugieren consistentemente una influencia antrópica de escala hemisférica que es máxima en primavera y que es asociable a la quema de biomasa en las sabanas de África y Sudamérica [ej. Fishman et al., 2003]. Para poder discernir la existencia o no de influencia antrópica se debería medir ozono también en superficie usando técnicas similares a las empleadas en Tololo, además de medir la columna de otros gases precursores de ozono como los óxidos de nitrógeno NO_x e hidrocarburos y con una mayor frecuencia de lanzamientos de ozonosondas en Rapanui.

La definición de tropopausa es no trivial [ej. Holton y Lelieveld, 1996]. En este trabajo se adoptó la definición dinámica, es decir, en términos de la vorticidad potencial. Al comparar esta definición con la definición termodinámica convencional y la química, se encuentra que consistentemente la tropopausa descrita dinámicamente (-1.5 UVP) muestra de forma clara las intrusiones de aire estratosférico mezclados en la alta tropósfera y baja estratósfera asociados a procesos de ITE. En cambio la tropopausa térmica se mantiene en altitud relativamente estable y no resulta un indicador de estos procesos. Un valor más apropiado de tropopausa química sería de 80 ppbv aproximadamente, ya que el valor de 100 ppbv se encuentra en niveles superiores (16 km aproximadamente) a los descritos por la tropopausa térmica (alrededor de 14 km) o dinámica (alrededor de 10 km).

Finalmente, hay que destacar el valor de los datos recogidos por la Dirección Meteorológica de Chile pues es una zona remota, desprovista de observaciones que brinda información clave para la cuantificación de los cambios en la composición química de la atmósfera y su eventual impacto en el clima.

Agradecimientos

Se agradece al proyecto FONDECYT N° 1030809 por financiar este trabajo. También al Centro de Modelamiento Matemático (CMM) de la Universidad de Chile por proporcionar un espacio en sus laboratorios para el desarrollo de esta tesis. Los datos proporcionados por la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) sirvieron de base para este estudio, por ello se agradece al personal de Santiago y en especial al de Rapanui quienes mantienen regularidad y calidad de los registros.

También se agradece a Mark Falvey por proporcionar la rutina para transformar los campos de reanálisis en condiciones de borde para el MM5. A Maisa Rojas por su ayuda y sugerencias. A Ricardo Alcañuz por proporcionar las simulaciones regionales para la campaña de Noviembre de 2003.

Bibliografía

- [Baray et al., 1998] Baray, J., Ancellet, G., Taupin, F., Bessafi, M., Baldy, S., and Keckhut, P., 1998: Subtropical tropopause break as a possible stratospheric source of ozone in the tropical troposphere. *J. Atm. and Sol.-Terr. Phys.*, 60, 27-36.
- [Baray et al., 2000] Baray, J., Daniel V., Ancellet, G., and Legras, B., 2000: Planetary-scale tropopause folds in the southern subtropics. *Geophys. Res. Lett.* 27, 353-356.
- [Beekmann et al., 1997] Beekmann, M., Ancellet, G., Blonsky, S., DeMuer, D., Ebel, A., Elbern, H., Hendricks, J., Kowol, J., Mancier, C., Sladkovic, R., Smith, H.G.J., Speth, P., Trickl, T., VanHaver, P., 1997: Regional and global tropopause fold occurrence and related ozono flux across the tropopause. *J. Atmos. Chem.* 28, 29-44.
- [Boyd et al., 1998] Boyd, I. S., Bodeker, G. E., Connor, B. J., Swart, D. P. J., and Brinksmma, E. J., 1998: An assessment of ECC ozonsondes operated using 1 % and 0.5 % KI cathode solution at Lauder, New Zeland. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2409-2412.
- [Brasseur et al., 1999] Brasseur, G. P., Khattatov, A. B., and Walters, S., 1999: Atmospheric Chemistry and global change, edited by G. Brasseur, a. J. Orlando, and G. Tyn-dall, Oxford University Press, Oxford. Capítulo 11 y 13.

- [Crutzen, 1995] Crutzen, P., 1995: Ozone in the troposphere, chapter 10, pages 349-393. Composition, chemistry and climate of the atmosphere. *Van Nostrand Reinold Publ. New York*.
- [Davies y Schuepbach, 1994] Davies, T., Schuepbach, E., 1994. Episodes of high ozone concentrations at the earth's surface resulting from transport down from the upper troposphere/lower stratosphere: A review and case studies. *Atmos. Env.*, 28, 53-68.
- [DeBacker et al., 1998] DeBacker, H., Demuer, D., and De Sadelaer, D., 1998: Comparison of the profiles obtained with Brewer-Mast and Z-ECC sensor during simultaneous ascents. *J. Geophys. Res.*, 103, 19.641-19.648.
- [Diab et al., 2003] Diab, R. D., Raghanundan, A., Thompson, A. M., Thouret, V., 2003: Classification of tropospheric ozone profiles over Johannesburg based on MOZAIC aircraft data. *Atmos. Chem. and Fis.* Vol. 3, 705-732.
- [DMC, 2001] Dirección Meteorológica de Chile (DMC), 2001: Climatología de Chile, primera edición, ISBN 956-7351-02-3, publicación interna.
- [Ebel et al., 1991] Ebel, A., Hass, H., Jakobs, H. J., Laube, M., Memmeshiemer, M., Oberreuter, A., Geiss, H., and Kuo, Y.-H., 1991: Simulation of ozone intrusion caused by tropopause fold and cut-off low. *Atmos. Environ.*, 25A, 2131-2144.
- [Fishman and Brackett, 1997] Fishman, J., Brackett, V., 1997: The climatological distribution of tropospheric ozone derived from satellite measurements using version 7 Total Ozone Mapping Spectrometer and Stratospheric Aerosol and Gas Experiment data sets. *J. Geophys. Res.* Vol. 102, páginas 19275-19278.
- [Fishman et al., 2003] Fishman, J., Wozniak, A. E., Creilson, J. K., 2003: Global distribution of tropospheric ozone from satel-

- lite measurements using the empirically corrected tropospheric ozone residual technique: Identification of the regional aspects of air pollution. *Atmos. Chem and Fis.* Vol. 3, 893-907.
- [Fuenzalida et al., 2005] Fuenzalida, H. A., Sánchez, R., Garreaud, R. D., 2005: A Climatology of Cutoff Lows in the Southern Hemisphere. Submitted to *J. Geophys. Res.* Revised version May 2005.
- [Gallardo et al., 2000] Gallardo, L., Carrasco J., and Olivares, G., 2000: An analysis of ozone measurements at Cerro Tololo (30°S, 70°W, 2200 m.a.s.l.) in Chile". *Tellus B*, 52-59.
- [Gallardo et al., 2003] Gallardo, L., Quintana, J., Valdés, R., 2003: Ozone sounding on Easter Island (27°S, 109°W, 51 m.a.s.l.). Representativity and Tendency analyses. *J. Geophys. Res.* 5, 07596, *EGS-AGU-EUG conference, Niza, Francia.*
- [Gallardo et al., 2003] Gallardo, L., Fiebig, M., Quintana, J., Córdova, A., 2003: Stratosphere-Troposphere Exchange processes and their impact on the ozone balance in the subtropics of the Southern Hemisphere: A multi-scale integrated study based at Cerro Tololo (30°S, 70°W, 2200 m.a.s.l.). Proyecto FONDECYT 1030809, 2003-2006. <http://www.conicyt.cl/bases/fondecyt/proyectos/01/2003/1030809.html>.
- [Gallardo, 2005] Gallardo, L., 2005: Trazas atmosféricas y su modelación. Capítulo 7, en Morales et al (Eds). Universidad de Chile.
- [Gallardo et al., 2005] Gallardo, L., Quintana, J., Cordova., A., Thompson, A., 2005: Ozone soundings on Easter Island (27°S, 109°W, 51 m.a.s.l.) since 1995: representativity and variability analyses. Manuscrito.

- [Garreaud, 1999] Garreaud, R., 1999: Multiscale analysis of the summertime precipitation over de central Andes. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 901-921.
- [Gouget, 1996] Gouget, H., 1996: Case study of a tropopause fold and of subsequent mixing in the subtropics of the Southern Hemisphere. *Atmos. Env.* 34 (16), 653-2358.
- [Gouget et al., 2000] Gouget, H., Vaughan, G., and Marenco, A., 2000: Decay of a cut-off low and contribution to stratosphere-troposphere exchange. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 126, 1117-1142.
- [Grell et al., 1995] Grell, G., Duhia, J., and Stauffer, D., 1995: A description of the fifth generation Penn State-NCAR mesoscale model (MM5). *Technical Report, NCAR* [Available at ftp.ucar.edu/mesouser/documents].
- [Harris and Kahl, 1990] Harris, J. M., and Kahl, J. D., 1990: A descriptive atmospheric transport climatology for the Mauna Loa Observatory, using clustered trajectories. *J. Geophys. Res.*, 99, 13.651-13.667.
- [Holton, 1990] Holton, J. R., 1990: An Introduction to dynamic meteorology. University of Washington. 2nd edition. Seattle Washington.
- [Holton et al, 1995] Holton, J. R., Haynes, P. H., McIntyre, M. E., Douglas, A. R., Rood, R. B., and Pfister, L., 1995: Stratosphere-troposphere exchange. *Rev. Geophys.*, (33), 403-439.
- [Holton and Lelieveld, 1996] Holton, J. R., and Lelieveld, J., 1996: Stratosphere-Troposphere Excahnge and its role in the budget of tropospheric ozone. *NATO ASI Series, Clouds, Chemistry and Climate*, 135, 173-190.
- [IPCC, 2001] Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2001: Climate Change 2001 The Scientific Basis.

Third report of evaluation. Cambridge editorial, New York.

- [Johnson et al., 2002] Johnson, B. J., Oltsman, S. J., Vömel, H., Deshler, T., Kroger C., and Smith, H. G. J., 2002: Ecc ozonsonde pump efficiency measurements and sensitivity test of buffered and unbuffered sensor solutions. *J. Geophys. Res.* 107, doi:10.1029/2001JD000557, in press.
- [Kalnay et al., 1996] Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewske, C., Wnag, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., and Joshep, D., 1996: The NCEP/NCAR 40-years reanalysis proyect. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471.
- [Komhyr, 1967] Komhyr, W. D., 1967: Nonreactive gas sampling pump. *Rev. Sci Instrum.* 38, 981-983.
- [Komhyr, 1986] Komhyr, W. D., 1986: Operations Handbook—Ozone measurements to 40 km altitud with model 4A-ECC-ozone sondes, NOAA Tech. Memo. ERL-ARL-149.
- [Lamarque et al., 1996] Lamarque, J. F., Langford, A. O., and Proffitt, M. H., 1996: Cross-tropopause mixing of ozone trough gravity wave breaking: observation and modeling. *J. Geophys. Res.*, 101, 22.969-22.976.
- [Law et al, 2000] Law, K. S., Plantevin, P. H., Thouret, V., Marenco, A., Asman, W. A. H., Lawrence M., Crutzen, P. J., Muller, J. F., Hauglustaine, D. A., and Kanakidou, M., 2000: Comparison between global chemistry transport model results and measurement of ozone and water vapour by airbus in service aircraft (MOZAIC) data. *J. Geophys. Res.* 104, 26245-26227.

- [Lelieveld and Dentener, 2000] Lelieveld, J., and Dentener, F., 2000: Whats controls tropospheric ozone?. *J. Geophys. Res.* 105, 3531-3551.
- [Logan, 1989] Logan, J. A., 1989: Ozone in rural areas of the United States. *J. Geophys. Res.* 94, 8511-8532.
- [Lovengreen et al., 2000] Lovengreen, CH., Fuenzalida, H., Villanueva, L., 2000: Ultraviolet solar radiation at Valdivia, Chile (39.8°S). *Atmos. Env.* 34 (24); 4051-4061.
- [Lovengreen et al., 2002] Lovengreen, CH., Alvarez, J. L., Fuenzalida, H., Aritio, M., 2002: Radiación ultravioleta productora de eritema en Valdivia: Una comparación entre inferencias satelitales, modelo de transferencia radiativa y mediciones desde Tierra. *Rev. Méd. Chile* 130:17-25.
- [Lovengreen et al., 2005] Lovengreen, CH., Fuenzalida, H., Videla, L., 2005: On the spectral dependency of UV radiation enhancements due to clouds in Valdivia, Chile (39.8° S). *J. Geophys. Res.* Vol. 110, D14207, doi:10.1029/2004JD005372.
- [Lutgens y Tarbuck] Lutgens, F. K. and Tarbuck, E. J., 2005 :The atmosphere: An introduction to Meteorology. Ninth Edition. Disponible en www.prenhall.com/lutgens/.
- [Marenco et al., 1998] Marenco, A., Thouret, V., Nédélec, P., Smith, H., Heltem, M., Kley, D., Karcher, F., Simon, P., Law, K., Pyle, J., Poschmann, G., Von Wrede, R., Hume, C., and Tim Cook, 1998: Measurement of ozone and water vapor by Airbus in service aircraft: The MOZAIC airborne program, An overview. *J. Geophys. Res.* 103, 25.631-25.642.
- [Mody, 1986] Mody, J. L., 1986: The influence of meteorology on precipitation chemistry at selected sites in the eastern United States, Ph.D. thesis, 176 pp., Univ. of Mich., An Arbor, Michigan.

- [Newell et al., 1999] Newell, R., Thouret, V., Cho, J., Stoller, P., Marengo, A., and Smith, H., 1999: Ubiquity of quasi-horizontal layers in the troposphere, *Nature*, 398, 316-319.
- [Oltmans et al., 2001] Oltmans, S. J., Johnson, B., Harris, J., Vömel, H., Thompson, A., Koshy, K., Simon, P., Bendura, R., Logan, J., Hasebe, F., Shiotani, M., Kirchhoff, V., Maata, M., Sami, G., Samad, A., Tabuadravu, J., Enriquez, H., Agama, M., Cornejo, J., and Paredes, F., 2001: Ozone in the Pacific tropical troposphere from ozonsonde observations. *J. Geophys. Res.* 106, 32.503-32.525.
- [OMM, 1998a] World Meteorological Organization (WMO), SPARC/IOC/GAW assessment of trends in the vertical distribution of ozone, edited by N. Harris, R. Hudson, and C. Phillips, SPARC Rep. No. 1, WMO Global Ozone Res. and Monit. Proj., Rep. No. 43, Geneva.
- [OMM, 1998b] World Meteorological Organization (WMO), JOSIE, edited by H. Smith and D. Kley, Rep. No. 130, WMO Global Ozone Res. and Monit. Proj., Rep. No. TD926, Geneva.
- [Penkett et al., 2001] Penkett, S., Law, K., Cox, T., Kasibhatla, P., 2001: Atmospheric Photooxidants, chapter 3. Integration and Synthesis Report. IGAC.
- [Price and Vaughan, 1993] Price, J. D., and Vaughan, G., 1993: The potential for stratosphere-troposphere exchange in cut-off low system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 119, 343-365.
- [Rodhe, 1992] Rodhe, H., 1992: Modeling biogeochemical cycles, chapter 4, pages 55-72. Global Biogeochemical Cycles. Academic Press, San Diego.
- [Rondanelli et al., 2002] Rondanelli, R., Gallardo, L., Garreaud, R., 2002: Rapid changes in ozone mixing ratios at Cerro Tololo (30°10'S, 70°40'W, 2200 m) in connection with

- cutoff low and deep troughs. *J. Geophys. Res.* 107, doi:10.1029/2001JD001334.
- [Russell et al., 1993] Russell, P. B., Pfister, L., and Selkirk, H. B., 1993: The tropical experiment of the Stratosphere Troposphere Exchange Project (STEP): Science Objectives, Operations and Summary Findings. *J. Geophys. Res.* 98, D5, 8563-8589.
- [Seinfeld and Pandis, 1998] Seinfeld, J. H., and Pandis, S. H., 1998: Atmospheric Chemistry and Physics. John Wiley and Sons.
- [Solomon, 1999] Solomon, S., 1999: Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history. *Rev. Geophys.* 37, 275-316.
- [Stohl, 1998] Stohl, A., 1998: Computation, accuracy and applications of trajectories-a review and bibliography. *Atmos. Env.* 32, No.6, 947-966
- [TEI, 1994] TEI, 1994: Model 49 UV photometric ambient ozone analyzer calibrator: Instruction manual. Thermo Environmental Instruments. 50 pp.
- [Thompson, et al., 2003a] Thompson, A., Witte, J., McPeters, R., Oltmans, S. J., Schmidlin, F., Logan, J., Fujiwara, M., Kirchhoff, V., Posny, F., Coetzee, G., Hoegger, B., Kawakami, S., Ogawa, T., Johnson, B., Vömel H., and Labow, G., 2003: Southern Hemisphere Additional Ozonondes (SHADOZ) 1998-2000 tropical ozone climatology. 1. Comparison with Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) and ground-based measurements. *J. Geophys. Res.* 108, No. D2, 8238, doi:10.1029/2001JD000967.
- [Thompson, et al., 2003b] Thompson, A., Witte, J., Oltmans, S. J., Schmidlin, F., Logan, J., Fujiwara, M., Kirchhoff, V., Posny, F., Coetzee, G., Hoegger, B., Kawakami, S., Ogawa, T., Fortuin, J., and Kelder, H., 2003: Southern Hemisphere Additional Ozonondes (SHADOZ)

- 1998-2000 tropical ozone climatology. 2. Tropospheric variability and the zonal wave-on. *J. Geophys. Res.* 108, No. D2, 8241, doi:10.1029/2002JD002241.
- [Tsutsumi, et al., 1998] Tsutsumi, Y., Igarashi, Y., Zaizen, Y., and Makino, Y., 1998: Case studies of tropospheric ozone events observed at the summit of Mount Fuji. *J. Geophys. Res.* 103, 16935-16951.
- [Volz and Kley, 1998] Volz, A., and Kley, D., 1998: Evaluation of the Montsouris series of ozone measurements made in the nineteenth century. *Nature*, 332, 240-242.
- [Wakamatsu et al., 1989] Wakamatsu, S., Uno, I., Ueda, H., and Uehara, K., 1989: Observational study of stratospheric ozone intrusions into lower troposphere. *Atmos. Env.* 23, 1815-1826.

Capítulo 7

Anexos

7.1. Configuración del modelo MM5 para simulaciones regionales

El modelo se configuró con 2 dominios, uno madre y otro anidado dentro del primero. El dominio mayor (D1) posee una grilla con 40x160 puntos y una resolución de 90 km que cubre desde los 13° S a 40° S y los 65° W a los 10° E centrados en los 27° S y 128° W, el segundo dominio (D2) posee 52x154 puntos con 30 km de resolución que cubre desde los 24° S a los 35° S y los 69° W a los 111° W. Todo esto con proyección Mercator (fig. 7.1).

La configuración anterior es la usada para los campos compuestos descritos en la sección 4.4. Para el análisis de las campañas descritas en la sección 3.2.4, se utilizaron campos simulados en la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) con un dominio similar al explicado anteriormente (fig. 7.2) [Alcafuz, comunicación personal].

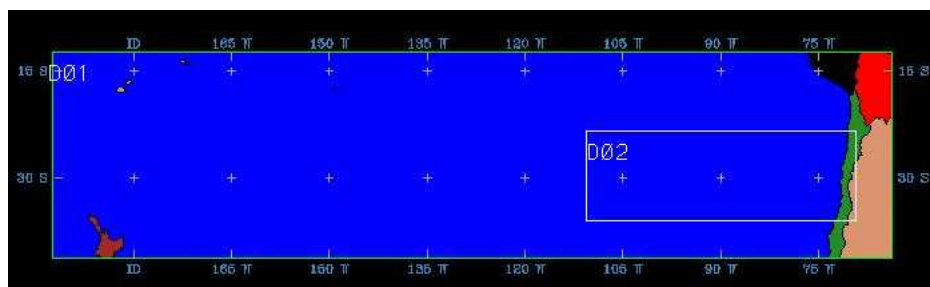


Figura 7.1: Dominios creados para la simulación con MM5 de casos compuestos.

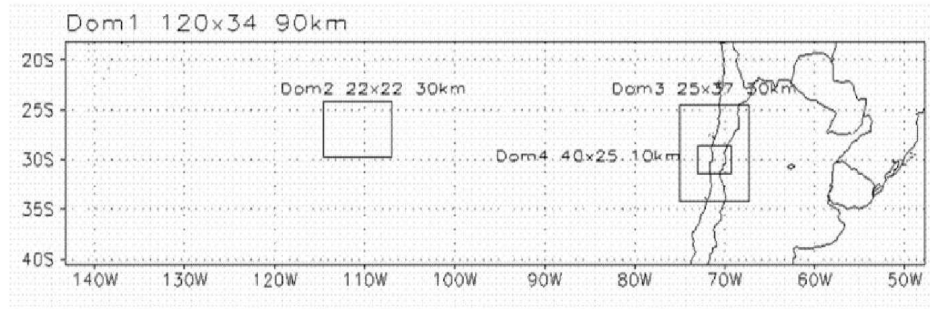


Figura 7.2: Dominios utilizados para las simulaciones con MM5 de la campaña de Noviembre de 2003

Para estas corridas se usaron parametrizaciones de algunos de los procesos físicos mas importantes. Estas parametrizaciones son las usadas, de manera operativa, actualmente en la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) [Alcafuz, conversacion personal].

1. Microfísica de Schultz: Parametrización para la precipitación.
2. MRF-PBL: Parametrización para capa límite planetaria.
3. Rapid Radiative Transfer Model (RRTM): Parametrización para la radiación.
4. Kain - Fritsch: Parametrización para el esquema de cúmulos.

Los campos simulados tienen 23 niveles sigma (σ) interpolados desde 1000 hPa a 10 hPa para el caso de los campos compuestos y las campañas de noviembre de 2003.

7.2. Poster presentado en reunión IGAC, Octubre de 2005

A preliminary analysis of an O₃-sounding Campaign at Rapanui

(27°S, 109°W, 51°masl)

O. Cuevas^{1,2}, I. Ramos¹(1) Centro de Modelamiento Matemático de la Universidad de Chile, Casilla 170, Correo 3, Santiago, Chile. (2) Universidad de Valparaíso, Depto. Física y Meteorología, Valparaíso, Chile. omar@dim.uchile.cl, iramos@dim.uchile.cl

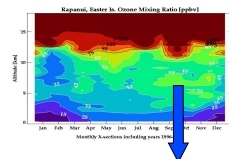
Problem description

Ozone (O₃) soundings on Easter Island (27°S, 109°W, 51 m.a.s.l.) and surface measurements of O₃ at Cerro Tololo (30°S, 70°W, 2200 m.a.s.l.) have been performed since late 1995 by the Chilean Weather Office as part of the Global Atmospheric Watch (GAW) program of the World Meteorological Organization (WMO).

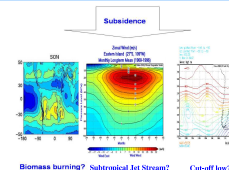
These data show a seasonal variation with maximum O₃ mixing ratios in late winter and spring. In order to identify the mechanisms that explain the observations, we are developing a three-year project in which we combine in-situ measurements and modeling. As part of this project, a sounding campaign was simultaneously performed at both stations between November 8 and 13, 2003.

Here, we show a preliminary analysis of the data collected during that campaign at Rapanui well as regional-scale simulations of relevant weather patterns during that period, including the development of deep troughs, the evolution of the subtropical jet stream (STJ), and the intrusion and dispersion a tracer intruding from the stratosphere, and subject to dry deposition.

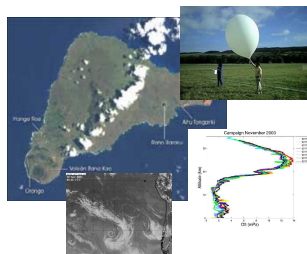
Ozone soundings from Rapanui (1995-2004)



Reasons for this spring maximum ?



Campaign 8 – 13 Nov 2003



Stratospheric tracer

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\vec{v} \cdot \nabla C - c \nabla \cdot \vec{v} - \nabla \cdot (c' \vec{v}') + Q - S$$

BC: $C|_{t=0} = C_0$, $C|_{\text{top}} = C_{\text{top}}$

IC: $C|_{\text{top}} = C_{\text{top}}$, $C|_{\text{top}} = C_{\text{top}}$

"O₃" (ppbm)

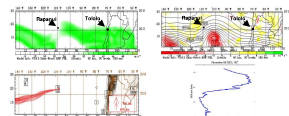
Methods & tools



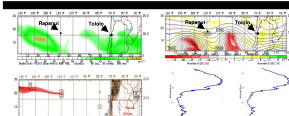
Synoptic condition

Subtropical Jet Stream (STJ)	Geopotential and Relative Vorticity at 500 hPa
Trajectories	Ozone Profiles

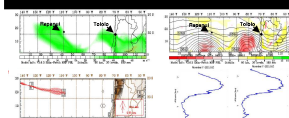
November 09, 2003



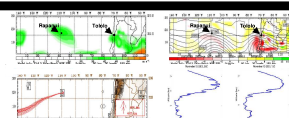
November 10, 2003



November 11, 2003

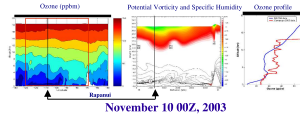


November 12, 2003

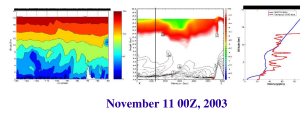


Simulations

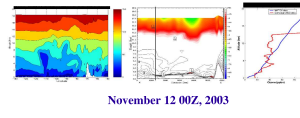
November 09 00Z, 2003



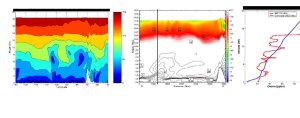
November 10 00Z, 2003



November 11 00Z, 2003



November 12 00Z, 2003



Results

During the campaign:

- A stratospheric intrusion appears to have occurred in connection with a trough observed on Nov. 9 to 12. However, its location is downwind from Rapanui and therefore its effects are not captured on the Rapanui ozone soundings.
- The intrusion is apparent in the PV and humidity fields (NCEP/NCAR-MM5). The tracer simulations (ECMWF-MATCH) also indicate downward mixing partly connected with the trough.
- The stratospheric tracer loosely resembles the observed ozone profile. However, the vertical mixing (K_{zz}) seems to be too weak. Also the tropopause height is overestimated.
- The absence of a significant diurnal variation in the ozone profiles suggests that in situ photochemical processes are not active.

Acknowledgements. This work is financed by the Chilean Research Council (CONICYT-FONDECYT 1030609). We are grateful to our colleagues at the Swedish Hydrological and Meteorological Institute, Sweden. Also, to the staff from the Chilean Weather Office.

Figura 7.3: Poster sobre un análisis preliminar de la campaña Noviembre de 2003 en Rapanui.