Biblioteca Digital
F C E N - U B A

BIBLIOTECA CENTRAL LUIS F LELOIR
BIBLIOTECA CENTRAL LELOIR
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES UBA

Tesis Doctoral

Estudio de ondas de gravedad mediante radio ocultamientos GPS: Limitaciones e incertidumbres

Luna, Diego Alejandro

2014

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:
Luna, Diego Alejandro. (2014). Estudio de ondas de gravedad mediante radio ocultamientos GPS: Limitaciones e incertidumbres. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:
Luna, Diego Alejandro. "Estudio de ondas de gravedad mediante radio ocultamientos GPS: Limitaciones e incertidumbres". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2014.

EXACTAS UBA
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

UBA
Universidad de Buenos Aires

Dirección: Biblioteca Central Dr. Luis F. Leloir, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Intendente Güiraldes 2160 - C1428EGA - Tel. (++54 +11) 4789-9293

Contacto: digital@bl.fcen.uba.ar

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Física

Estudio de ondas de gravedad mediante radio ocultamientos GPS: Limitaciones e incertidumbres

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

Director: Dr. Pedro Alexander

Consejero de Estudios: Dr. Roberto Bochicchio

Diego Alejandro Luna

Buenos Aires, 2014

Resumen

El radio ocultamiento GPS (RO GPS) es una técnica de sensado remoto para la medición de propiedades físicas de la atmósfera. En este trabajo se estudiaron las limitaciones de las mediciones de RO para evaluar la actividad de las ondas de gravedad atmosféricas (OG). También se presenta un estudio del rango de variabilidad de actividad ondulatoria aplicado específicamente en la zona de la Patagonia y Península Antártica, por ser una región que exhibe una gran intensidad. Esto permite por lo tanto comparar la importancia de las incertidumbres de medición frente a los rangos típicos de variación de la actividad ondulatoria.

La medición por RO GPS no es una medición puntual sino un promedio sobre una gran distancia horizontal y en una dada dirección. Para analizar las consecuencias de este promediado espacial en el estudio de OG se hizo uso de la alta densidad de eventos de RO en el lado Este de la cordillera de los Andes durante los meses iniciales de la misión COSMIC (Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere and Climate). Esta zona es conocida por su alta actividad ondulatoria. Se eligieron dos pares de perfiles de temperatura, ambos conteniendo dos radio ocultamientos cercanos en tiempo y espacio. Un par mostró diferencias significativas entre perfiles de temperatura. Se efectuaron simulaciones de mesoescala para entender esta discrepancia. La misma fue atribuida a la presencia de estructuras inhomogéneas en la atmósfera, causadas por OG.

La actividad ondulatoria suele cuantificarse mediante el cálculo de la energía potencial (E_p) a través de la integración del cociente entre temperatura de fondo y perturbación (ondas), entre dos altitudes. En este estudio se analizan y cuantifican las contribuciones de diferentes parámetros y variables en la incertidumbres del cálculo de la E_p en la baja estratósfera en perfiles de medicion de RO GPS. En particular, se utilizó el método de Monte Carlo para estudiar la incertidumbre en la E_p debida a diferentes distribuciones de errores en la temperatura.

Se estudió la dependencia temporal y espacial de la actividad ondulatoria en la baja estratósfera sobre el extremo sur de la Cordillera de los Andes y la Península Antártica.

El análisis cubrió los años 2006 a 2011. Se encontraron diferencias significativas entre las actividades mensuales, en concordancia con estudios previos realizados con otros instrumentos y en otros períodos. Las distribuciones de probabilidad de E_p se analizaron mediante tests de Kolmogorov-Smirnov. Dado que las distribuciones de E_p varían según la época del año y no poseen simetría respecto de la media, se propone el uso de la mediana de los valores de E_p como cuantificador de la actividad ondulatoria.

Palabras clave: Radio ocultamiento, incertidumbres, ondas de gravedad, Patagonia, Antártida.

Study of gravity waves through GPS radio occultations: Limitations and uncertainties

Abstract

GPS Radio occultation (GPS RO) is a remote sensing technique used for measuring the physical properties of the atmosphere. In the present work, the limitations of RO measurements to evaluate atmospheric gravity wave (GW) activity have been studied. Also, an analysis of the variability range of GW activity applied over the Patagonia and Antarctic Peninsula, is presented. This region has been chosen due to its high activity. This fact allows a comparison between measurement uncertainties and typical ranges of variability of GW activity.

A GPS RO measurement is the result of an average over a great horizontal distance in a given direction. In order to analize the impact of this average on the GW studies, it has been taken advantage of the anomalous high density of RO events at the eastern side of the highest Andes Mountains during the initial months of the mission COSMIC (Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere and Climate). This zone is known for its high GW activity. Two pairs of RO, both containing two occultations that occurred close in space and time, were chosen. One pair showed significant differences between both temperature profiles. Numerical simulations with a mesoscale model were performed, in order to understand this discrepancy. It has been attributed to the presence of a horizontal inhomogeneous structure caused by GW.

GW activity is usually quantified by calculating the potential energy (E_p) through the integration of the ratio of perturbation (waves) and background temperatures between two given altitudes. In this study, the contributions of different parameters and variables to the uncertainty in the calculation of E_p in the lower stratosphere via GPS RO measurements were investigated and quantified. In particular, a Monte Carlo method was used to evaluate the uncertainty that results from different GPS RO temperature error distributions.

The seasonal and geographical behaviour of GW activity in the lower stratosphere over the southernmost Andes mountains and their prolongation in the Antarctic Peninsula was studied. The study covered the years 2006 to 2011. Significant variation of monthly activity was found, in agreement with results from other instruments and other periods. Probability distributions of E_p were studied using Kolmogorv-Smirnov tests. As the distributions present monthly variations and are not symmetrical around the mean, the median

of the E_p values was proposed as an activity quantifier.

Keywords: Radio occultation, uncertainties, gravity waves, Patagonia, Antarctica.

Índice general

Índice de figuras **8**

Índice de cuadros **11**

1. Introducción general **14**

1.1. Atmósfera terrestre 14

1.1.1. Composición de la atmósfera 14

1.1.2. Estructura térmica 15

1.1.3. Temperatura potencial 16

1.1.4. Estabilidad de la atmósfera 17

1.2. Ondas internas de gravedad 20

1.2.1. Ondas de gravedad: Teoría lineal 21

1.2.2. Ecuación de Taylor-Goldstein 22

1.2.2.1. Solución a la ecuación TG: $u_0 = 0$ 24

1.2.3. Fuentes y propagación de ondas internas de gravedad 26

1.2.3.1. Forzado orográfico 28

1.2.3.2. Generación por convección 29

1.2.4. Consideraciones energéticas en OG 30

1.3. Técnica de radio ocultamiento (RO) 33

1.3.1. Sistema de posicionamiento global (GPS) 35

1.3.2. Obtención de datos atmosféricos por RO GPS 37

1.3.2.1. Obtención del ángulo de desvío $\alpha(a)$ a partir del corrimiento Doppler 38

1.3.2.2. Obtención de la refractividad a partir del parámetro de impacto $\alpha(a)$ 40

1.3.2.3. Obtención de propiedades atmosféricas a partir de la refractividad 41

1.3.3. Trazabilidad y calibración de las mediciones por RO-GPS 44
1.3.4. Resolución vertical de la técnica de RO 46
1.3.5. Resolución horizontal de la técnica de RO 48
1.3.6. Incertidumbres de la técnica de RO 49
1.3.7. Misiones de RO 51
1.3.7.1. Misión CHAMP 51
1.3.7.2. Misión COSMIC 52
1.3.7.3. Misión SAC-C 53
1.3.7.4. Misión SAC-D 54
1.4. Simulaciones numéricas 56
1.4.1. Modelos de mesoescala 56
1.4.2. Weather Research and Forecasting Model (WRF) 57

2. Limitaciones en la detección de AO 58
2.1. Introducción 58
2.2. Método de estudio 59
2.3. Caso de estudio 60
2.4. Comparacion RO-WRF 63
2.5. Conclusiones 64

3. Incertidumbres en la energía potencial 66
3.1. Introducción 66
3.1.1. Incertidumbres 66
3.1.2. Propagación de incertidumbres 66
3.1.3. Propagación de incertidumbres por método de Monte Carlo 69
3.2. Incertidumbres en la determinación de energía potencial ondulatoria (E_p) . 70
3.3. Método de análisis 72
3.4. Set de datos 73
3.5. Incertidumbre debida a la medición de temperatura 75
3.5.1. Modelo de incertidumbre en la medición de temperatura 76
3.5.2. Ruido $R^{ij}(z)$ 76
3.5.3. Resultados de las simulaciones de MC 77
3.6. Sesgo debido a la elección de las longitudes de corte máxima y mínima . . 78
3.7. Diferencias debidas a la elección de la columna de integración 80
3.8. Conclusiones 82

4. Descripción estadística de la energía potencial 83
4.1. Introducción 83
4.2. Antecedentes de OG en la Patagonia y Antártida 84
4.3. Zona de estudio y base de datos 86
4.3.1. Criterio para la elección de la zona de estudio y división en celdas . 86
4.3.2. Base de datos 87
4.4. Análisis mensual-geográfico 90
4.5. Distribución estadística de E_p 92
4.5.1. Prueba de Kolmogorov-Smirnov 92
4.5.2. Prueba de KS sobre distribuciones de E_p en la Patagonia y Antártida 92
4.6. La mediana como estimador en análisis de AO 95
4.6.1. Diagramas de caja para la descripción estadística de E_p 96
4.7. Análisis estacional-geográfico 98
4.7.1. Verano (meses 12, 1 y 2) 98
4.7.2. Otoño (meses 3, 4 y 5) 100
4.7.3. Invierno(meses 6, 7 y 8) 102
4.7.4. Primavera (meses 9, 10 y 11) 102
4.8. Dependencia según LOS 105
4.9. Conclusiones 107

5. Conclusiones generales 108

6. Bibliografía 110

7. Publicaciones 117
7.1. Artículos en revistas con referato 117
7.2. Presentaciones a congresos 118

Índice de figuras

1.1. Estrucutra atmosférica vertical de la temperatura, en los primeros 100 km 16
1.2. Vectores de onda y rectas de fase constante para ondas bidimensionales propagantes ascendentes y descendentes 25
1.3. Onda evanescente generada en el nivel Z_L 26
1.4. Esquema de diversos procesos de producción, propagación y disipación de ondas de gravedad. 27
1.5. La velocidad de fase intrínseca c_I de una OG generada por orografía posee el mismo módulo que la velocidad del viento u_0, pero signo opuesto. Para un observador estacionario, la onda se halla quieta. 28
1.6. Proyección de un vector de ondas tridimensional en el plano horizontal. . . 31
1.7. Geometría de un RO 33
1.8. Geometría del ocultamiento GPS-LEO. Se observa el ángulo de desviación α (aumentado para la ilustración), el parámetro de impacto *a* (distancia de mayor acercamiento al centro de la Tierra, previa a la refracción), y el radio al punto tangente r (perigeo del rayo de ocultamiento). El plano formado por el centro de la Tierra y las posiciones de los satélites definen el *plano de ocultamiento*. 37
1.9. Esquema de pasos para la obtención de parámetros atmosféricos a partir de información de radio sondeo 39
1.10. Radio de la primera zona de Fresnel, Z_F. 46
1.11. Relación geométrica entre la resolución vertical y horizontal de un RO, con R >> Δ Z. 48
1.12. Esquema de los intrumentos presentes a bordo del satélite CHAMP 51
1.13. Esquema de los intrumentos presentes a bordo de cada satélite perteneciente a la constelación COSMIC 52
1.14. Esquema de los intrumentos presentes a bordo del satélite SAC-D 54

2.1. Esquema de la geometría horizontal presentada por la cordillera de los Andes, los planos de fase constante esperados por ondas de gravedad generadas por forzado orográfico, vientos característicos del oeste y LOS. 60
2.2. Set de LOS (líneas) y puntos tangentes (puntos oscuros en el centro de cada rayo) para los pares 1 y 2. En el primer caso, las direcciones de rayos forman un ángulo cercano a los 90°, mientras que en el segundo son casi paralelas. 61
2.3. Perfiles de RO de los pares 1 y 2 63
2.4. Perfiles de temperatura de RO y WRF, ambos para el par 1 64

3.1. Caso simple de la propagación de incertidumbres 67
3.2. Caso unidimensional de propagación de incertidumbres en un problema no-lineal 68
3.3. 69
3.4. Distribución de RO en función de aparición/ocultamiento, mes, hora local, LOS, satélite LEO, satélite GPS, longitud y latitud. 74
3.5. Distribución de E_p para los 15 396 casos estudiados (z_1 = 18 km, z_2 = 33 km, λ_m=2 km, λ_M=10 km). 75
3.6. Contribución de la temperatura en la incertidumbre de E_p (z_1 = 18 km, z_2 = 33 km, λ_m=2 km y λ_M=10 km). 78
3.7. *Cuadrados*: $E_p(\lambda_m=0)$ - $E_p(\lambda_m=2)$. *Círculos*: $E_p(\lambda_M=10)$ - $E_p(\lambda_M=9)$. . . 79
3.8. E_p calculada con una columna vertical de 15 km menos E_p calculada con columnas de 10 km y 12 km. 81

4.1. Zona de estudio y división en 6 bandas latitudinales de 10° de ancho. . . . 86
4.2. Límites de sensibilidad para diferentes instrumentos, en términos de longitudes de onda horizontales y verticales de OG. 87
4.3. Cantidad de RO por mes en cada banda. 88
4.4. Energías promedio (círculos) y mediana (cuadrados, ver sección 4.6) en cada banda, en función del mes. 90
4.5. Valores P obtenidos mediante el test de Kolmogorov-Smirnov sobre distribuciones de E_p, con hipótesis de distribuciones normal y lognormal. La línea de puntos indica el umbral de aceptación adoptado: 0.05. 93
4.6. Distribuciones de energías en los meses de octubre del estudio. 96
4.7. Esquema de la definición de cuartiles (Q_1, Q_2 y Q_3) y rango intercuartílico (RIC). 96

4.8. Valores de mediana de energía para cada mes, junto con el segundo y tercer cuartil (Rango intercuartílico.) 97
4.9. Distribuciones donde dos rangos intercuartílicos (RIC_A y RIC_B) no se solapan. 98
4.10. Región de estudio divida en celdas de 3 por 6 grados, con valores de promedio, mediana y desvío estándar de E_p, para los veranos de 2006 a 2011. Se muestra también el número de RO por celda. 99
4.11. Región de estudio divida en celdas de 3 por 6 grados, con valores de promedio, mediana y desvío estándar de E_p, para los otoños de 2006 a 2011. Se muestra también el número de RO por celda. 101
4.12. Región de estudio divida en celdas de 3 por 6 grados, con valores de promedio, mediana y desvío estándar de E_p, para los inviernos de 2006 a 2011. Se muestra también el número de RO por celda. 103
4.13. Región de estudio divida en celdas de 3 por 6 grados, con valores de promedio, mediana y desvío estándar de E_p, para las primaveras de 2006 a 2011. Se muestra también el número de RO por celda. 104
4.14. Dependencias con el ángulo de LOS del número de eventos, porcentaje de eventos con $E_p > 2$ J/kg y valor medio de energias superiores a 2 J/kg. . . 106

Índice de cuadros

1.1. Composición de la atmósfera. Las relaciones de mezcla listadas son las representativas en la tropósfera o en la estratósfera. 15
1.2. Exactitudes requeridas de diferentes parámetros atmosféricos 45

Resumen de Acrónimos

AMSU-A Advanced Microwave Sounding Unit-A

AO Actividad ondulatoria

CHAMP CHAllenging Minisatellite Payload

CONAE Comisión Nacional de Actividades Espaciales

COSMIC Constellation Observing System for Meteorology Ionosphere and Climate

$\mathbf{E}_p$ Energía potencial

CRISTA CRyogenic Infrared Spectrometers and Telescopes for the Atmosphere

GOLPE Gps OccuLtation and Passive reflection Experiment

GPS Global Position System.

JPL Jet Propulsion Laboratory

KS Kolmogorov-Smirnov

LEO Low Earth Orbit

MC Monte Carlo

NASA National Aeronautics and Space Administration

NCAR National Center for Atmospheric Research

NCEP National Centers for Environmental Prediction

NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration

OG Ondas internas de gravedad

RIC Rango intercuartlílico

RO Radio ocultamiento.

SAC-C/D Satélite de Aplicaciones Científicas-C/D

SI Sistema Internacional de Unidades

UARS Upper Atmosphere Research Satellite

UCAR University Corporation for Atmospheric Research

VP Valor P

WRF Weather Research and Forecasting

Capítulo 1

Introducción general

1.1. Atmósfera terrestre

La atmósfera terrestre es la envoltura gaseosa que rodea la Tierra. El 90 % de la masa atmosférica se encuentra concentrada en los primeros 15 km de altura (menos del 1 % del radio terrestre).

Esta concentración de masa es causada por la gravedad, la cual provoca a su vez una estratificación de los componentes atmosféricos. A través de dicha concentración, la gravedad impone una restricción al movimiento atmosférico, por lo que circulaciones con dimensiones mayores a algunas pocas decenas de kilómetros son aproximadamente horizontales.

Una de las mayores complejidades en el estudio de la atmósfera son las distintas escalas involucradas en los procesos: en ella pueden coexistir desde remolinos de unos pocos metros hasta circulaciones del tamaño de la Tierra.

Estos movimientos redistribuyen el aire, influenciando la distribución de otros componentes atmosféricos como ozono, nubes y vapor de agua mediante corrientes.

1.1.1. Composición de la atmósfera

Los componentes atmosféricos están fuertemente ligados a los procesos químicos y radiativos que determinan el clima y el balance energético del planeta.

La atmósfera terrestre se compone principalmente de oxígeno y nitrógeno, junto con cantidades mucho menores de dióxido de carbono, ozono, vapor de agua y otros gases aún mas rarificados. A pesar de que estos últimos componentes se hallan presentes en proporciones muy pequeñas, son de crucial importancia debido a su capacidad de absorber

radiación infrarroja, propiedad que no poseen ni el nitrógeno ni el oxígeno [1].

En la tabla 1.1 se muestra la composición del aire y se indican las relaciones de mezcla de volúmen en la tropósfera, junto con los procesos que controlan su creación o destrucción.

Constituyente	**Relación de mezcla troposférica**	**Distribución vertical**	**Proceso de control**
N_2	0,7808	Homogénea	Mezcla vertical
O_2	0,2095	Homogénea	Mezcla vertical
H_2O	$\leq$ 0,03	Decrece abruptamente en la tropósfera; creciente en la estratósfera; altamente variable	Evaporación, condensación, transporte, producción por oxidación de CH_4
A	0,0093	Homogénea	Mezclado vertical
CO_2	345 *ppmv*	Homogéneo	Mezclado vertical. Producción por procesos antropogénicos y en superficie.
O_3	10 *ppmv*$*$	Se incrementa abruptamente en la estratósfera. Altamente variable	Producción fotoquímica en la estratósfera.
CH_4	1,6 *ppmv*	Homogéneo en la tropósfera. Decrece en la atmósfera media	Producido en procesos de superficie. Su oxidación genera H_2O.
N_2O	350 *ppbv*	Homogéneo en la tropósfera. Decrece en la atmósfera media.	Transporte. Producción por procesos antropogénicos y de superficie. Disociación en la atmósfera media; produce NO
CO	70 *ppbv*	Decrece en la tropósfera. Aumenta en la estratósfera.	Transporte. Se produce antropogénicamente y por oxidacion de CH_4.
NO	0,1 *ppbv*$*$	Aumenta verticalmente	Producción por disociación de N_2O. Destrucción catalítica de O_3
$CFC-11$	0,2 *ppbv*	Homogéneo en la tropósfera; decrece en la estratósfera	Mezclado en la tropósfera. Producción industrial. Fotodisociación en la estratósfera
$CFC-12$	0,3 *ppbv*	Idem CFC-11	Idem CFC-11

*Valor en la estratósfera

Tabla 1.1: Composición de la atmósfera. Las relaciones de mezcla listadas son las representativas en la tropósfera o en la estratósfera.

1.1.2. Estructura térmica

La figura 1.1 muestra un ejemplo de un perfil de temperatura y presión desde la superficie terrestre hasta 100 km de altura.

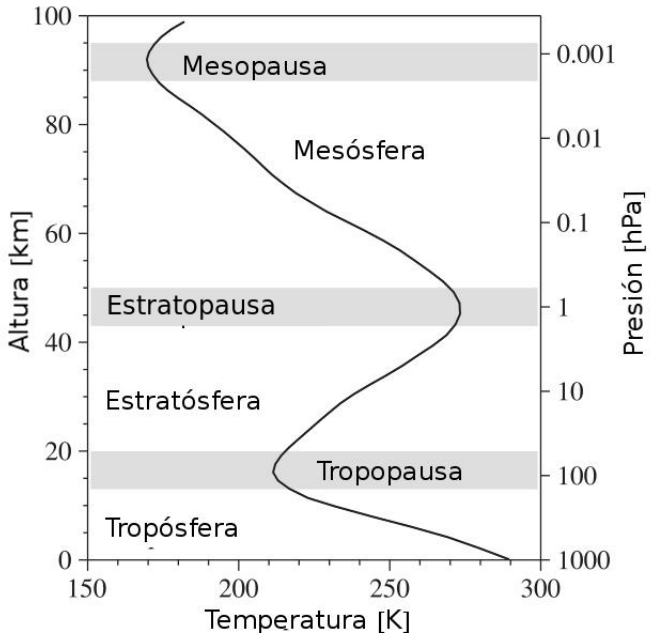


Figura 1.1: Estrucutra atmosférica vertical de la temperatura, en los primeros 100 km

La atmósfera se divide en capas de acuerdo con la variación vertical de temperatura. La capa más baja, que suele abarcar desde la superficie hasta los 15 km de altura, donde la temperatura decrece con la altura, es denominada *tropósfera*. A partir de los 15 km la temperatura comienza a aumentar con la altura. Esta segunda capa es conocida como *estratósfera*. La zona de transición entre tropósfera y estratósfera de denomina *tropopausa*. La temperatura aumenta hasta los 45 km, donde comienza la *mesósfera*. La zona de transición entre estas dos capas se denomina *estratopausa*. Mas allá de la mesósfera comienza la termósfera, donde la temperatura vuelve a aumentar con la altura.

La tropósfera es denominada también *atmósfera baja*. Es aquí donde ocurren la mayoría de los fenómenos relacionados con el tiempo atmosférico, como ciclones, frentes, huracanes, precipitaciones, etc.

1.1.3. Temperatura potencial

Para un gas ideal que es sometido a un proceso adiabático (es decir, un proceso reversible que no intercambia calor con el exterior), la primera ley de la termodinámica puede escribirse en forma diferencial como:

$$c_P D\,(\ln T) - RD\,(\ln p) = D(c_p \ln T - R \ln p) = 0 \tag{1.1}$$

donde T es la temperatura, p es la presión, R es la constante de los gases ideales y c_p el calor específico de un gas ideal, a presión constante.

Integrando 1.1 desde un estado en una presión p y una temperatura T hasta un estado en donde la presión es p_s y la temperatura es θ, se obiene:

$$\theta = T\left(\frac{p_s}{p}\right)^{\frac{R}{c_p}} \tag{1.2}$$

La ecuación 1.2 es conocida como la ecuación de Poisson, y la temperatura θ se denomina *temperatura potencial*. Se interpreta simplemente como la temperatura que un elemento de fluido a presión p y temperatura T tendría si fuera expandido adiabáticamente a una presión de referencia p_s. Generalmente se toma el valor de referencia como $p_s = 1000$ hPa. Por lo tanto, cada parcela de aire tiene un único valor de temperatura potencial, y su valor se conserva para procesos atmosféricos adiabáticos. Dado que los procesos de escala sinóptica (de longitudes características mayores a unos cientos de kilómetros) fuera de regiones de precipitaciones son aproximadamente adiabáticos, θ es una magnitud denominada $cuasi - conservada$.

El lapse rate de temperatura (es decir, la tasa de decrecimiento de la temperatura con la altura) y la variación de temperatura potencial en la dirección vertical, se pueden obtener tomando el logaritmo de 1.2 y derivando respecto de la altura. Junto con la ecuación hidrostática y la ecuación de estado de un gas ideal se obtiene [2]:

$$\frac{T}{\theta}\frac{\partial\theta}{\partial z} = \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{g}{c_p} \tag{1.3}$$

Para una atmósfera donde la temperatura potencial es constante respecto de la altura, el lapse rate también es constante:

$$-\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p} \equiv \Gamma_d \tag{1.4}$$

1.1.4. Estabilidad de la atmósfera

Las oscilaciones adiabáticas de un elemento de fluido alrededor de su nivel de equilibrio en una atmósfera estable estratificada son conocidas como oscilaciones boyantes. La frecuencia característica de estas oscilaciones puede derivarse a partir de considerar una parcela de aire desplazada verticalmente una distancia δz sin perturbar su entorno.

Si el exterior de este elemento de fluido se halla en equilibro hidrostático, el principio de Arquímedes para este elemento de fluido se escribe:

$$\rho_o g = -\frac{dp_o}{dz} \tag{1.5}$$

donde ρ_0 y p_0 son la presión y la densidad del entorno. La aceleración vertical del elemento de fluido es

$$\frac{D^2}{Dt^2}(\delta z) = -g - \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z} \tag{1.6}$$

Asumiendo que la presión de la parcela se ajusta instantáneamente a la presión del medio ($p = p_0$) y que se trata de un gas ideal, puede reemplazarse 1.5 en 1.6 para obtener:

$$\frac{D^2}{Dt^2}(\delta z) = g\left(\frac{\rho_o - \rho}{\rho}\right) = g\frac{\theta}{\theta_0} \tag{1.7}$$

donde θ designa la perturbación de la temperatura potencial de la parcela en un estado sin perturbar $\theta_0(z)$. Considerando pequeños apartamientos respecto de la posición de equilibrio, se puede aproximar la perturbación θ_0 a primer orden en expansión de Taylor como[2]:

$$\begin{aligned} \theta_0(\delta z) &\approx \theta_0(z) + \frac{d\theta_0}{dz}\delta z \\ \theta(\delta z) = \theta_0(z) - \theta_0(\delta z) &= -(d\theta_0/dz)\delta z \end{aligned} \tag{1.8}$$

De esta forma, 1.6 puede escribirse como:

$$\frac{D^2}{Dt^2}(\delta z) = -g\frac{d\ln\theta_0}{dz}\delta z \equiv -N^2\delta z \tag{1.9}$$

Así, la ecuación 1.9 toma la forma de oscilador armónico dependiendo del signo de la *frecuencia de Väisälä-Brunt:* N^2.

Si $N^2 > 0$, la parcela oscilará alrededor de su nivel inicial con período $\tau = 2\pi/N$. Para condiciones troposféricas usuales, $N \approx 1{,}2 \times 10^{-1}s^{-1}$, por lo tanto el período de este tipo de oscilaciones es de alrededor de 8 minutos.

Si $N = 0$, no existe fuerza neta sobre la parcela, y el elemento de fluido estará en equilibrio.

Si $N^2 < 0$, el desplazamiento crece exponencialmente con el tiempo.

De esta forma se llega al criterio de estabilidad para aire seco:

$$
\begin{array}{ll}
d\theta_0/dz > 0 & \text{atmósfera estable} \\
d\theta_0/dz = 0 & \text{atmósfera neutra} \\
d\theta_0/dz < 0 & \text{atmósfera inestable}
\end{array}
$$

1.2. Ondas internas de gravedad

En dinámica de fluídos, se denomina *ondas de gravedad* a las oscilaciones donde las fuerzas restituyentes sobre las parcelas son debidas a la gravedad. Las ondas de gravedad se dividen en dos grandes tipos: internas y externas. Estas últimas corresponden a perturbaciones entre medios de distinta composición (agua y aire, por ejemplo). Por otro lado, las *ondas internas de gravedad* (OG) son las generadas dentro de un único fluído, pero con gradientes de densidad.

Las OG son, en la actualidad, unas de los temas principales de estudio en la dinámica de la atmósfera. Consituyen un mecanismo muy importante de transporte vertical de energia y momento a través de la atmósfera. Representan una significativa parte del espectro de movimientos atmosféricos y contribuyen en forma determinante a la estructura térmica de la atmósfera baja y media. Por esta razón, los cálculos de balances atmosféricos, ya sea de escala correspondiente a la circulación general o de turbulencia en superficie, incluyen términos de transporte y mezcla asociados a ondas. La sub/sobre estimación del efecto dinámico neto de las ondas de gravedad conlleva, por ejemplo a importantes errores en las predicciones numéricas de las variables dinámicas y termodinámicas, obtenidas mediante modelos de circulación de la atmósfera.

Las diferentes capas de la atmósfera suelen ser estudiadas por separado, desde los primeros cientos de metros de la capa límite planetaria hasta la ionósfera, por encima de los 80 kilómetros. Las OG cubren todo el rango de alturas. En la escala vertical, algunas ondas abarcan desde la superficie hasta el fin de la atmósfera, mientras que en las direcciones horizontales, otras acoplan la escala sinóptica con la escala de turbulencia disipativa.

1.2.1. Ondas de gravedad: Teoría lineal

Una gran parte del conocimiento que se posee sobre la naturaleza de las ondas de gravedad atmosféricas proviene de la teoría lineal. Para linealizar el sistema de ecuaciones que describe la dinámica de una atmósfera con oscilaciones, se expande cualquier variable q en un estado de base hidrostático q_0 y una perturbación q_1. Se asume que las perturbaciones son mucho menores que el estado de base, y que estas perturbaciones no afectan el estado inicial de equilibrio. Además, si las perturbaciones son pequeñas, el producto de ellas será inclusive menor, por lo que será despreciado. Esta aproximación implica que el modelo utilizado no considera interacciones entre ondas. La matemática se simplifica si se asume que el estado q_0 es estacionario y horizontalmente uniforme. Por este motivo se tomará al estado q_0 como el flujo medio, pero con variaciones verticales. Las perturbaciones pueden ser causadas por diversos mecanismos incluyendo turbulencia, corrientes de densidad, plumas de calor, etc. En este trabajo se estudiarán sólo perturbaciones representadas por ondas de gravedad.

Todas estas simplificaciones tienen su precio. En la atmósfera real, las ondas interactúan entre ellas y con la turbulencia, la cual a su vez pudo ser producida por las interacciones entre ondas y el flujo medio.

En resúmen, la linealización contiene las siguientes consideraciones:

- Cualquier variable q se descompone en un término de base estacionario (o lentamente variable) q_0 y un término perturbativo q_1, de manera que $q = q_0 + q_1$.
- Se asume que el estado de base q_0 satisface el sistema no-lineal de ecuaciones originales.
- La variable $q = q_0 + q_1$ también satisface el sistema no-lineal de ecuaciones.
- El producto de perturbaciones es ignorado.

1.2.2. Ecuación de Taylor-Goldstein

La ecuación de Taylor-Goldstein es la ecuación de ondas para ondas de gravedad en aproximación lineal. Se obtiene a partir de las ecuaciones de Euler en un sistema bidimensional no-rotante y sin viscosidad. Las ecuaciones 1.10 y 1.11 corresponden a la conservación de momento lineal en la dirección x y z, respectivamente. La ecuación 1.12 corresponde a la conservación de masa y 1.13 a la conservación de energía térmica.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + w\frac{\partial u}{\partial z} = -\rho^{-1}\frac{\partial p}{\partial x} \tag{1.10}$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u\frac{\partial w}{\partial x} + w\frac{\partial w}{\partial z} = -\rho^{-1}\frac{\partial p}{\partial z} - g \tag{1.11}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \tag{1.12}$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + u\frac{d\rho}{dx} + w\frac{d\rho}{dz} = 0 \tag{1.13}$$

Con las consideraciones de la sección 1.2.1, se linealizan las ecuaciones de acuerdo a 1.14:

$$q(x,z,t) = q_0(z) + q_1(x,z,t); \tag{1.14}$$

donde $q_0(z)$ es un estado estacionario horizontalmente uniforme y $q_1(x,z,t)$ es una perturbación de primer orden. Luego las ecuaciones 1.10 - 1.13 se expresan bajo la aproximación de Boussinesq ($|\rho_1| \ll |\rho_0|$) como[3]:

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} + u_0\frac{\partial u_1}{\partial x} + w_1\frac{\partial u_0}{\partial z} = -\rho_0^{-1}\frac{\partial p_1}{\partial x} \tag{1.15}$$

$$\frac{\partial w_1}{\partial t} + u_0\frac{\partial w_1}{\partial x} = -\rho_0^{-1}\frac{\partial p_1}{\partial z} - \frac{\rho_1}{\rho_0}g \tag{1.16}$$

$$\frac{\partial u_1}{\partial x} + \frac{\partial w_1}{\partial z} = 0 \tag{1.17}$$

$$\frac{\partial \rho_1}{\partial t} + u_0\frac{\partial \rho_1}{\partial x} + w_1\frac{d\rho_0}{dz} = 0; \tag{1.18}$$

donde ρ_0 es la densidad atmosférica estacionaria. Para resolver el sistema de ecuaciones 1.15 - 1.18 existen dos posibilidades. Doble transformar por Fourier o asumir soluciones del tipo:

$$u_1(x,z,t) = \tilde{u}(z)e^{i(kx-\omega t)} \tag{1.19}$$

$$\rho_1(x,z,t) = \tilde{\rho}(z)e^{i(kx-\omega t)} \tag{1.20}$$
$$p_1(x,z,t) = \tilde{p}(z)e^{i(kx-\omega t)} \tag{1.21}$$
$$w_1(x,z,t) = \tilde{w}(z)e^{i(kx-\omega t)} \tag{1.22}$$

Por ambos caminos, de 1.15 - 1.18 se obtiene:

$$-iw\tilde{\omega} + iu_0k\tilde{u} + \tilde{w}\frac{du_0}{dz} = \frac{-i}{\rho_0}k\tilde{p} \tag{1.23}$$
$$-i\omega\tilde{w} + iu_0k\tilde{w} = \frac{-1}{\rho_0}\frac{d\tilde{p}}{dz} - \frac{\tilde{\rho}}{\rho_0}g \tag{1.24}$$
$$-ik\tilde{u} + \frac{d\tilde{w}}{dz} = 0 \tag{1.25}$$
$$-i\omega\tilde{\rho} + iu_0k\tilde{\rho} + \tilde{w}\frac{d\rho_0}{dz} = 0 \tag{1.26}$$

Las variables $\tilde{p}$, $\tilde{w}$ y $\tilde{\rho_0}$ dependen sólo de z, por lo que las derivadas parciales fueron reemplazadas por totales. Del set anterior de ecuaciones puede definirse la *frecuencia intrínseca* Ω como la frecuencia de la onda, relativa al fluido, es decir, la frecuencia de la onda medida por un observador que se deplaza con la velocidad u_0 del fluido:

$$\Omega = \omega - u_0k \tag{1.27}$$

ω resulta entonces la frecuencia observada desde un sistema de coordenadas fijo, mientras que Ω es la frecuencia afectada por el corrimiento Doppler del medio.

Usando la definición de la frecuencia de Väisälä-Brunt en la forma $N^2 \equiv -\frac{-g}{\rho_0}\frac{\partial\rho_0}{\partial z}$ y la expresión 1.27 para el corrimiento Doppler, el set de ecuaciones 1.23 - 1.26 se escribe como:

$$i\Omega\tilde{u} - \tilde{w}\frac{du_o}{dz} = \frac{i}{\rho_o}k\tilde{p} \tag{1.28}$$
$$i\Omega\tilde{w} = \frac{1}{\rho_o}\frac{d\tilde{p}}{dz} + \frac{\tilde{\rho}}{\rho_0}g \tag{1.29}$$
$$ik\tilde{u} + \frac{d\tilde{w}}{dz} = 0 \tag{1.30}$$
$$i\Omega\tilde{\rho} + \tilde{w}\frac{\rho_0}{g}N^2 = 0 \tag{1.31}$$

Estas ecuaciones se conocen como las *ecuaciones de polarización*, ya que describen las fases relativas y amplitudes de varias magnitudes ondulatorias. Despejando $\tilde{w}$ y asumiendo una dependencia del perfil de densidad sin perturbar dada por $\rho_0 = \rho_s e^{-z/H_s}$, se obtiene:

$$\frac{d^2\tilde{w}}{dz^2} - \frac{1}{H_s s}\frac{d\tilde{w}}{dz} + \left[\frac{k^2N^2}{\Omega^2} + \frac{k}{\Omega}\frac{d^2u_0}{dz} - \frac{k}{\Omega}\frac{1}{H_s}\frac{du_0}{dz} - k^2\right]\tilde{w} = 0 \tag{1.32}$$

1.32 puede simplificarse si se define una nueva variable $\hat{w}$ de la forma:

$$\tilde{w} = e^{\int(1/2H_s)dz}\hat{w} = e^{z/2H_s}\hat{w} \tag{1.33}$$

De esta forma se llega finalmente a la expresión de la ecuación de Taylor-Goldstein (TG) [4, 5].

$$\frac{d^2\hat{w}}{dz^2} - \left[\frac{k^2N^2}{\Omega^2} + \frac{k}{\Omega}\frac{d^2u_0}{dz} - k^2 - \frac{k}{\Omega}\frac{1}{H_s}\frac{du_0}{dz} - \frac{1}{4H_s^2}\right]\hat{w} = 0 \tag{1.34}$$

1.2.2.1. Solución a la ecuación TG: $u_0 = 0$

El ejemplo más simple de solución de la ecuación de TG es el caso de N independiente de la altura, y longitud de onda mucho menor que la escala de altura H_s. En el caso de velocidad de fondo (u_0) nula, 1.34 se escribe como

$$\frac{d^2\hat{w}}{dz^2} + \left[\frac{k^2N^2}{\omega^2} - k^2\right]\hat{w} = 0 \tag{1.35}$$

La solución general es

$$\hat{w}(z) = Ae^{imz} + Be^{-imz} \tag{1.36}$$

de donde se obtiene la relación de dispersión

$$\omega = ck = \pm\frac{kN}{(k^2+m^2)^{1/2}} = N\cos\beta \tag{1.37}$$

donde β es el ángulo que forma el vector de onda con la horizontal, como puede verse en la figura 1.2

De esta relación de dispersión se obtienen importantes características de la propagación de las ondas. Por ejemplo, si N varía con la altura, las ondas de frecuencia constante se propagan en direcciones curvas. Por otro lado, la frecuencia ω no puede ser mayor a N. Cuando $\omega = N$, entonces $\beta = 0$, la onda se propaga en dirección horizontal y las partículas solo oscilan en forma vertical.

Cuando ω/N es pequeño (debido a ondas de baja frecuencia o alta estratificación), β tiende a $\pi/2$ y la parcela oscila en forma casi horizontal y la onda se propaga verticalmente.

De 1.37 se desprende que los números de onda para la ecuación de TG son:

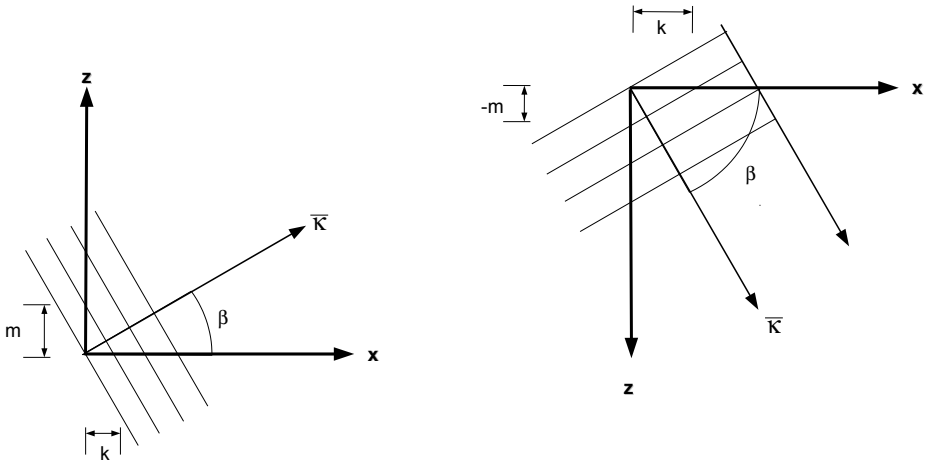


Figura 1.2: Vectores de onda y rectas de fase constante para ondas bidimensionales propagantes ascendentes y descendentes

$$m = \pm k \left[\frac{N^2}{\omega^2} - 1 \right]^{1/2} \tag{1.38}$$

Si $\omega < N$, entonces m es real y la onda se conoce como *interna* o *propagante*. Si $\omega > N$, entonces m es imaginario y la onda se conoce como *evanescente* o *externa*. En este último caso puede escribirse $m = \pm i\zeta$. La solución general es:

$$w_1 = Ae^{-\zeta(z-z_L)}e^{i(kx-\omega t)}, z > z_L \tag{1.39}$$

$$w_1 = Be^{\zeta(z-z_L)}e^{i(kx-\omega t)}, z < z_L \tag{1.40}$$

donde z_L es la altura en la cual la onda evanescente es creada. La apariencia de la onda es la esquematizada en la figura 1.3. La amplitud desciende exponencialmente con la distancia a medida que se aparta del nivel en donde fue generada. Las ondas evanescentes se propagan solo en forma horizontal. Es posible que una onda cambie de propagante a evanescente si la estratificación cambia con la altura. En este punto donde la onda cambia, se produce una reflexión.

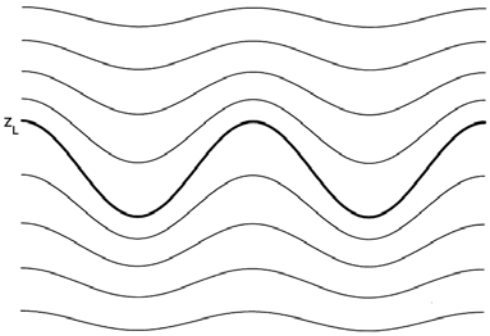


Figura 1.3: Onda evanescente generada en el nivel Z_L

1.2.3. Fuentes y propagación de ondas internas de gravedad

En esta sección se identifican las fuentes dominantes de la actividad ondulatoria en la atmósfera media. Entre los mecanismos de generación más comunes se pueden contar el forzado orográfico y la convección. Sin embargo existen otras fuentes que pueden estar presentes en zonas particulares o en asociación con factores dinámicos de escala global. Ejemplos de estas otras fuentes son el ajuste geostrófico de flujos en la vecindad de jets y sistemas frontales, interacciones onda-onda, etc. [6]

En la figura 1.4 se esquematizan diversos procesos de producción, propagación y disipación de ondas de gravedad.

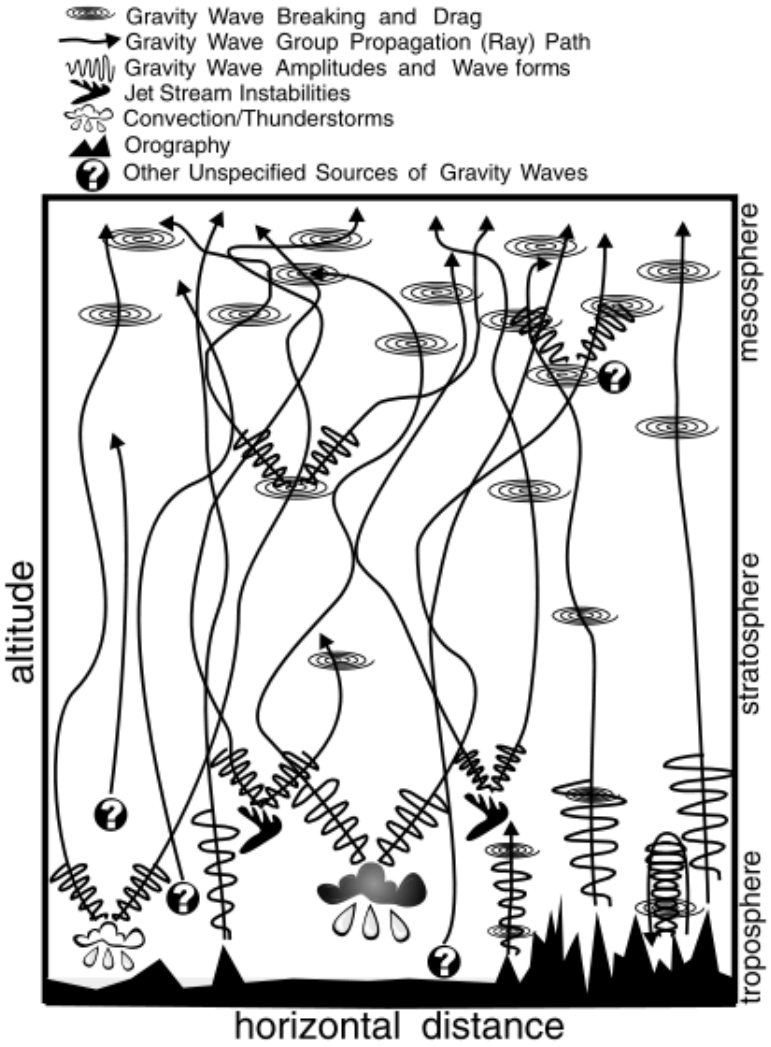


Figura 1.4: Esquema de diversos procesos de producción, propagación y disipación de ondas de gravedad. Adaptado de [7].

1.2.3.1. Forzado orográfico

Las ecuaciones de movimiento linealizadas predicen que el desplazamiento vertical de un flujo estratificado genera OG en la mayoria de los casos [8]. Esto es especialmente cierto cuando el flujo se da sobre obstáculos en el terreno como colinas o montañas. Sin embargo, depresiones como cañones o valles también pueden generar OG.

Es por esto que accidentes geográficos extendidos en el espacio, como cordones montañosos, pueden generar ondas que transportan energía y momento desde la baja tropósfera a la alta atmósfera donde la energía y el momento son depositados.

Idealmente, las ondas generadas por la orografía son estacionarias respecto de la superficie, y no experimentan dispersión [9]. Todas las ondas poseen la misma velocidad de fase, la cual es nula desde un sitema de referencia fijo a la Tierra. Es por este motivo que la superposición de ondas de diferentes amplitudes pueden generar ondas estacionarias sobre obstáculos en el terreno.

Para un observador estacionario, las OG generadas por orografía se hallan fijas en el espacio, es decir, parecen fijas al obstáculo que las genera. Sin embargo, en forma relativa al flujo de fondo, la onda se propaga *aguas arriba* con la misma velocidad del viento, es decir $c_I = -u_0$, con c_I la velocidad de fase intrínseca y u_0 la componente de la velocidad del viento perpendicular al obstáculo.

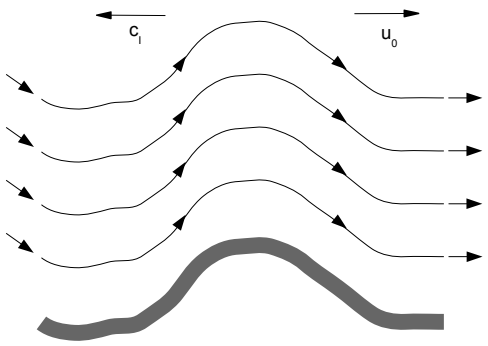


Figura 1.5: La velocidad de fase intrínseca c_I de una OG generada por orografía posee el mismo módulo que la velocidad del viento u_0, pero signo opuesto. Para un observador estacionario, la onda se halla quieta.

Dado que la onda es estacionaria respecto del suelo, $\omega = 0$ y

$$\Omega = \omega - ku_0 = -ku_0 \tag{1.41}$$

Por lo tanto, si la velocidad del viento varía con la altura, la velocidad de fase de la onda debe cambiar.

1.2.3.2. Generación por convección

A pesar de ser conocido por décadas que la convección puede generar OG, sólo recientemente las observaciones y los modelos han empezado a caracterizar las ondas generadas por esta fuente [10]. Una de las dificultades que caracteriza esta fuente es su intermitencia inherente. Las ondas generadas por convección no poseen una sola frecuencia dominante, como en el caso de las generadas por orografía.

1.2.4. Consideraciones energéticas en OG

Una característica de todas las ondas es su capacidad de transportar energía. En el caso de OG, es posible una separación entre energía cinética y potencial. En esta sección se considerará un caso bidimensional con velocidad de viento y estratificación constantes.

Multiplicando 1.15 por u_1 y 1.16 por w_1 y sumando las dos ecuaciones, se obtiene:

$$\frac{D}{Dt}\left[\frac{1}{2}\rho_0(u_1^2+w_1^2)\right]+u_1\frac{\partial p_1}{\partial x}+w_1\frac{\partial p_1}{\partial z}+\rho_1 g w_1=-\rho_0 u_1 w_1\frac{du_0}{dz} \tag{1.42}$$

donde la derivada total es

$$\frac{D}{Dt}=\frac{\partial}{\partial t}+u_0\frac{\partial}{\partial x} \tag{1.43}$$

Utilizando la ecuación de continuidad, 1.42 puede reescribirse como [3]:

$$\frac{D}{Dt}\left[\frac{1}{2}\rho_0(u_1^2+w_1^2)\right]+\rho_1 g w_1=-\frac{\partial(u_1p_1)}{\partial x}-\frac{\partial(w_1p_1)}{\partial z}-\rho_0 u_1 w_1\frac{du_0}{dz} \tag{1.44}$$

Definiendo a ζ como el desplazamiento vertical de una parcela desde su posición de equilibrio, luego $w_1 = D\zeta/Dt$. La densidad perturbada ρ_1 queda:

$$\rho_1=-\frac{d\rho_0}{dz}\zeta_1 \tag{1.45}$$

Finalmente es posible escribir 1.44 como:

$$\frac{D}{Dt}\left[\frac{1}{2}\rho_0(u_1^2+w_1^2)+\frac{1}{2}\rho_0 N^2\zeta_1^2\right]=-\frac{\partial(u_1p_1)}{\partial x}-\frac{\partial(w_1p_1)}{\partial z}-\rho_0 u_1 w_1\frac{du_0}{dz} \tag{1.46}$$

El primer término del paréntesis izquierdo corresponde a la variación de *energía cinética*. El segundo término es la variación de *energía potencial*. Para verificar esto último, considérese la energía potencial (E_p) obtenida por un elemento de fluido al ser desplazado verticalmente una distancia ζ_1 por el empuje F_b debido a la onda:

$$E_p=-\int_0^{\zeta_1}F_b dz=-\int_0^{\zeta_1}\left(g\frac{d\rho_0}{dz}z\right)dz \tag{1.47}$$

Utilizando 1.9 en la ecuación anterior, se obtiene:

$$E_p=-\frac{1}{2}g\frac{d\rho_0}{dz}\zeta_1^2=\frac{1}{2}\rho_0 N^2\zeta_1^2 \tag{1.48}$$

Entonces, finalmente se tiene:

$$E = \frac{1}{2}\rho_0(u_1^2 + w_1^2 + N^2\zeta_1^2) \tag{1.49}$$

Dado que la energía de la onda es periódica en espacio y tiempo, resulta mas útil estudiar promedios que valores locales. Teniendo en cuenta que se está trabajando con ondas en régimen lineal, un promedio sobre distancias grandes es equivalente a un promedio sobre una longitud de onda. Considerando las tres dimensiones espaciales, se puede escribir:

$$\overline{E} = \frac{1}{2}\rho_0(\overline{u_1^2 + v_1^2 + w_1^2}) + \frac{1}{2}\rho_0 N^2\overline{\zeta_1^2}) \tag{1.50}$$

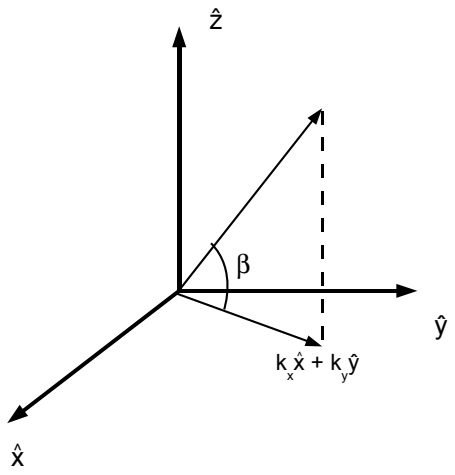


Figura 1.6: Proyección de un vector de ondas tridimensional en el plano horizontal.

Donde las barras indican promedio temporal. Si se considera una OG de amplitud constante, $w_1 = a_1 cos(\phi)$ con $\phi = kx + ly + mz - \omega t$, de las relaciones de polarización se obtiene:

$$u_1 = -\frac{k}{k^2 + l^2} m a_1 cos(\phi) \tag{1.51}$$

$$v_1 = -\frac{l}{k^2 + l^2} m a_1 cos(\phi) \tag{1.52}$$

donde l es el número de onda en la dirección y. Promediando la energía cinética (E_c) sobre 2π radianes, se llega a:

$$\overline{E_c} = \frac{1}{2}\rho_0 \left(\overline{u_1^2 + v_1^2 + w_1^2}\right) = \frac{1}{4}\rho_0 \frac{a_1^2}{\cos^2\beta} \tag{1.53}$$

donde β es el ángulo entre el vector de onda κ y el plano $x - y$, como se indica en la figura 1.6.

Si se realiza el mismo promedio para la E_p, se obtiene:

$$\overline{E_p} = \frac{1}{4}\rho_0 \frac{a_1^2}{\cos^2\beta} \tag{1.54}$$

Puede verse que los promedios de energía cinética y potencial son iguales. Esto mismo sucede en diferentes sistemas mas simples, como por ejemplo un péndulo, donde las energías cinética y potencial son iguales, pero de diferente fase. Cuando E_p alcanza un máximo, EC se encuentra en un mínimo, y viceversa. Finalmente, la suma de $\overline{E_p}$ y $\overline{E_c}$ arroja la energía media por unidad de volúmen:

$$\overline{E} = \frac{1}{2}\rho_0 \frac{a_1^2}{\cos^2\beta} \tag{1.55}$$

1.3. Técnica de radio ocultamiento (RO)

Un radio ocultamiento (RO) ocurre cuando un satélite de la red GPS (Global Positioning System) asciende o desciende por el horizonte desde el punto de vista de un satélite de órbita baja (LEO, por sus siglas en inglés) y la señal transmitida por el satélite GPS atraviesa la atmósfera terrestre hasta el satélite LEO. Cuando la señal de radio se propaga por la atmósfera, su fase es afectada de acuerdo con el índice de refracción a lo largo del recorrido. A partir del corrimiento de fase de la señal pueden derivarse diferentes magnitudes como densidad atmosférica, presión, temperatura, etc. En la figura 1.7 se presenta un esquema del correspondiente sondeo. El escaneo vertical es provisto por el movimiento relativo de los dos satélites.

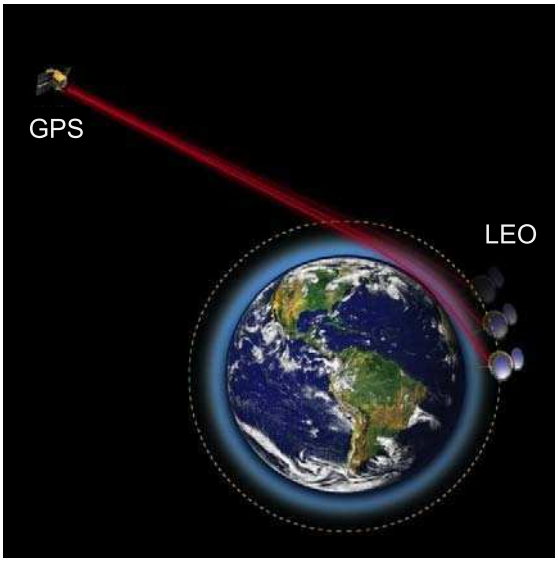


Figura 1.7: Geometría de un RO

La utilización de sondeos por RO aplicada a atmósferas planetarias data del principio de los 60, cuando las sondas Mariner 3 y 4, vistas desde la Tierra, viajaban por detrás de Marte [11]. Esta técnica se ha usado para mediciones en diferentes planetas y lunas en todo el sistema solar. En ese entonces, no existia aplicación operacional de esta técnica aplicada a la atmósfera terrestre por dos motivos: Primero, la observación requería de un transmisor y un receptor externos a la atmósfera terrestre, lo cual no era muy común en esa época. Segundo, para que sea útil en el estudio de la atmósfera terrestre (la cual es conocida con detalle), las mediciones debían ser contínuas en el tiempo, y distribuidas uniformemente en la escala sinóptica. Por lo tanto se requerían un número importante

de receptores y transmisores para tener una cantidad de sondeos significativa en todo el globo en unas pocas horas.

A fines de los 80, un grupo del Jet Propulsion Laboratory (JPL) de Pasadena propuso el uso de señales provenientes de satélites GPS para realizar este tipo de mediciones en la atmósfera terrestre. Mas tarde, a principio de los 90, un grupo liderado por University Corporation for Atmospheric Research (UCAR) obtuvo financiamiento para un experimento demostrativo de bajo costo, llamado GPS/MET. Esta misión logró obtener entre 100 y 150 ocultamientos diarios.

La combinación de cobertura global y permanente, alta precisión, alta resolución vertical, estabilidad a largo plazo e independencia de condiciones climáticas, es la característica más importante de la técnica de medición de RO.

1.3.1. Sistema de posicionamiento global (GPS)

El GPS es un sistema global de navegación por satélite que permite determinar en todo el mundo la posición de un objeto. El sistema fue desarrollado, instalado y actualmente operado por el Departamento de Defensa de los Estados Unidos.

La idea original para la creación de un sistema satelital de navegación data de 1939, cuando se presentó la patente en Berlin de un "localizador, dedicado especialmente para aeronaves" [1]. En 1943 se publica esta patente[12], donde se habla de dos cuerpos distantes (satélites) que emiten permanentemente señales electromagnéticas.

Actualmente el sistema GPS es una constelación de 24 satétlites distribuidos en 6 planos orbitales alrededor del globo. Las órbitas poseen un ángulo de inclinación de 55º, un período de 12 horas y una altitud de 20.200 km. Cada satélite transmite señales circularmente polarizadas a derecha en dos frecuencias: f_1 =1575,42 MHz y f_2 =1227,6 MHz, correspondientes a longitudes de onda de aproximadamente 19 cm y 24 cm respectivamente. Ambas señales son moduladas a una frecuencia de 10,23 MHz por el método 'P-code'. La señal L1 además es modulada a una frecuencia de 1,023 MHz por el método 'C/A-code'. Ambas modulaciones introducen errores intencionales en las señales para usos no militares [13]. Estas dos señales, L1 y L2, pueden modelarse como:

$$S_{L1}(t) = \sqrt{2C_{c/a}}D(t)X(t)\sin(2\pi f_1 t + \theta_1) + \sqrt{2C_{p1}}D(t)P(t)\cos(2\pi f_1 t + \theta_1) \quad (1.56)$$

$$S_{L2} = \sqrt{2C_{p2}}D(t)P(t)\cos(2\pi f_2 t + \theta_2) \quad (1.57)$$

, con $C_{c/a}$ y C_{p1} las potencias en fase y en contrafase de la componente $L1$, C_{p2} la potencia recibida por la componente $L2$, $D(t)$ la modulación en amplitud de $L1$ y $L2$ que contiene información de la navegación, $X(t)$ la modulación a 1,023 MHz del método C/A−code, y $P(t)$ la modulación a 10,23 MHz del método P−code.

Las funciones principales del sistema GPS son la de ayudar en el posicionamiento y la navegación en todo el globo terrestre. Sin embargo, como se comentó anteriormente, también se usa como herramienta de sensado remoto.

Para la determinación de posiciones se utilizan receptores GPS, los cuales calculan su posición a partir de la información que reciben de los satélites GPS alrededor del globo. Son necesarios al menos 4 satélites GPS para la determinación de posiciones en tres dimensiones y offset de tiempo en el reloj del receptor.

Existen dos tipos principales de receptores, los que miden el tiempo de viaje de la señal y los que miden fase de la señal. En los primeros, la distancia al satélite es computada a

[1] 'Standortsanzeiger, Insbesondere für Luftfahrzeuge'

partir del tiempo de viaje de la señal, el cual es medido comparando el tiempo de emisión de la señal en el satélite con el tiempo de recepción. Este tipo de receptores logra una precisión (sin restricciones intencionales) de 1 a 5 m. En el segundo tipo de receptores se mide la fase de la frecuencia portadora con precisión de 0.5 % de una longitud de onda, logrando precisiones de 1 mm a 3 mm.

El sistema GPS no es el único sistema global de navegación por satélite existente: Actualmente está operativo el Global Navigation Satellite System (GLONASS) operado por la Federación rusa, mientras que los sistemas Galileo y BeiDou−2 (operados por la Unión Europea y China, respectivamente) están en etapa de proyecto.

1.3.2. Obtención de datos atmosféricos por RO GPS

Como se dijo anteriormente, el principio de las mediciones por RO se basa en la influencia de la refractividad atmosférica sobre la propagación de una señal electromagnética. La geometría del problema para la reconstrucción de la refractividad se esquematiza en la figura 1.8. La radiación electromagnética es producida por el emisor GPS y la refracción en la atmósfera terrestre desvía el rayo en la dirección de aumento de índice de refracción. Finalmente, la señal es recibida por un satélite LEO. A partir de las diferencias de fase y considerando las posiciones y velocidades de los satélites se reconstruyen los ángulos de desviación como función del parámetro de impacto (Ver figura 1.8). Con estos datos se calculan perfiles de refractividad, presión, temperatura, etc., *siempre bajo la suposición de una atmósfera con simetría esférica.*

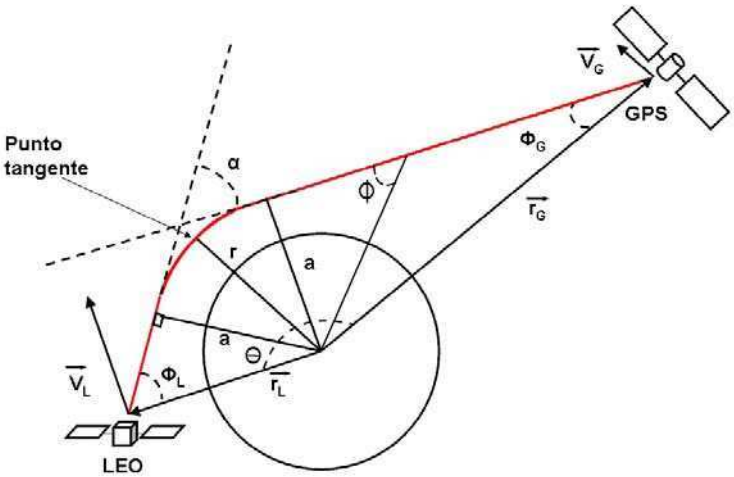


Figura 1.8: Geometría del ocultamiento GPS-LEO. Se observa el ángulo de desviación α (aumentado para la ilustración), el parámetro de impacto a (distancia de mayor acercamiento al centro de la Tierra, previa a la refracción), y el radio al punto tangente r (perigeo del rayo de ocultamiento). El plano formado por el centro de la Tierra y las posiciones de los satélites definen el *plano de ocultamiento*.

Dado que las longitudes de onda de las señales emitidas por los satétiles GPS (del orden del centímetro) son mucho menores a las distancias caraterísticas de variación del índice de refracción, pueden aplicarse los conceptos de la óptica geométrica para modelar la situación.

Cuando una señal electromagnética se propaga a través de un medio de índice de refracción variable n, su velocidad de fase está dada por c/n, con c la velocidad de la luz

en el vacío. Asimismo, la dirección del frente de ondas se modifica para satisfacer la ley de Snell,

$$n \sin(\gamma) = constante \tag{1.58}$$

donde γ es el ángulo entre el vector de onda y el vector gradiente del índice de refracción.

El barrido para diferentes alturas de punto tangente lo proporciona la composición de los movimientos de ambos satélites. En mayor medida contribuye a este barrido el satélite LEO, que por poseer una órbita con radio menor, se desplaza a mayor velocidad. A primera aproximación puede considerarse un decrecimiento exponencial del ángulo de desviación con la altura: $\alpha(r) = \alpha * \exp(-r/H)$, con H aproximadamente la escala de altura de la densidad atmósférica. La magnitud del ángulo de desvio cerca de la superficie terrestre es típicamente de 1º. El tiempo requerido para un barrido desde 80 km hasta la superficie es del orden de 1 minuto.

1.3.2.1. Obtención del ángulo de desvío $\alpha(a)$ a partir del corrimiento Doppler

El efecto de la refracción atmosférica en la señal GPS puede medirse como el corrimiento adicional al corrimiento esperado para una trayectoria rectilínea del frente de ondas. Asumiendo simetria esférica local, la información sobre el corrimiento Doppler puede combinarse con la información de posición y velocidad de los satélites emisor y receptor (GPS y LEO, respectivamente) para determinar el ángulo de desvío $\alpha(a)$. Eliminando los efectos relativistas en base al conocimiento de la geometría orbital y del campo gravitatorio terrestre, el corrimiento Doppler f_d en la frecuencia del transmisor f_G está dado por

$$f_d = \frac{f_G}{c}\left(\overrightarrow{V_G} \cdot \hat{e_G} + \overrightarrow{V_L} \cdot \hat{e_L}\right) \tag{1.59}$$

donde $\overrightarrow{V_L}$ y $\overrightarrow{V_G}$ y son los vectores velocidad del receptor y transmisor, respectivamente. $\hat{e_G}$ y $\hat{e_L}$ son los versores de las direcciones del rayo en el transmisor y receptor, y c es la velocidad de la luz en el vacío.

Expresando 1.59 en coordenadas polares se obtiene

$$f_d = -\frac{f_G}{c}\left(V_G^r \cos(\phi_G) + V_G^\theta \sin(\phi_G) + V_L^r \cos(\phi_L) - V_L^\theta \sin(\phi_L)\right) \tag{1.60}$$

donde ϕ_G y ϕ_L son los ángulos entre el vector de onda y la posición de cada satélite (ver figura 1.8).

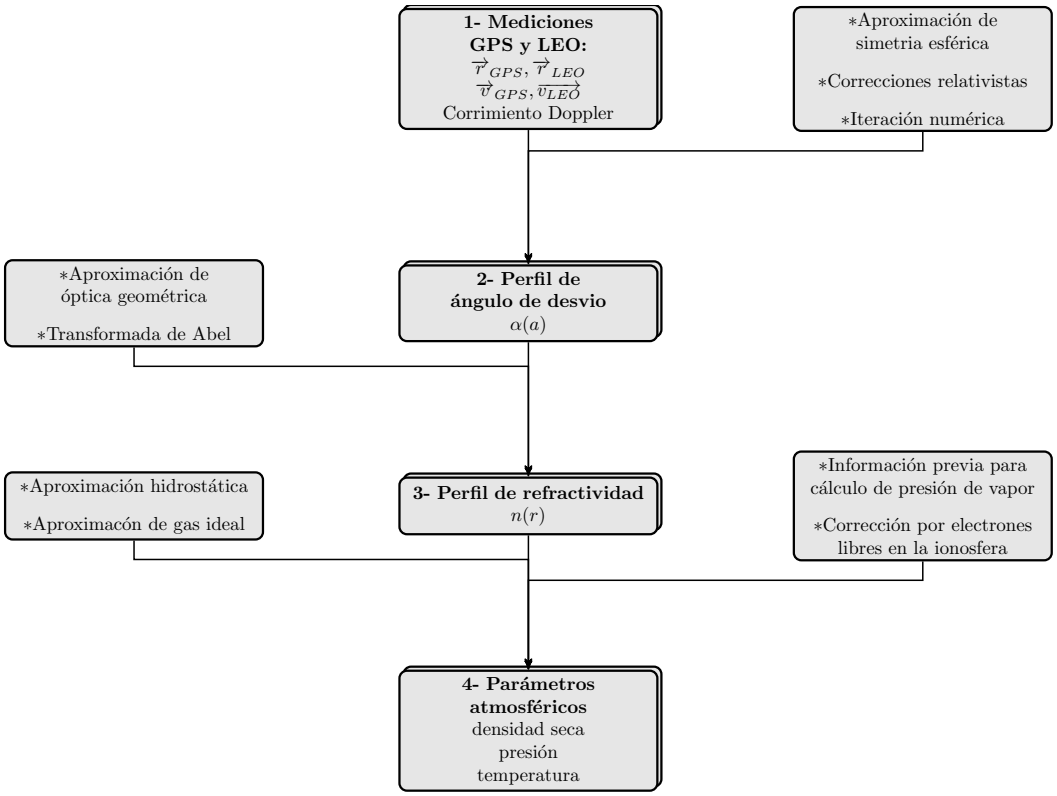


Figura 1.9: Esquema de pasos para la obtención de parámetros atmosféricos a partir de información de radio sondeo

Asumiendo simetría esférica, la ley de Snell se escribe en una dirección radial r como:

$$nr\sin(\phi) = constante = a = nr_T \tag{1.61}$$

conocida como la regla de Bourger [14]. Cuando $r \to \infty$, $n \to 1$, entonces la constante en 1.61 debe ser sigual a a, el parámetro de impacto definido en la figura 1.8. Continuando con el mismo argumento, en el radio tangente r_t, $\sin(\phi) = 1$. Por lo tanto se tiene:

$$r_G \sin(\phi_G) = r_L \sin(\phi_L) = a \tag{1.62}$$

$$\alpha = \phi_G + \phi_L + \theta - \pi \tag{1.63}$$

donde r_L y r_G son las distancias del receptor (LEO) y el transmisor (GPS) al centro de curvatura, y θ es el ángulo entre los vectores posición del transmisor y receptor al centro de curvatura. Finalmente, conociendo los vectores posición y velocidad de transmisor y receptor, frecuencia del transmisor y de corrimiento Doppler, se puede obtener el perfil de $\alpha(a)$ en forma iterativa a partir de las ecuaciones 1.61, 1.62 y 1.63. El algoritmo se detalla en [15]

De esta forma se obtiene el ángulo de desviación a partir de la información del corrimiento Doppler de las señales GPS. Es de notar que en ningún momento se utilizó información sobre la amplitud de la señal. Los valores de amplitud generalmente no son usados debido a que requieren calibraciones en un número considerable de factores, como estabilidad en la potencia del transmisor, orientación de las antenas receptoras y transmisoras, estabilidad en la ganancia del receptor, etc. Todos estos parámetros no pueden ser calibrados con tanta precisión como los relojes a bordo de los satélites. A pesar de las dificultades expuestas, existen propuestas para usar valores de amplitud de señal en forma complementaria a valores de desfasaje [16].

1.3.2.2. Obtención de la refractividad a partir del parámetro de impacto $\alpha(a)$

En aproximación de óptica geométrica, la obtención de la dirección del vector de onda a través de una zona de índice de refracción variable, se obtiene globalmente a través del principio de Fermat y localmente a través de la ley de Snell. Continuando con la aproximación de simetría esférica de n, el ángulo de desviación total está dado por [17]:

$$\alpha(a) = 2\int_{r_T}^{\infty} d\alpha = 2\alpha\int_{r_T}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{r^2n^2 - a^2}}\frac{d\ln(n)}{dr}dr \tag{1.64}$$

donde r es la distancia desde el centro de curvatura. Invirtiendo 1.64 por medio de la transformada de Abel [15], se llega a la siguiente expresión para el índice de refracción:

$$n(r) = exp\left[\frac{1}{\pi}\int_{a_1}^{\infty} \frac{\alpha}{\sqrt{a^2 - a_1^2}}da\right] \tag{1.65}$$

donde $a_1 = nr$ es el parámetro de impacto para el rayo cuyo radio tangente es r. Esta integral se resuelve numéricamente a partir de los valores de $\alpha(a)$ obtenidos según la sección anterior.

1.3.2.3. Obtención de propiedades atmosféricas a partir de la refractividad

Para derivar las propiedades atmosféricas a partir de los perfiles de la componente real de la refractividad, es necesario conocer cómo estas propiedades afectan al índice de refracción n. La componente imaginaria de la refractividad (relacionada con la disipación) no es tenida en cuenta en los cálculos siguientes.

En el rango de las microondas, las principales contribuciones a la refractividad terrestre son cuatro. En orden de importancia son: la densidad atmosférica, el vapor de agua, los electrones libres en la ionósfera y las partículas en suspensión (principalmente agua líquida). El efecto de estos factores se modela como [17]:

$$N = (n-1) \cdot 10^6 = k_1 \frac{P}{T} + k_2 \frac{P_w}{T^2} + k_3 \frac{n_e}{f^2} + 1{,}4W \tag{1.66}$$

con $k_1 = 77{,}6K/mbar$, $k_2 = 3{,}73 \cdot 10^5 K^2/mbar$ y $k_3 = 4{,}03 \cdot 10^7 Hz^{-2}$, donde Nes la refractividad, n el índice de refracción, P es la presión atmosférica en mbar, T es la temperatura atmosférica en Kelvin, P_w es la presión parcial de vapor de agua en mbar, n_e es la densidad del número de electrones por metro cúbico, f es la frecuencia del transmisor en Hertz, y W es el contenido de agua líquida en gramos por metro cuadrado. Cada uno de estos componentes de la ecuación 1.66 son conocidos como términos *seco*, *húmedo*, *ionosférico* y de *scattering* respectivamente.

El término *seco* corresponde a una atmósfera neutra y seca. Se debe a la polarizabilidad de las moléculas de la atmósfera ante el campo eléctrico de la señal generada por el transmisor. Este término es proporcional a la densidad en número de moléculas, y es el dominante desde la superficie terrestre hasta los 60-90 km de altura. Surge de aproximar a la atmósfera como un gas ideal.

El término *húmedo* se debe al momento dipolar permanente de las moléculas de agua. Su relevancia aumenta en la baja tropósfera, es decir, en los primeros 5 km.

El término *ionosférico* es una aproximación a primer orden de la ecuación de Appleton-Hartree. Se debe a la presencia de electrones libres en la ionosfera, y se vuelve importante por encima de los 45 km [18]. La expresión es válida para el rango 1Hz a 1 THz.

El término de scattering se debe a las gotas de agua en suspensión en la atmósfera. Para partículas de hielo la constante de proporcionalidad es de 0.6. Para suspensiones realistas de agua o hielo, el término de scattering es despreciable frente a los demás términos. Por este motivo no es tenido en cuenta para la realización de los cálculos.

Los factores numéricos de cada uno de los componentes de la ecuación 1.66 pueden variar según el modelo utilizado en su deducción. Sin embargo, la obtención de la refractividad según distintos modelos de la atmósfera presenta diferencias sólo del 1 %. Un

completo estudio y comparación de los distintos valores y sus exactitudes se detalla en [19].

Luego de realizada la corrección por ionosfera, la refractividad depende de las contribuciones de la atmósfera *seca* y *húmeda*. Esto introduce una ambigüedad en los perfiles de densidad, presión y temperatura.

Para diferenciar ambas contribuciones, se considera primero la atmósfera seca y luego se efectúa la corrección por la presencia de humedad. Si solo se considera el término *seco*, la ecuación 1.66 se reduce a $N = k_1 \frac{P}{T}$. Junto con la ecuación de estado de gas ideal, se obtiene:

$$\rho(r) = \frac{N(r)m}{k_1 R} = 4,488 \cdot 10^3 N(r) \tag{1.67}$$

donde R es la constante de los gases, m es la masa molecular media del aire seco, $\rho(r)$ es la densidad del aire en kg m^{-3} y r la altura. La presión de aire se obtiene a partir de integrar la ecuación de equilibrio hidrostático $\frac{dp}{dr} = -g\rho$. De aquí se obtiene la presión en *mbar*:

$$p(r) = 4,488 \cdot 10^5 \int_z^\infty g(r)\rho(r)dr \tag{1.68}$$

Finalmente la temperatura se obtiene de la ecuación de estado de un gas ideal:

$$T(r) = 77{,}6 \frac{p(r)}{N(r)}(r) \tag{1.69}$$

Para aislar la contribución del vapor de agua es necesario el uso de información adicional proveniente de observaciones y análisis meteorológicos. De aquí se extrae información de densidad de vapor de agua a distintas alturas. Luego se obtiene la presión parcial de vapor de agua P_w y la humedad específica $q(r)$. Considerando inicialmente un perfil de aire seco ($q(r) = 0$) y con los valores calculados de temperatura, se calculan la *temperatura virtual* y la presión [20]:

$$\begin{aligned} T_v(r) &= T(r)[1 + 0,608q(r)] \\ p(z) &= p(r^*) \exp\left[\frac{1}{R^*} \int_r^{r^*} \frac{g(r)}{T_v(r)} dr\right] \end{aligned} \tag{1.70}$$

A partir del conocimiento de la refractividad N, y de un valor inicial de T (obtenido generalmente a partir de modelos atmosféricos) y utilizando 1.66 sin el término ionosférico, se obtienen la presión parcial de agua $e(r)$ en *mbar* y la humedad específica q(r):

$$e(r) = \frac{N(r)T^2(r) - k_1 p(r)T(r)}{k_2} \tag{1.71}$$

$$q(r) = 0{,}622 \frac{e(r)}{p(r) - 0{,}378 e(r)} \tag{1.72}$$

que son nuevamente utilizados para calcular T_v. El procedimiento converge usualmente luego de dos iteraciones[21].

1.3.3. Trazabilidad y calibración de las mediciones por RO-GPS

Trazabilidad

La *trazabilidad* de una medición es una característica del resultado de medida, definida como

"la propiedad de un resultado de medida por la cual el resultado puede relacionarse con una referencia mediante una cadena ininterrumpida y documentada de calibraciones, cada una de las cuales contribuye a la incertidumbre de medida"[22]

En particular, se dice que una magnitud es trazable al Sistema Internacional de Unidades (SI) cuando la referencia a la cual se relaciona la medida es un patrón nacional de media.

Calibración de sistemas satelitales

Los sistemas actuales de mediciones satelitales (a excepción de los RO GPS) no están capacitados para detectar las leves tendencias asociadas al cambio climático. Estas tendencias son, por otro lado, muy tenues en comparación con las fluctuaciones típicas en el tiempo atmosférico, o incluso en fluctuaciones climáticas inter-anuales [23]. Estas limitaciones en los sistemas de medición fueron señaladas en un informe del Panel INtergubernamental de Cambio Climático en el año 1998 (IPCC) [24]:

> Our ability to quantify the human influence on global climate is currently limited because the expected signal is still emerging from the noise of natural variability, and because there are uncertainties in key factors. These include the magnitude and patterns of long-term natural variability and the time-evolving pattern of forcing by, and response to, changes in concentrations of greenhouse gases and aerosols, and land surface changes. Nevertheless, the balance of evidence suggests that there is a discernible human influence on global climate

La tabla 1.2 muestra ejemplos de la estimación de la exactitud en la medición de variables atmosféricas y un estimado de los cambios por década esperados.

	Exactitud	**Variación por década**
Irradiancia Solar	1.5 W/m^2	0.3 W/m^2
Temperatura de la tropopausa	0.5 K	0.04 K
Temperatura de la estratósfera	0.5 K	0.08 K
Ozono en la estratósfera	5 %	0.6 %

Cuadro 1.2: Exactitudes requeridas de diferentes parámetros atmosféricos

Por ejemplo, el cambio en la temperatura global de la superficie del mar esperado por década es de 0.2 K. Este cambio es 1/10 de la variación típica de la oscilación de *El Niño*, y 1/50 de la variación en el tiempo atmosférico. La medición de estos signos del cambio climático requieren de observaciones calibradas contra patrones primarios para lograr la exactitud requerida en la evaluación de las tendencias.

Los registros actuales de datos climáticos están basados mayormente en observaciones realizadas por sistemas satelitales. Estos satélites están diseñados para proveer mediciones de corto plazo a la predicción del tiempo atmosférico. Los instrumentos a bordo carecen de trazabilidad a patrones nacionales del SI y sufren la degradación de los sensores y fuentes de calibración a bordo. Por esta razón, las mediciones fallan a la hora de detectar variaciones de largo plazo debidas al cambio climático.

La técnica de RO-GPS constituye una excepción en este sentido, ya que las mediciones efectuadas con esta técnica son llevadas a cabo mediante relojes de cesio a bordo de los satélites LEO y GPS. Con este tipo de relojes se realiza la unidad de tiempo, el segundo, definida en el SI como:

"la duración de 9 192 631 770 períodos de la radiación correspondiente a los dos niveles hiperfinos del estado fundamental del átomo del cesio 133"

De esta forma se asegura la trazabilidad de la medición de un RO-GPS a la definición del segundo del SI y se asegura la exactitud de las mediciones a lo largo del tiempo.

1.3.4. Resolución vertical de la técnica de RO

Límite por difracción

En el procesado numérico desde los datos crudos de desfasaje hasta la obtención de un perfil de temperatura, se utiliza el formalismo de la óptica geométrica. Esto corresponde a considerar el caso límite de la difracción de Fresnel, donde la longitud de onda de la señal es despreciable frente al tamaño característico de las estructuras atmosféricas presentes en el RO.

En ausencia de desvío atmosférico considerable, el diámetro de la primera zona de Fresnel, Z_F, está dado por la ecuación 1.73:

$$Z_F = 2\left[\frac{\lambda L_L L_G}{L_L + L_G}\right]^{\frac{1}{2}} \tag{1.73}$$

con L_L y L_G las distancias del satélite LEO y GPS al limbo, respectivamente (figura 1.10) y λ la longitud de onda de la señal emitida. Como valores característicos se tiene: $L_L \sim 700$ km, $L_G \sim 28\ 500$ km. Con estos valores, y para la longitud de onda L1 del transmisor GPS (19 cm), se obtiene $Z_F \sim 1{,}4$ km.

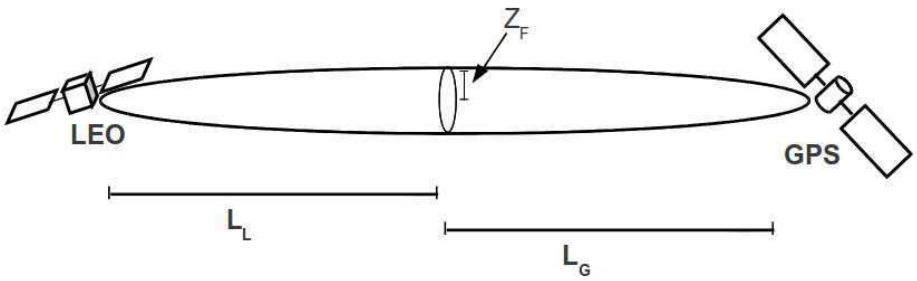


Figura 1.10: Radio de la primera zona de Fresnel, Z_F.

En el caso de existir desvío atmosférico considerable (como es la situación en un RO), el límite impuesto por la difracción vertical está afectado, además, por el gradiente de refractividad [21]:

$$Z_F = Z_F(espacio\ libre)\left[1 + \frac{\partial\alpha}{\partial a}\right]^{\frac{1}{2}} \tag{1.74}$$

Cuando el gradiente aumenta, mejora la resolución vertical de la técnica. Este factor se torna mas importante en la baja atmósfera, donde el gradiente de refractividad es mayor. Con esta contribución, la resolución entre 15 y 30 km de altura es de 1 a 1.4 km [17].

Métodos Radio-Holográficos

El límite de resolución por difracción es mejorado empleando técnicas denominadas *radio-holográficas*. Existen diferentes algoritmos para esta mejora. El más efectivo resulta ser el denominado *Full Spectrum Inversion* [25]. En este método se utiliza un operador de integral de Fourier para mapear la señal cruda de desfasaje desde una representación en función de la coordenada vertical, a una función del parámetro de impacto. La ventaja de esta transformación se centra en la eliminación de la propagación multicamino.

Otra de las ventajas de la aplicación de métodos de filtrado radio-holográficos es la atenuación del ruido en la medición de la señal. Las fuentes más importantes de ruido son: 1) ruido intrumental 2) ruido ionosférico 3) ruido debido a turbulencia atmosférica. De estas tres contribuciones, el aporte de la ionosférica es la más importante. [26]

El resultado final de la implementación de filtros radio-holográficos es una resolución final del orden de los 60 m.

1.3.5. Resolución horizontal de la técnica de RO

La resolución horizontal se define como la distancia que recorre la trayectoria del rayo al atravesar una capa de altura ΔZ. En este caso, las resoluciones verticales y horizontales se relacionan a través de la expresión:

$$\Delta L = 2\left[2R\Delta Z\right]^{\frac{1}{2}} \tag{1.75}$$

donde ΔL es la resolución horizontal, ΔZ la resolución vertical y R el radio de la atmósfera en el punto tangente.

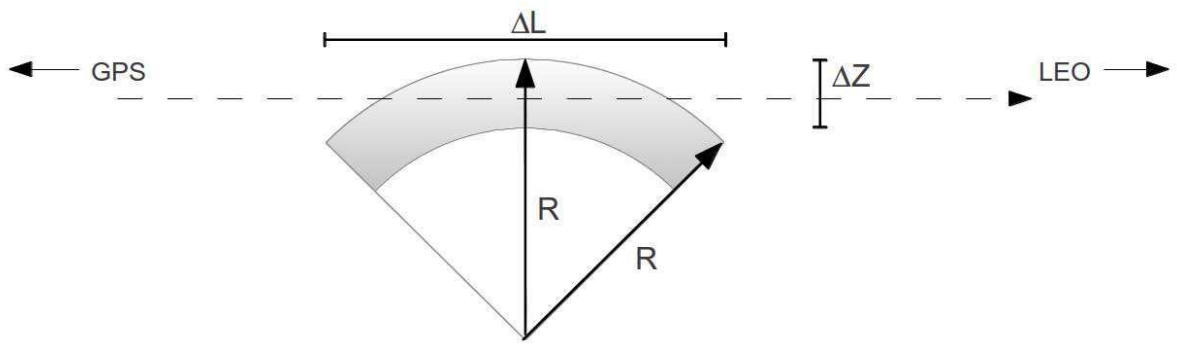


Figura 1.11: Relación geométrica entre la resolución vertical y horizontal de un RO, con R >> Δ Z.

Considerando $\Delta Z \simeq 1.4$ km y tomando a $R \simeq 6400$ km (radio terrestre y 25 km sobre la superficie), se obtiene $\Delta L \simeq 270$ km [21].

1.3.6. Incertidumbres de la técnica de RO

La observación fundamental en una medición de RO es el desfasaje en la señal emitida por el satélite GPS. Este desfasaje es medido con la base de tiempo proporcionada por los relojes atómicos a bordo de los satélites, lo cual evita la necesidad de calibraciones adicionales o correciones entre satélites. Esto hace que las observaciones efectuadas por RO posean un gran valor, dada su alta exactitud (cercanía al valor real) y precisión (grado de repetibilidad).

Uno de los estudios mas importantes sobre la exactitud de la técnica de RO se realizó en el año 1997 [17]. En ese trabajo se detallan todos los aportes a la incertidumbre en una medición efectuada mediante la técnica de RO, desde la medición primaria de desfasaje hasta el resultado final de temperatura. Las componentes que aportan a la incertidumbre en temperatura, en orden de importancia entre 20 y 30 km de altura, son:

- **Calibración en ionósfera.** Corresponde al posible residuo presente en el cálculo de ángulo de desvío, luego de la corrección del efecto ocasionado en la ionósfera. (Ver 1.66)

- **Errores de inicialización.** La transformada de Abel integra ángulos de desvío desde el infinito. Dado que a partir de ciertas alturas, los valores de ángulo de devío son demasiado ruidosos o sesgados, se utiliza un modelo climatológico. Las limitaciones de este modelo son las que aportan a esta componente de la incertidumbre.

- **Propagación multicamino local.** Las antenas de los satélites LEO son sensibles a reflexiones en estructuras cercanas a las mismas antenas. El ruido debido a la propagación multicamino depende de la configuración de cada antena y del satélite.

- **Ruido térmico.** El ruido térmico tiene dos componentes: Por un lado, la amplificación de la señal en el receptor produce un error de fase aleatorio, debida a la agitación térmica de las cargas de la electrónica. Por otro lado, la emisión de radiación de Cuerpo Negro generada por la Tierra.

De acuerdo con este análisis, bajo ciertas condiciones, el error en refractividad es del 1 % en la superficie terrestre, luego llega a un mínimo de 0.2 % a 20 km de altura, y vuelve a aumentar hata el 1 % a los 40 km. La principal fuente de error en la estratósfera es el ruido ionosférico residual en la fase, que permanece luego de la corrección efectuada según las dos frecuencias de emisión de las señales GPS. La validación experimental de los errores estimados, a través de datos de radiosondeos o modelos atmosféricos es una cuestión

compleja, dados los errores de medición y de representatividad de ambas mediciones a ser comparadas en cada caso.

La primera estimación experimental de la precisión de los RO GPS fue realizada en 2004 [27], comparando RO cercanos efectuados por satélites de las misiones CHAMP y SAC-C. Se examinaron 212 pares de RO ocurridos entre 30 minutos y 200 km de separación horizontal. Se concluyó que los perfiles individuales coincidían en 0.8 K, es decir, alrededor de un 0.4 % entre 5 y 15 km de altura.

1.3.7. Misiones de RO

Se describen a continuación algunas misiones de RO GPS puestas en órbita a partir del año 2000.

1.3.7.1. Misión CHAMP

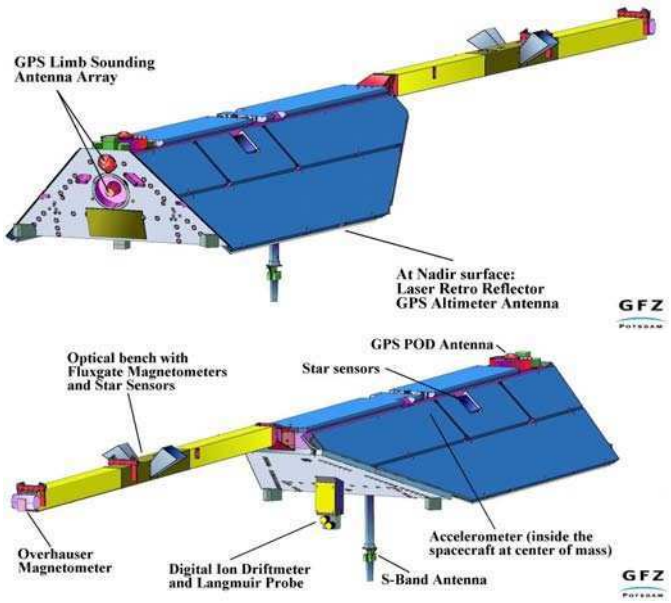


Figura 1.12: Esquema de los intrumentos presentes a bordo del satélite CHAMP. Tomado de `//op.gfz-potsdam.de/champ/systems/main_SYSTEMS.html`

El satélite de actividades geocientíficas CHAllenging Minisatellite Payload (CHAMP) del GeoForschungsZentrum Potsdam de Alemania, fue lanzado el 15 de julio del 2000 desde el cosmódromo ruso Plesetzk, en una órbita cuasi circular, una inclinación de 87.2º y una altura inicial de 454 km. Luego del lanzamiento, el centro Oberpfaffenhofen del Centro Aeroespacial Alemán tomó el control de las operaciones del satélite.

La aeronave cuenta con instrumentos destinados a investigaciones geológicas y atmosféricas. La misión realizó las mediciones mas precisas hasta el momento del campo gravitatorio terrestre, aportando datos para la geodesia, geofísca y oceanografía.

Para realizar mediciones de RO, se instalaron a bordo del satélite receptores GPS desarrollados por el JPL, denominados Blackjack.

Las mediciones de RO de CHAMP comenzaron el 11 de febrero del 2001. Desde entonces recolectaron alrededor de 200 perfiles diarios de temperatura. [28]

El 19 de septiembre de 2010 finalizó la misión CHAMP, luego de mas de diez años de servicio y 58277 órbitas alrededor de la Tierra.

1.3.7.2. Misión COSMIC

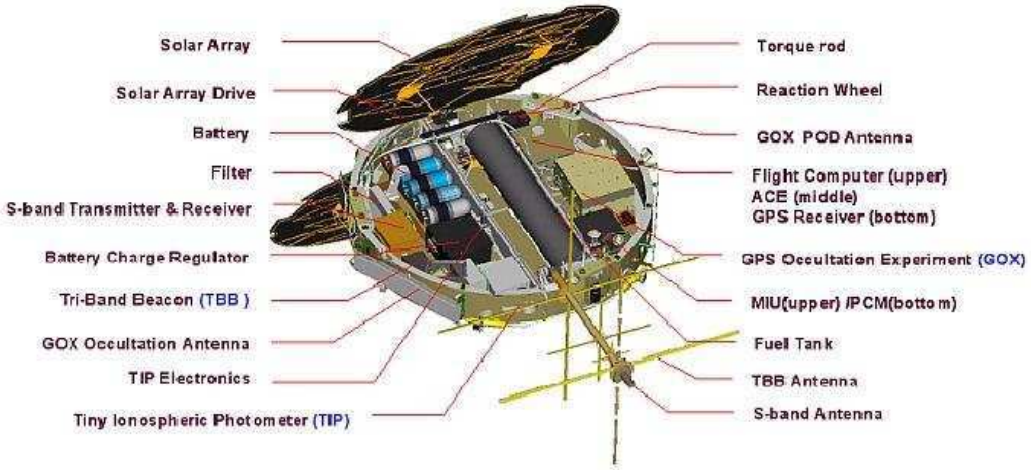


Figura 1.13: Esquema de los intrumentos presentes a bordo de cada satélite perteneciente a la constelación COSMIC. Tomado de `https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/f/formosat-3`

La constelación de satélites COSMIC (Constellation Oberving System for Meteorology, Ionosphere and Climate), también conocida como Formosa Satellite 3 (FORMOSAT-3), fue puesta en órbita con éxito por la fuerza aérea estadounidense el 15 de abril de 2006. [29].

COSMIC/FORMOSAT-3 es una misión conjunta de los Estados Unidos y Taiwán consistente en 6 micro-satétlites diseñados por la Orbital Sciences Corporation, operado por la Organización Taiwanesa Espacial (NSPO) y la University Corporation for Atmospheric Research (UCAR). Los instrumentos primarios son receptores GPS de RO, desarrollados por el Jet Propulsion Laboratory (JPL). En la figura 1.13 se muestra un esquema de los intrumentos presentes a bordo de cada satélite de la constelación COSMIC.

Cada unidad cuenta con 4 antenas GPS. Una característica distintiva de la misión COSMIC comparada con misiones de RO previas, es la capacidad de realizar mediciones

de radio-ocultamientos y radio-apariciones. De esta forma se duplican las posibilidades de realizar mediciones de RO [30].

Otra característica importante de la constelación COSMIC, es que inmediatamente después del lanzamiento, los seis satélites se ubicaron sobre una misma órbita. Luego del lanzamiento, la separación entre cada par era de aproximadamente 10 km. Esta pequeña separación inicial permitió la generación de RO cercanos en tiempo y espacio.

Debido a diversos problemas técnicos iniciales (orientación y estabilización de los satétlites, operación limitada de los recepetores GPS y errores de software en el firmware), sólo se pudo obtener un número muy limitado de RO con la mínima separación esperada (1-2 km). Luego de resolver muchos de estos problemas, se dispuso de más datos de RO, pero la mayoría con separaciones de entre 10 y 20 km.

1.3.7.3. Misión SAC-C

El Satélite de Aplicaciones Científicas-C (SAC-C) fue una misión internacional de cooperación entre la National Aeronautics and Space Administration (NASA), la Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE, la agencia espacial argentina), el Centre National d'Etudes Spatiales (CNES, la agencia espacial francesa), el Instituto Nacional De Pesquisas Espaciais (INPE, agencia espacial brasileña), el Danish Space Research Institute y la Agenzia Spaziale Italiana (ASI) . Se trata de un satélite de observación de la superficie terrestre, de 485 kg de peso. Tiene como misión el monitoreo del ambiente y de catástrofes naturales. Uno de los instrumentos a bordo es el Gps OccuLtation and Passive reflection Experiment (GOLPE). Es un instrumento provisto por el JPL, y consiste en un receptor TurboRogue III GPS, con cuatro antenas independientes de alta ganancia apuntando a direcciones distintas.

Las dos antenas de alta ganancia que apuntan en la dirección de movimiento del satélite, reciben señales de los satélites del sistema GPS para la obtención de perfiles de RO con una frecuencia de hasta 500 ocultamientos diarios.

La misión fue lanzada el 21 de noviembre de 2000, desde Vandenberg (California), Estados Unidos. El satélite fue diseñado para una vida media mínima de 4 años, pero todavía se encuentra en funcionamiento.

1.3.7.4. Misión SAC-D

El SAC-D (Satélite de Aplicaciones Científicas - D) también conocido como Aquarius por su principal instrumento, es un satélite argentino de observación climática y oceanográfica, construido por INVAP y lanzado el 10 de junio de 2011 en una órbita alrededor de la Tierra sincronizada con el Sol a una altitud de 670 km. Contiene 7 instrumentos para estudiar el medioambiente, y un paquete de demostración tecnológica (Figura 1.14). El SAC-D es operado por la CONAE. Se espera que el satélite sea operable por 5 años. Uno de los instrumentos a bordo es el Radio Occultation Sounder for Atmosphere (ROSA),

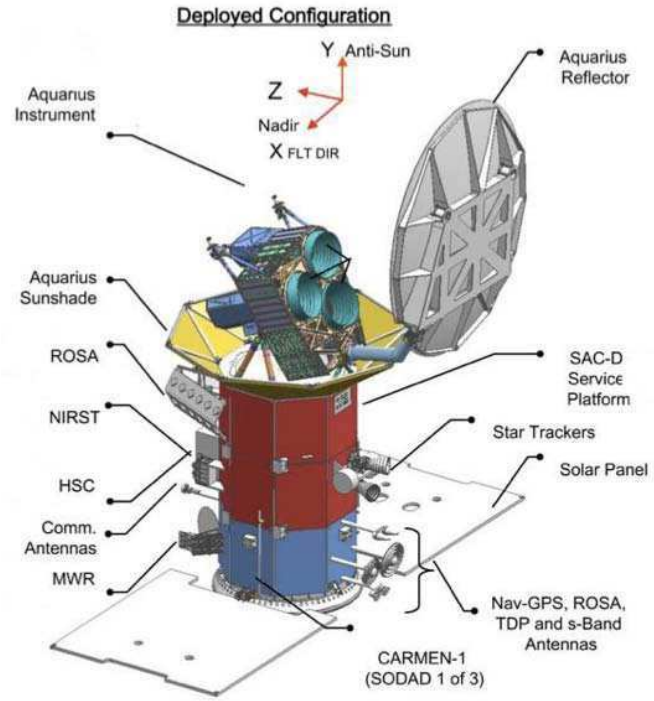


Figura 1.14: Esquema de los intrumentos presentes a bordo del satélite SAC-D. Tomado de `http://neptune.gsfc.nasa.gov/science/slides.php?sciid=113`

Dentro de los otros instrumentos montados a bordo del satélite, se destacan:

- Radiómetro de Microondas para determinación de la velocidad del viento, precipitaciones, contenido de vapor del agua y agua precipitable en la atmósfera sobre el mar y presencia de hielo marino. Provisto por CONAE.

- Sensor Infrarrojo de nueva tecnología (NIRST) para monitoreo de eventos de elevada temperatura (incendios y volcanes) y medición de temperatura superficial oceánica. Provisto por CONAE.
- Cámara de Alta Sensibilidad para caracterización de iluminación urbana, tormentas eléctricas, auroras, cobertura de nieve y detección de embarcaciones. Provista por CONAE.
- Componentes electrónicos y sensor para detectar el daño ocasionado por micropartículas presentes en el espacio.

1.4. Simulaciones numéricas

La base de cualquier modelo atmosférico es un conjunto de principios de conservación. Estos principios son [31]:

1. Conservación de la masa,
2. Conservación del calor
3. Conservación de la cantidad de movimiento
4. Conservación de la cantidad de agua
5. Conservación de otros gases y aerosoles

Estos principios forman un set acoplado de relaciones que deben ser satisfechas simultáneamente, además de incluir fuentes y sumideros.

La integración en el tiempo de un modelo numérico de la atmósfera es un problema de valores iniciales, es por eso que un buen pronóstico requiere de:

- un modelo realista de la atmósfera
- condiciones iniciales conocidas con precisión

Una de las principales limitaciones de un modelo numérico esta dada por la capacidad computacional disponible. Un aumento en la resolución permite calcular explícitamente ciertas variables que antes permanecían ocultas en la subgrilla. Sin embargo, el costo computacional de duplicar la resolución es muy grande (aumenta en un factor de 2^4).

1.4.1. Modelos de mesoescala

Los modelos numéricos pueden dividirse en dos tipos: globales y regionales, o de escala sinóptica y mesoescala. Esta última abarca el rango desde unos kilómetros hasta unos cientos.

Los modelos globales se utilizan generalmente para simulaciones climáticas y como guías (condiciones iniciales y de contorno) de modelos regionales. Los modelos de mesoescala poseen resoluciones espaciales y temporales mayores a las redes de radiosondeos, pero no alcanzan a describir nubes de tipo cúmulo en forma individual [31].

Los modelos regionales se utilizan para el pronóstico de corto plazo (1-3 días). Debido a su alta resolución, los modelos regionales pueden calcular explícitamente fenómenos de

menor escala como frentes, el forzado orográfico o ráfagas. Por otro lado, los modelos de mesoescala poseen la desventaja que, a diferencia de los modelos globales, no son "autocontenidos" y necesitan condiciones de contorno en sus bordes.

1.4.2. Weather Research and Forecasting Model (WRF)

El modelo WRF es un sistema numérico de mesoescala diseñando para pronóstico e investigación en cuestiones inherentes a la atmósfera. Fue creado por el National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), National Center for Atmospheric Research (NCAR), National Centers for Environmental Prediction (NCEP) y otras 150 organizaciones y universidades de todo el mundo. Es mantenido como un modelo comunitario para facilitar su uso de forma internacional para actividades de investigación y enseñanza. Si bien el modelo fue diseñado originalmente como modelo de mesoescala, sus aplicaciones incluyen escalas que abarcan desde metros hasta simulaciones globales.

El WRF integra la ecuaciones de Euler compresibles y no hidrostáticas. Las ecuaciones están dadas en forma de flujos utilizando variables que posean propiedades que se conserven, siguiendo la filosofía utilizada por [32]. Para una descripción mas detallada de las ecuaciones utilizadas por el modelo, ver [33].

Capítulo 2

Limitaciones en la detección de la actividad ondulatoria mediante radio ocultamientos GPS

2.1. Introducción

Como se explicó en la Introducción General, un RO sucede cuando un satélite de la red GPS asciende o desciende por el horizonte terrestre, visto desde un satélite de baja órbita. En este proceso, la señal emitida por el transmisor atraviesa la atmósfera y sufre un desvío respecto de una línea recta. A este desvío se le suma un corrimiento Doppler debido a las velocidades relativas de los satélites involucrados en el ocultamiento. A partir de los datos de las posiciones, velocidades y corrimiento Doppler de la medición, se obtienen perfiles de temperatura atmosférica (Ver diagrama 1.9). La medición de temperatura de un RO GPS corresponde a un promedio horizontal de $\sim$ 200 km a lo largo del rayo de ocultamiento (LOS, del inglés *line of sight*).

Por otro lado, en el procesado de los datos crudos hasta los valores de temperatura, se realizan una serie de aproximaciones, entre ellas, la de simetría esférica, la cuál deja de ser válida en presencia de OG (Ver sección 1.3.2).

Como consecuencia de las aproximaciones y del promediado, el sensado remoto mediante la técnica de RO GPS produce una atenuación en la amplitud y un corrimiento de fase en la OG relevada, respecto de la estructura original. En [34] se realizó un estudio teórico de estos efectos: De allí se desprende que el resultado de cada RO depende de la características de la onda estudiada (esencialmente la amplitud y la longitud de onda) y

del ángulo que forman los planos fase constante con el LOS.

Por ese motivo, se pueden obtener resultados significativamente diferentes si se examina una onda o cualquier otra inhomogeneidad en la estructura atmosférica, desde diferentes direcciones [34]. En el caso de una OG, un RO con direcciones de LOS paralelas a los frentes de onda puede arrojar valores significativamente diferentes de un RO con direcciones de rayos perpendiculares a los frentes.

El presente estudio se enfoca en este tipo de potencial dificultad, donde una estructura inhomogénea horizontal bidimensional puede afectar significativamente las mediciones. En este capítulo se presenta una verificación experimental del estudio teórico realizado en [34].

2.2. Método de estudio

En la Introducción General se refirió a una persistente actividad ondulatoria (AO) en la zona de latitudes medias, al oeste de los Andes [34, 35, 36]. En estos trabajos, el forzado orográfico se considera la causa de la alta AO observada. Una particularidad de las ondas de montaña, es la baja velocidad de fase de las ondas. Dada esta característica, no se esperan cambios significativos dentro de un rango de tiempo de unas horas.

También en la Introducción General, se mencionó que en la primera etapa luego del lanzamiento, los satélites de la misión COSMIC se ubicaron sobre una misma órbita. Esto generó una gran cantidad de RO con planos de ocultamiento (figura 1.8 en sección 1.3.2) paralelos y cercanos en el espacio.

En la figura 2.1 se muestra un esquema de la geometría presentada por las montañas de los Andes, las superficies de fase constante de una OG estacionaria debida a forzado orográfico, y la dirección de un LOS característico de un RO COSMIC.

En este trabajo se compararon RO cercanos para determinar la capacidad de esta técnica para detectar ondas.

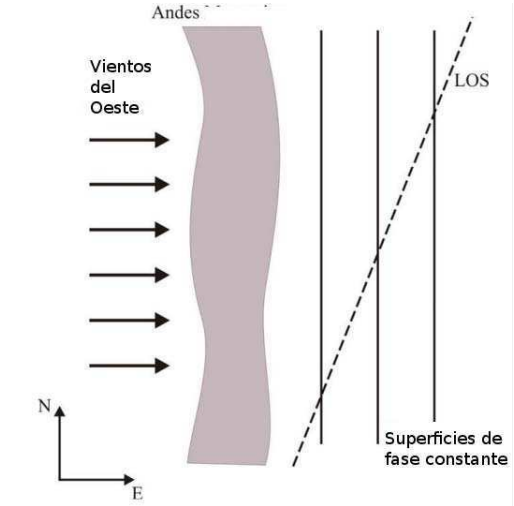


Figura 2.1: Esquema de la geometría horizontal presentada por la cordillera de los Andes, los planos de fase constante esperados por ondas de gravedad generadas por forzado orográfico, vientos característicos del oeste y LOS.

2.3. Caso de estudio

En general, si los resultados de pares de RO GPS presentan diferencias, existen tres posibles fuentes responsables de las discrepancias observadas:

1. La separación espacial y/o temporal entre RO (se trató de minimizar esta fuente, acotando estos factores).

2. La exactitud de la técnica de RO.

3. Diferentes estructuras atmosféricas horizontales encontradas a lo largo del LOS de cada RO cercano en tiempo y espacio.

Asumiendo que se han minimizado las dos primeras fuentes de discrepancias, se exploró la tercera opción. En particular, en zonas de alta AO, esta fuente de discrepancia puede ser la más relevante.

Dentro de la zona de alta AO mencionada, en [37] se encontró que el área 30-40S y 70-65W mostró valores de Ep significativamente elevados. De los 669 perfiles obtenidos por COSMIC entre abril de 2006 y julio de 2007 en esta zona, 50 pares de RO ocurrieron a menos de 200 km de separación y a menos de 2 horas. El número de encuentros cercanos

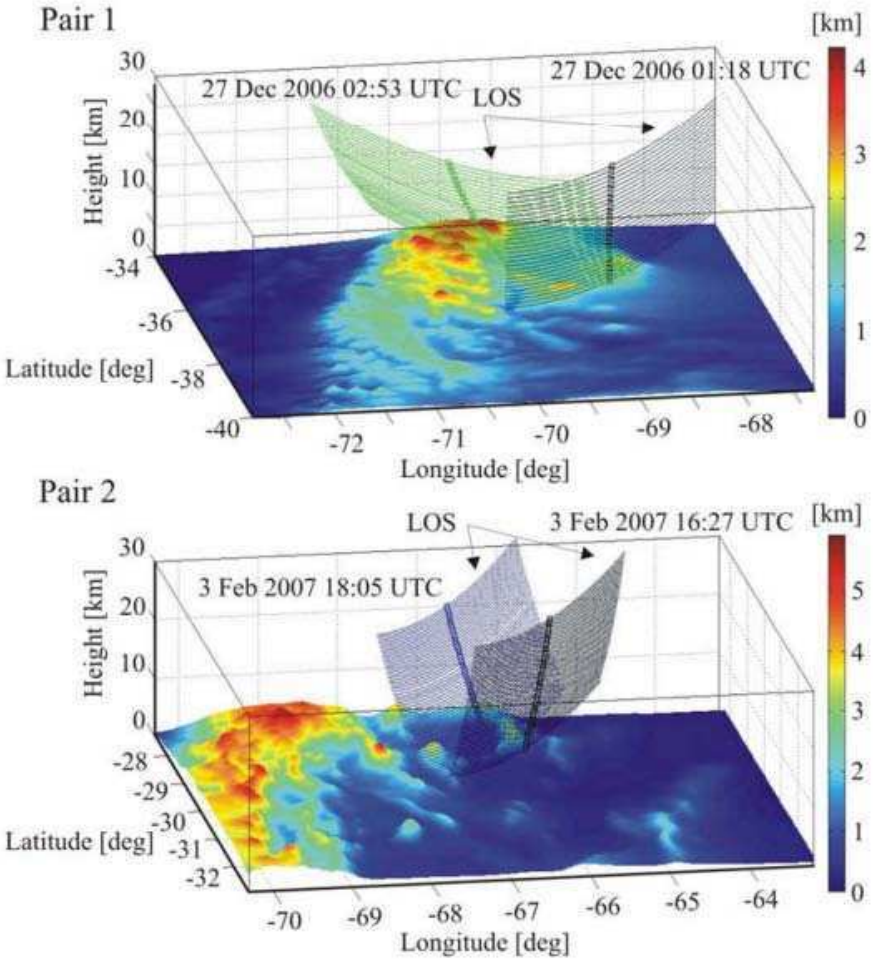


Figura 2.2: Set de LOS (líneas) y puntos tangentes (puntos oscuros en el centro de cada rayo) para los pares 1 y 2. En el primer caso, las direcciones de rayos forman un ángulo cercano a los 90 °, mientras que en el segundo son casi paralelas.

disminuyó a medida que los satélites se desviaron de su órbita común de lanzamiento. Para el presente estudio se eligieron, entre los 50, dos pares de RO cercanos.

El par 1 ocurrió el 27 de diciembre de 2006 a 1:18 y 2:53 UTC (95 minutos de separación temporal). La distancia entre ambos RO fue de 97 km. El par 2 ocurrió el 3 de febrero de 2007 a las 16:27 y 18:05 UTC (98 minutos de separación temporal), ambos RO separados por 79 km. El par 1 es uno de 5 casos de los 50 pares donde un LOS corresponde a la dirección NO-SE. Por el otro lado, ambos RO del par 2 poseen LOS en la dirección NE-SO. Esta diferencia en las orientaciones relativas de los LOS de cada par permite verificar experimentalmente la limitación de la técnica de RO GPS para caracterizar OG desde distintas direcciones de observación.

La figura 2.2 muestra los sets de LOS y puntos tangentes para los 4 RO estudiados. La proyección de los puntos tangentes sobre la superfice terrestre describe tramos (en orden cronológico) de 38, 87, 38 y 106 km.

La figura 2.3 muestra diferencias significativas entre ambos RO del par 1, mientras que el par 2 presenta una coincidencia mayor.

Se realizaron simulaciones numéricas con un modelo de mesoescala para verificar si esta discrepancia puede ser atribuida a las diferentes perspectivas de los dos RO del par 1. Las simulaciones se realizaron con el modelo WRF versión 2.1.2. Las corridas fueron hechas con condiciones de contorno y temperatura del océano provistas por datos de reanálisis de NCEP. Se utilizaron tres dominios anidados con grillas de resolución horizontal de 36, 12 y 4 km, respectivamente. Los pasos de tiempo de simulación fueron de aproximadamente 30 s. Los perfiles obtenidos se extrajeron del dominio con una grilla de 4 km de espaciado, tomando valores a lo largo del LOS.

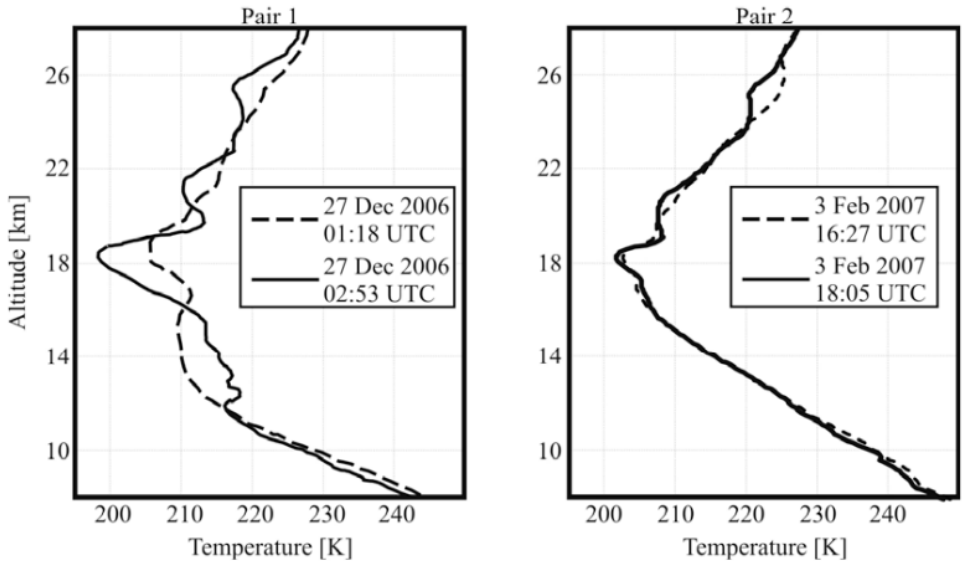


Figura 2.3: Perfiles de RO de los pares 1 y 2

2.4. Comparacion RO-WRF

La figura 2.4 muestra simulaciones para ambos RO del par 1. El valor de temperatura en cada punto de los perfiles simulados es un promedio pesado a lo largo del LOS. Existe un bias del modelo del WRF respecto de las mediciones para altitudes mayores a 18 km, y la fase de la onda en la figura de 02:53 UTC se encuentra desplazada en 90º respecto de la observación. Sin embargo, las simulaciones del modelo confirman la marcada estructura ondulatoria del perfil medido a las 2:53 UTC, y la ausencia relativa de AO en el perfil medido a las 1:18, demostrando que las diferentes perspectivas de ambos rayos causan diferencias significativas en ambos perfiles.

Esto sucede debido a que los valores de temperatura en cada punto tangente no corresponden a valores localizados, sino a promedios a los largo del LOS. Se considera que las estructuras atomsféricas observadas corresponden a ondas de montaña debido a que los frentes de onda permanecen estacionarios respecto del suelo por varias horas durante la simulacion (no se muestra aquí). Los frentes de onda permanecen relativamente alineados en la dirección Norte-Sur (casi paralelos a las montañas). Las amplitudes típicas nunca excedieron algunos grados. Las longitudes de onda horizontales fueron del orden de 100 km y las ondas se observaron a partir de una altura de 8 km.

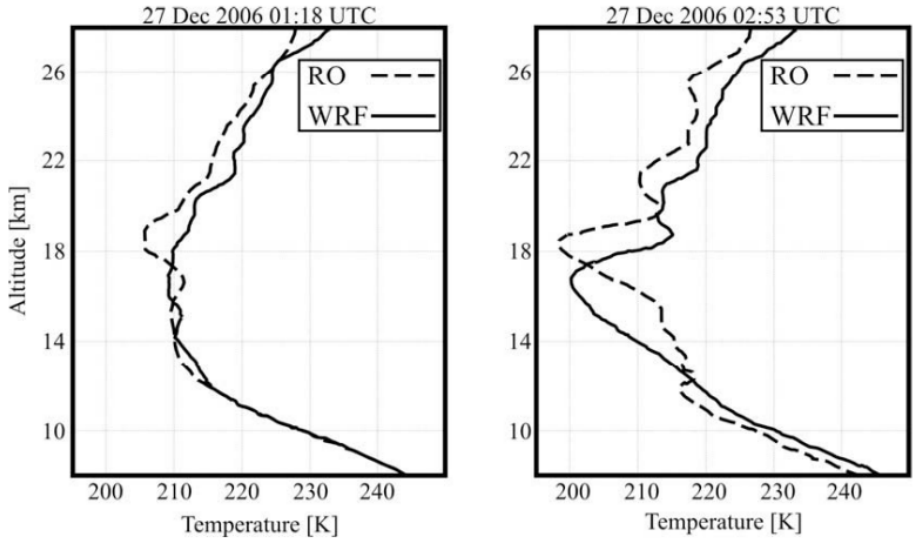


Figura 2.4: Perfiles de temperatura de RO y WRF, ambos para el par 1

2.5. Conclusiones

Las estructuras atmosféricas inhomogéneas causadas por ondas de montaña a lo largo de la línea de rayos de ocultamiento pueden tener diferentes efectos en los perfiles de temperatura de RO GPS en la alta tropósfera y baja estratósfera (diferencias que pueden llegar a algunos kelvin). Este problema está relacionado con la aproximación de simetría esférica que se realiza en los algoritmos de procesado de datos. Si bien se había predicho mediante simulaciones numéricas que las estructuras inhomogéneas de larga escala pueden generar grandes discrepancias entre observaciones de RO GPS y mediciones in-situ en la tropósfera baja, este efecto no era conocido en la tropósfera alta y baja estratósfera ni había sido verificado experimentalmente.

Se compararon dos pares de perfiles de temperatura de RO GPS pertenecientes a la misión COSMIC, con cercanía temporal y espacial sobre una zona de alta AO. Las estructuras observadas son muy sensibles a la orientación respecto del LOS. En el primer par, las estructuras ondulatorias pronunciadas sólo se obervaron en uno de los dos perfiles. Esta diferencia no se debe a errores instrumentales o variaciones espacio-temporales del frente de onda, por lo que solo pueden atribuirse a las diferentes geometrias de observación de los dos perfiles. Esto es corroborado por simulaciones del modelo WRF en los casos considerados. Las separaciones espacio-temporales son similares para los perfiles del par

2, pero las diferencias entre ambos perfiles son mucho menores debido a que ambos rayos se encuentran alineados. Sin embargo, no puede descartarse que la menor discrepancia se deba a que los perfiles del par 2 se encuentren en una zona de baja AO. Es por estos motivos que el uso, interpretación o comparación de perfiles de temperatura generados por RO GPS requieren consideraciones respecto de la geometria de observación, dado que la presencia de inhomogeneidades como las causadas por ondas de gravedad pueden afectar significativamente los resultados de las mediciones.

Capítulo 3

Incertidumbres en la determinación de la energía potencial ondulatoria

3.1. Introducción

3.1.1. Incertidumbres

Cuando se informa el resultado de una medición de una magnitud es necesario proporcionar alguna indicación de la calidad del resultado. Para especificar cuantitativamente la calidad del resultado se utiliza un intervalo de valores alrededor del resultado de la medición. Este intervalo (denominado *incertidumbre*) corresponde al rango de valores en el cual se encuentra el *valor verdadero* de una medición, con cierta probabilidad.

Por ejemplo, si se realizan mediciones sobre un mismo mesurando y se obtiene una serie de valores con distribución normal de media x y dispersión σ, es posible afirmar que el valor verdadero de la medición se encuentra dentro del intervalo $[x - 2\sigma, x + 2\sigma]$ con un 98 % de probabilidad. (Si la incertidumbre de cada medición es mucho menor que σ)

Sin la especificación de la incertidumbre, los resultados de las mediciones no pueden ser comparados entre sí.

3.1.2. Propagación de incertidumbres

Se llama *propagación de incertidumbres* al problema de hallar la densidad de probabilidad de un resultado de medición, cuando este resultado corresponde a una medición indirecta (es decir, cuando el resultado final se obtiene a partir de operaciones sobre mediciones previas, las cuales también poseen incertidumbre).

Se dice que el resultado de medición Y se relaciona mediante un *sistema* con las variables de entrada X (mediciones previas). A menudo se tiene un modelo matemático (función $f(X)$) del sistema en cuestión y se conoce la distribución de las variables de entrada.(Ver figura 3.1).

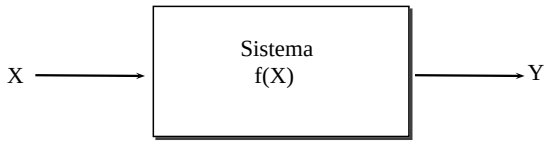


Figura 3.1: Caso simple de la propagación de incertidumbres

Luego se desea conocer la distribución de la variable de salida $p_Y = f(X)$. Si la función $f(X)$ es no-lineal, la distribución de probabilidad de Y, $p_Y(y)$, puede resultar muy compleja. Por este motivo se desea tener una estimación de $p_Y(y)$. Una aproximación usual consiste en propagar sólo los dos primeros momentos de la distribución de X: la media μ_X y las varianza σ_X^2. Esta aproximación es exacta para funciones $f(X)$ lineales y distribuciones normales. Se la denomina *propagación de incertidumbres mediante series de Taylor.*

Propagación en series de Taylor

El método de series de Taylor es la forma mas comúnmente utilizada en la propagación de incertidumbres. Sin embargo, posee ciertas limitaciones que son necesarias tener en cuenta. A continuación se describe este método para el caso mas sencillo posible.

Considérese el caso de una variable única de entrada con distribución normal, de media μ_X y desvío estándar σ_X. Se desea conocer cómo se propaga el intervalo de cobertura del 68 % de probabilidad $[\mu_X - \sigma_X, \mu_X + \sigma_X]$ a través del "sistema", $f(X)$

Como puede verse en la figura 3.2, si el intervalo sombreado del eje x fuera mapeado sobre el eje y utilizando la función original, la distribución de entrada se deformaría, y el resultado ya no tendría distribución normal. El desarrollo a primer orden en series de Taylor de $f(X)$ alrededor de $X = \mu_X$:

$$Y \simeq f(\mu_X) + \frac{\partial f}{\partial X}\Big|_{X=\mu_X} (X - \mu_X) \tag{3.1}$$

corresponde a una aproximación lineal a la función $f(X)$ de la figura 3.2. Utilizando la propiedad de las distribuciones normales, según la cual, una transformación lineal de una

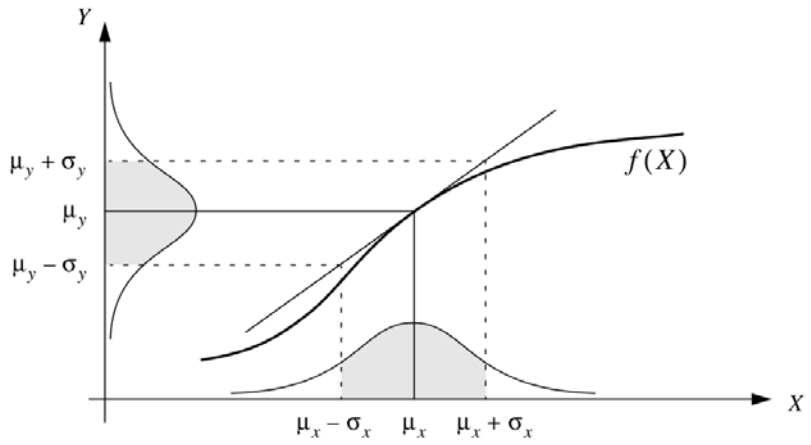


Figura 3.2: Caso unidimensional de propagación de incertidumbres en un problema no-lineal

distribución normal arroja otra distribución normal, se pueden determinar los parámetros μ_Y y σ_Y como:

$$\mu_Y = f(\mu_X) \tag{3.2}$$

$$\sigma_Y = \frac{\partial f}{\partial X}\Big|_{X=\mu_X} \sigma_X \tag{3.3}$$

Es importante recordar que las ecuaciones 3.2 y 3.3 son una aproximación lineal de un caso no−lineal. Cuanto más se aparte la distribución de la variable de entrada de una disribución normal, o cuánto mas no-lineal sea $f(X)$, peor será la estimación de la incertidumbre correspondiente a la variable de salida.

Para un caso donde se presenten más de una variable de entrada, es posible generalizar el método de la series de Taylor. La forma extendida a N variables de entrada de las ecuaciones 3.2 y 3.3 se escribe como:

$$\mu_Y = f(\mu_{X_1}, ..., \mu_{X_N}) \tag{3.4}$$

$$\sigma_Y^2 = \sum_i^N \left(\frac{\partial f}{\partial X_i}\right)^2 \sigma_i^2 \tag{3.5}$$

, donde se supone que las variables de entrada X_i no están correlacionadas. [38].

3.1.3. Propagación de incertidumbres por método de Monte Carlo

El ejemplo de la sección anterior describe una técnica de propagación de incertidumbres (la más usual, por cierto). Sin embargo, no es la única opción que existe.

El análisis de Monte Carlo es un método computacional desarrollado en los años 40 que utiliza técnicas de sampleo para obtener la solución aproximada de una ecuación matemática o modelo. Este método también se utiliza en el estudio de propagación de incertidumbres. La idea fundamental de la técnica consiste en representar la incertidumbre de las variables de entrada mediante la generación de valores al azar con distribuciones de probabilidades según las incertidumbres de cada variable. Para cada realización de las variables de entrada, se calcula el valor de la variable de salida. Finalmente, estudiando la distribución de la variable de salida, se puede asignar un valor de incertidumbre final.

La figura 3.3 esquematiza el caso de tres variables de entrada x_i $(i = 1, 2, 3)$ y distribuciones de probabilidad $g_{x_i}(\xi_i)$. A la salida del sistema se obtiene la distribución de la densidad de probabilidad de la Y, $g_Y(\eta)$.

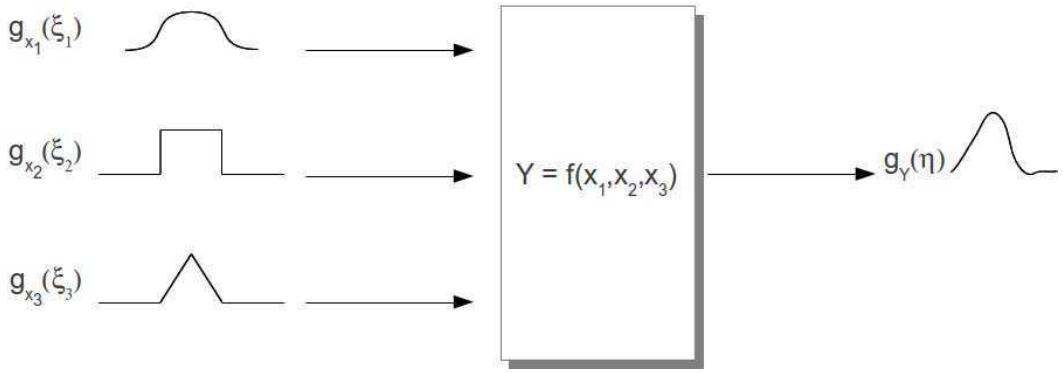


Figura 3.3:

La principales características del método de Monte Carlo son:

- Brinda información sobre la distribución de la variable de salida.
- No requiere cálculos de coeficientes de sensibilidad (derivadas parciales).
- Permite modelar (sin aproximaciones) cualquier distribución de variable de entrada.
- Se aplica a casos donde el sistema no puede ser modelado por una función (aplicación de filtros pasabanda, convoluciones, etc.)

3.2. Incertidumbres en la determinación de energía potencial ondulatoria (E_p)

La energía media asociada a una perturbación atmosférica por unidad de volumen, definida por la ecuación 1.53, es una medida de la actividad ondulatoria (AO) debida a OG. Experimentalmente está aceptado que la razón E_c / E_p es aproximadamente una constante cuyo valor se encuentra entre 5/3 y 2 [6].

La AO puede ser estudiada a partir de observaciones de temperatura. La energía potencial E_p por unidad de masa, en una capa entre los límites verticales z_1 y z_2 se cuantifica a partir de mediciones de temperatura como [39]:

$$E_p = \frac{1}{2}\frac{1}{z_2 - z_1}\int_{z_1}^{z_2}\left(\frac{g}{N}\right)^2\left(\frac{T'}{T_b}\right)^2 dz \tag{3.6}$$

donde g y N corresponden a la aceleración debida a la gravedad en la superficie terrestre y frecuencia de Brunt-Väisälä, mientras que T_b y T' representan el perfil de temperatura de fondo y la perturbación, respectivamente. Esta última se obtiene usualmente a partir de filtros digitales.

Como se explicó en la sección 3.1.1, la utilización de cualquier medición requiere estimaciones confiables de su incertidumbre. Esto es particularmente importante en el caso de observaciones meteorológicas que son asimilados en modelos de predicción atmosférica.

Las incertidumbres en las mediciones de temperatura mediante RO pueden provenir de errores intrumentales: trayectorias múltiples de los rayos debido a reflejos en el satélite, ruido térmico, etc., y/o efectos atmosféricos: centelleos causados por irregularidades no-esféricas y errores residuales de la calibración ionosférica, errores de inicialización, etc. (ver sección 1.3.6).

La resolución y las incertidumbres de medición imponen un límite a capacidad de la técnica de RO para detectar estructuras atmosféricas. Por este motivo es necesario contar con estimaciones confiables de las incertidumbres de medición, ya sea para asimilar los datos a modelos numéricos de predicción del tiempo, como para estudiar un fenómeno atmosférico particular. Por ejemplo, en [40] se demostró la importancia de considerar los límites de resolución impuestos por el ruido, al momento de estudiar las características de las ondas de gravedad mediante la técnica de RO.

En [41] se evaluó la calidad de los datos de RO de GPS/MET comparando las mediciones con resultados del modelo European Centre for Medium-Range Weather forecasts (ECMWF). Estos últimos dos trabajos utilizaron simulaciones Monte Carlo para estimar

la incertidumbre en la temperatura medida.

La elección de los límites de integración z_1 y z_2 de 3.6 posee cierto grado de arbitrariedad. La opción mas frecuente es elegir intervalos de integración por encima de la tropopausa, para evitar aumentos espurios en E_p debidos a la inversión del gradiente de temperaturas en la tropopausa: Este *codo* es interpretado por los filtros numéricos como una perturbación al perfil de fondo (Ver figura 5.17 en [21]), provocando un aumento artificial en el valor de E_p.

En el método de desdoblamiento del perfil original en perturbación y temperatura de fondo, también existen diferentes criterios y algoritmos de cálculo. Por un lado, la elección de las longitudes de onda de corte máximas y mínimas, del filtro pasabanda utilizado, no es única entre diferentes autores. Por otro lado, a igual elección de longitudes de corte, diferentes implementaciones de filtros numéricos pueden arrojar resultados diversos si las curvas de impulso difieren entre sí.

El principal inconveniente en las diferentes elecciones de parámetros de filtrado radica en el hecho de que los resultados de diversos estudios no pueden ser contrastados, ya que corresponden a cálculos diferentes. Esta diversidad de criterios se conoce como *incertidumbre debida a la definición* ó *incertidumbre intrínseca* [22].

El propósito del presente capítulo es evaluar cómo impactan la incertidumbre en la medición de la temperatura y la elección de parámetros de cálculo, en la estimación de la energía potencial E_p.

3.3. Método de análisis

El valor de E_p no corresponde a una medición directa, sino que es calculado a partir de la medición de un perfil de temperatura, al cual se le aplica un filtrado numérico. Mas allá de la dependencia explícita de E_p con T, z_1 y z_2 (ver ecuación 3.6), la elección de las longitudes de corte máximas y mínimas (λ_M y λ_m) también afectan al resultado final. En resúmen, las dependencias son:

$$E_p = E_p\left(T, z_1, z_2, \lambda_m, \lambda_M\right) \tag{3.7}$$

Un parámetro adicional es el filtro digital empleado. En este trabajo no se considerará esta variable, dada la imposibilidad de conocer los diferentes algoritmos utilizados por diversos autores. El análisis se restringirá a una implementación del filtro descripto en [42]. Este filtro posee una ventana tipo Kaiser para minimizar efectos secundarios, como el fenómeno de Gibbs, debido a la extensión finita de los datos. A cada perfil de temperatura se le aplica un filtro pasa-bajos (en número de onda) con límite en λ_M, con lo que se obtiene el perfil de T_b. Para restringir el resultado a la porción del espectro deseada, se vuelve a aplicar el filtro a la diferencia entre el perfil T_b y el perfil original, con λ_m como longitud de corte, obteniéndose así T'.

Dada la alta no-linealidad de la ecuación 3.6, no es posible realizar una propagación de incertidumbres mediante el método usual de expansión en series de Taylor. Extrictamente hablando, la única incertidumbre involucrada es la correspondiente a la medición de temperatura. El resto de los parámetros corresponde a diversos criterios de diferentes autores para realizar sus estudios.

En este capítulo se introduce el método de Monte Carlo como herramienta para evaluar la propagación de incertidumbres en el cálculo de la energía potencial por unidad de masa. También se presenta un análisis de sensibilidad de la técnica, frente a los parámetros z_1, z_2, λ_m y λ_M.

3.4. Set de datos

La misión COSMIC (Constellation Observing System Meteorology, Ionosphere and Climate) es una constelación de seis satélites de órbita baja, lanzada en abril de 2006 (Ver Introducción). Para el estudio de incertidumbres mediante el método de Monte Carlo se utilizaron 15 396 RO de esta misión distribuidos uniformemente en la superficie terrestre y en el tiempo. Corresponden a los RO de los días 15 de cada mes del año 2010. Son perfiles con corrección por humedad atmosférica post-procesados, provistos por el Data Analysis and Archive Center (CDAAC), de UCAR.

En la figura 3.4 se muestra el detalle de la distribución de los RO en función de aparición/ocultamiento, mes, hora local, LOS, satélite LEO, satélite GPS, longitud y latitud. Puede verse que, si bien la misión COSMIC incluyó la posibilidad de realizar mediciones de RO en modo *rising*, la geometría original de medición con el satélite LEO descendiendo en el horizonte genera alrededor del doble de mediciones. También existe una mayoría de eventos con LOS en dirección predominantemente Norte-Sur (0º y ± 180º). La distribución de RO tampoco es homogénea en latidud. Puede verse que existe una mayor cantidad de eventos a latitudes medias de ambos hemisferios.

La figura 3.5 muestra el histrograma de los 15 396 valores de E_p en la estratósfera calculados con $z_1 = 18$ km, $z_2 = 33$ km, $\lambda_m = 2$ km and $\lambda_M = 10$ km. El resultado es una distribución asimétrica, y sigue la forma usual tipo lognormal [43].

Para la realización de análisis estadísticos se trabajó sólo con los valores de E_p menores que 4 J/kg, dada la poca cantidad de casos con energías mayores.

Al visualizar individualmente algunos de los casos de energías altas, se notó que algunos corresponden a casos que se consideraron "patológicos". Significa que cumplieron con el procedimiento de control de calidad que se realiza en los centros de procesado, pero presentan apartamientos muy importantes por encima de los 30 km respecto de perfiles de temperatura típicos. Este problema puede deberse a cuestiones de inicialización [27, 44, 45]. Estos errores generan oscilaciones espurias en la alta estratósfera, lo cual redunda en un aumento ficticio en el valor de E_p del perfil en cuestión.

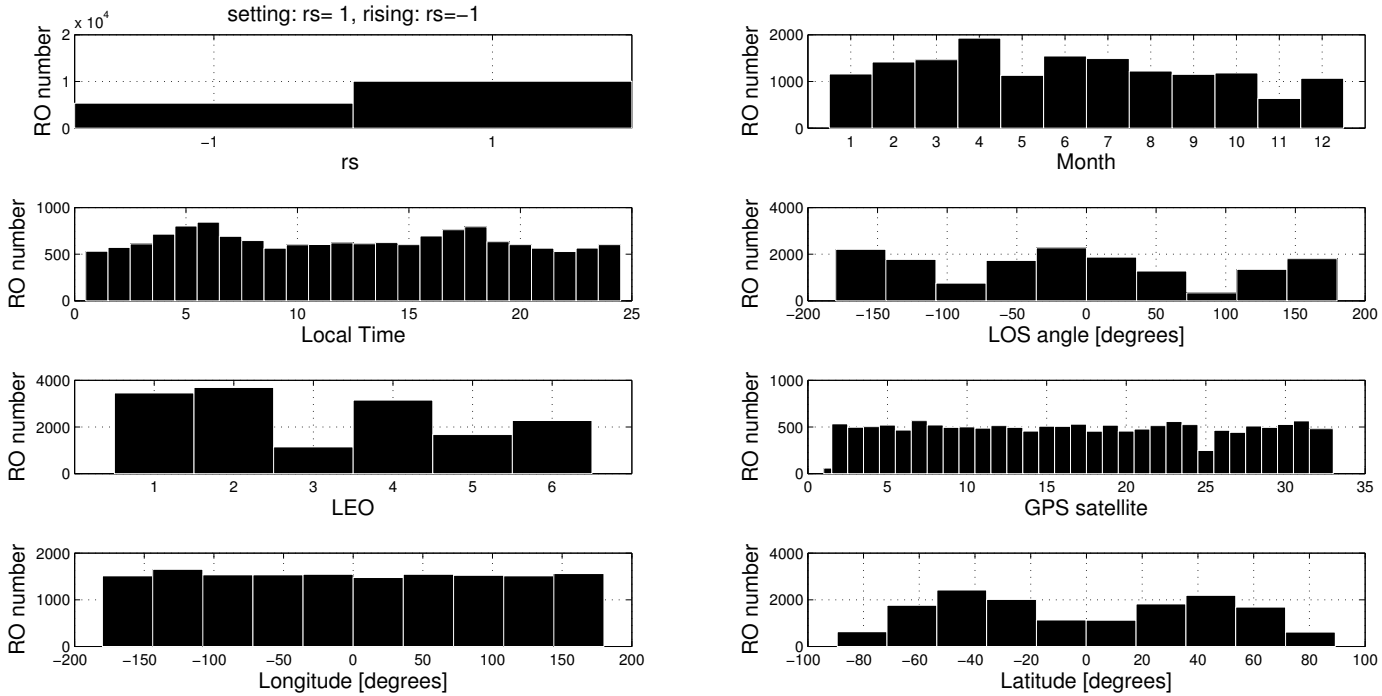


Figura 3.4: Distribución de RO en función de aparición/ocultamiento, mes, hora local, LOS, satélite LEO, satélite GPS, longitud y latitud.

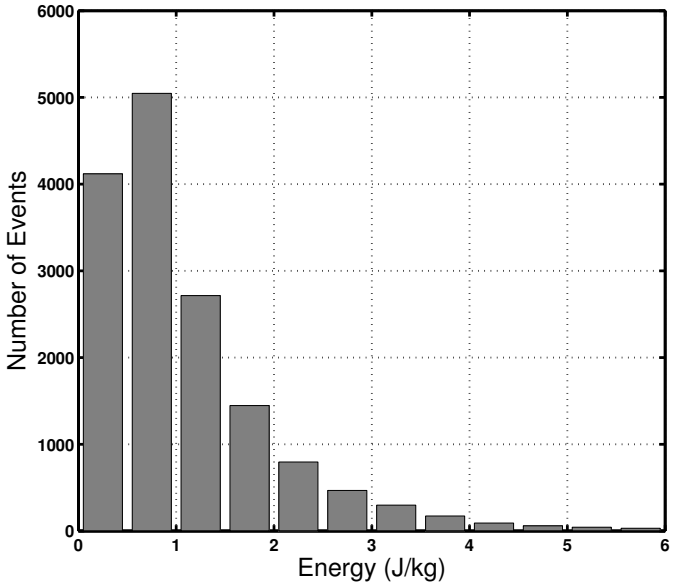


Figura 3.5: Distribución de E_p para los 15 396 casos estudiados ($z_1 = 18$ km, $z_2 = 33$ km, λ_m=2 km, λ_M=10 km).

3.5. Incertidumbre debida a la medición de temperatura

Las mediciones de temperatura mediante la técnica de RO poseen una exactitud del orden de 0.8 K [46] y una precisión estimada en 0.5 K [27]. Si bien la exactitud de la técnica de RO es una de sus características mas importantes, la precisión es mas relevante dentro de la incertidumbre de E_p debida a la medición de temperatura. Esta característica se desprende de la expresión de la E_p (ec. 3.6): Un corrimiento uniforme en T de 0.5 K (relacionado con la exactitud) sólo afecta a la temperatura de fondo, T_b. Dado que las temperaturas T_b son del orden de los 220 K, esta suma/resta de 0.5 K ocasiona un desvío relativo despreciable frente al desvío en E_p que puede ser ocasionado por la precisión de la medición. Una oscilación característica debida a una OG presenta una amplitud de algunos kelvin (en T'). Frente a estos valores, la oscilaciones de que pueden aparecer en el perfil debido a la precisión de la técnica (de 0.5 K de amplitud) son mucho mas relevantes que un corrimiento uniforme que sólo afecta a T_b.

A partir de estas consideraciones, se creó un modelo de ruido aditivo para evaluar la

influencia de la incertidumbre en la medición de temperatura sobre el valor de E_p.

Para realizar la propagación de incertidumbres se implementó un método de Monte Carlo (MC): En base a cada RO se realizaron 50 simulaciones con ruido agregado. Las dispersiones de las energías que se obtuvieron con cada uno de los perfiles perturbados se consideró como un estimador de la incertidumbre en E_p de cada RO.

3.5.1. Modelo de incertidumbre en la medición de temperatura

A cada uno de los perfiles de temperatura $T^i(z)$ (con $i = 1, ..., 15396$) se le agregaron 50 diferentes realizaciones de ruido $R^{ij}(z)$ (con $j = 1, ..., 50$).

Siguiendo la metodología descripta en [47], el modelo para los perfiles con perturbaciones $T^{ij}_{MC}(z)$, es el de la ecuación 3.8, el cual corresponde a un modelo de ruido aditivo.

$$T^{ij}_{MC}(z) = T^i(z) + R^{ij}(z) \tag{3.8}$$

Las energías E^i y las energías medias de Monte Carlo E^i_{MC} de cada perfil están dadas por:

$$E^i = E_p\left(T^i(z)\right) \tag{3.9}$$

$$E^i_{MC} = < E_p\left(T^{ij}_{MC}(z)\right) >_j \tag{3.10}$$

Donde $<>_j$ representa el promedio sobre los 50 realizaciones de ruido para cada uno de los perfiles i. Como estimador de la incertidumbre de la E_p de cada perfil se adoptó el desvío estándar de las energías $E_p\left(T^{ij}_{MC}(z)\right)$:

$$\Delta\left(E^i\right) = std\left(E_p\left(T^{ij}_{MC}(z)\right)\right)_j \tag{3.11}$$

3.5.2. Ruido $R^{ij}(z)$

El ruido $R^{ij}(z)$ se generó a partir de la suma de funciones trigonométricas. Omitiendo los superíndices ij para simplificar la notación, el ruido $R(z)$ se expresó como:

$$R(z) = \epsilon N(z) \tag{3.12}$$

donde ϵ (en kelvin) regula la amplitud del ruido agregado, y $N(z)$ corresponde a la suma de senos, normalizada con desvío estándar unitario ($std\left(N(z)\right) = 1$):

$$N(z) = \frac{\sum_{n=1}^{28} A_n \sin(\frac{2\pi}{\lambda_n} z + \phi_n)}{k} \tag{3.13}$$

$$k = std\left(\sum_{n=1}^{28} A_n \sin(\frac{2\pi}{\lambda_n} z + \phi_n)\right) \tag{3.14}$$

con ϕ_n fases aleatorias entre 0 y 2π, A_n amplitudes aleatorias entre 0 y 1. Las longitudes de onda λ_n se consideraron también aleatorias, entre 0.5 y 1 km según el trabajo de *M. Lohmann* [47], donde se estudian longitudes de correlación entre errores en la medición de temperatura mediante la técnica de RO.

Como amplitud del ruido se trabajó con $\epsilon = 0.5$ y 1 K, de modo de representar las oscilaciones debidas a la precisión de la técnica. Estas amplitudes corresponden a cálculos conservadores, ya que (como se explicó en la sección anterior), la técnica de RO posee una precisión estimada en 0.5 K.

3.5.3. Resultados de las simulaciones de MC

Para el análisis en los diferentes rangos de energías, se promediaron las incertidumbres de los perfiles con el mismo *binning* de la figura 3.5. En la figura 3.6 se muestra el resultado de las incertidumbre debida a la temperatura, calculada con los valores de referencia: $z_1 = 18$ km, $z_2 = 33$ km, λ_m=2 km y λ_M=10 km.

Puede verse que las incertidumbres absolutas aumentan con la energía, y que las curvas correspondientes $\epsilon = 0.5$ y 1 K presentan tendencias semejantes. En forma relativa las incertidumbres mantienen valores del orden de $\sim 2.5\,\%$ ó $\sim 1.2\,\%$ para todo el espectro, según la amplitud de ruido en temperatura considerado.

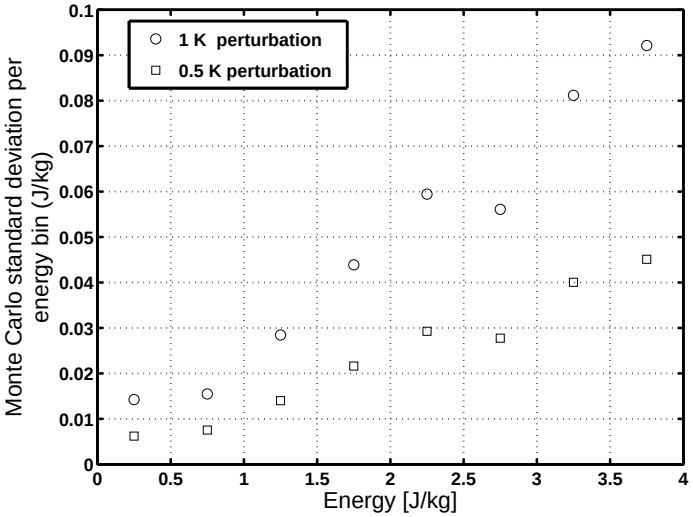


Figura 3.6: Contribución de la temperatura en la incertidumbre de E_p (z_1 = 18 km, z_2 = 33 km, λ_m=2 km y λ_M=10 km).

3.6. Sesgo debido a la elección de las longitudes de corte máxima y mínima

La elección adecuada de las longitudes de corte para estudiar OG a partir de mediciones de RO es todavía una cuestión abierta. Por ejemplo, en [48] no se aplicó longitud de onda de corte mínima ($\lambda_m = 0$) a los perfiles de RO usados para analizar el espectro de fluctuaciones en temperatura. Posteriormente, en [49] se determinó que las fluctuaciones de temperatura con longitudes de onda menores a 2 km se deben a ruido propio de la medición, y no representan verdaderas fluctuaciones en la atmósfera. En ese estudio se utilizaron simulaciones de Monte Carlo para simular el ruido en el corrimiento de fase, y luego determinar el impacto del ruido en el cálculo de temperatura. Este ruido en las mediciones puede ser confundido con AO si no es correctamente filtrado. Los autores de este trabajo calcularon densidades espectrales de las fluctuaciones, pero no calcularon su impacto en el cálculo de E_p

En esta sección se evalúan las diferencias halladas en el cálculo de E_p con longitudes de corte mínimas $\lambda_m = 0$ y $\lambda_m = 2$ km. Los RO utilizados son los mismos que en la sección 3.5. La figura 3.7 muestra que las energías calculadas con $\lambda_m = 0$ son siempre mayores que las filtradas con $\lambda_m = 2$ km. Si bien este resultado es el esperado, este análisis cuantifica

el efecto.

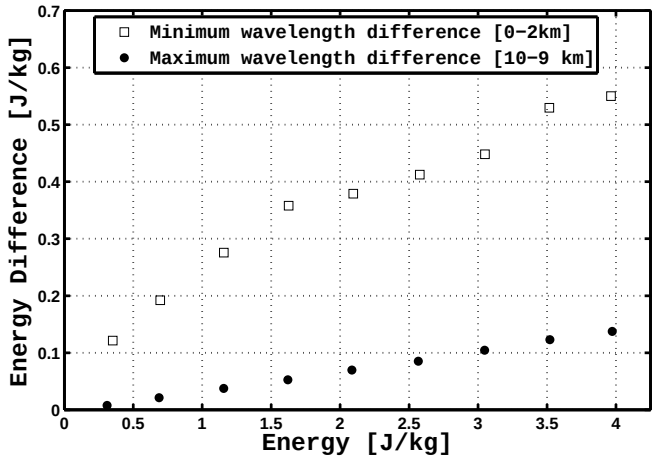


Figura 3.7: *Cuadrados*: $E_p(\lambda_m{=}0)$ - $E_p(\lambda_m{=}2)$. *Círculos*: $E_p(\lambda_M{=}10)$ - $E_p(\lambda_M{=}9)$.

Una situación semejante ocurre con la elección de la longitud de corte superior λ_M. Dentro de la bibliografía del tema se encontraron trabajos donde el corte superior fue fijado tanto en 10 km [43], como en 9 km [50]. Las diferencias entre estos métodos de filtrado se muestran en la figura 3.7.

Como en el caso de la incertidumbre en debida a la temperatura, la diferencia entre longitudes de corte aumenta en forma uniforme con la energía.

Dentro de las dos longitudes de corte, el criterio en la elección del corte inferior afecta el resultado final de mayor forma, generando diferencias de $\sim 20\,\%$ y $\sim 45\,\%$ en energías altas y bajas, respectivamente.

Esta alta sensibilidad de las energías bajas respecto de la longitud de corte inferior adquiere mayor relevancia aún, si se tiene en cuenta que la distribución de las energías de los RO es asimétrica, acumulándose más casos para energías bajas (ver histograma en la figura 3.5).

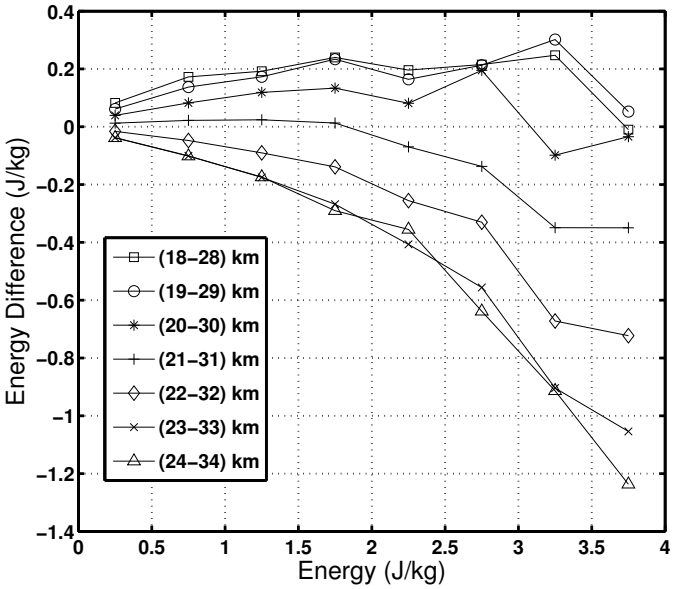
3.7. Diferencias debidas a la elección de la columna de integración

El procedimiento de filtrado descripto en la sección 3.3 sobreestima la E_p si el intervalo de integración incluye la tropopausa [21]. Esto sucede debido a que el codo de la transición de la tropósfera a la estratósfera es interpretado por el filtro como una perturbación sinusoidal en el perfil de fondo [51]. Para evitar este problema, el intervalo de integración suele tomarse por encima de la altura de la tropopausa. Pero dado que la altura media de la tropopausa depende de la latitud, la elección del límite inferior del intervalo de integración debe ajustarse según la región geográfica estudiada.

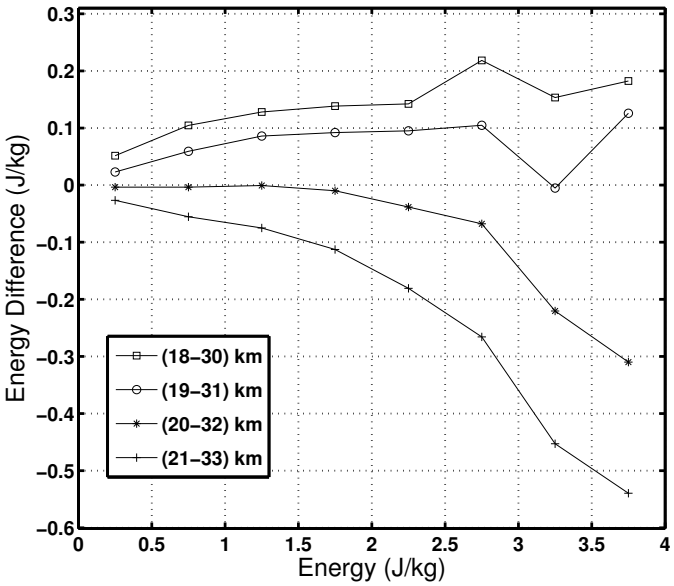
Respecto del límite superior, las mediciones de temperatura mediante RO tiene una exactitud de 0.5 K hasta los 35 km [17]. Por esta razón, el límite superior de integración suele tomarse por debajo de este nivel. Es por estos motivos que tampoco existe un criterio único entre diferentes autores sobre los límites de integración. Por ejemplo, en [35] se consideraron oscilaciones entre 16 y 32 km, mientras que en [52] el intervalo de integración abarcó desde 20 km hasta 35 km.

La figura 3.8 muestra las diferencias entre distintos intervalos de integración: Se comparó una columna de referencia entre 18 y 33 km contra intervalos de 10 y 12 km de longitud. Las diferencias comienzan a ser notorias cuando los cálculos incluyen mediciones por encima de los 30 km. Esta dificultad puede deberse a oscilaciones espurias introducidas por el proceso de inicialización del algoritmo de cálculo de temperatura. Este fenómeno puede generar aumentos espurios en los perfiles por encima de los 30 km.

Las comparaciones también muestran que la longitud del intervalo de integración es menos relevante que el límite superior de dicho intervalo.



(a) Diferencias de energías calculadas con el intervalo de referencia y otros de 10 km de longitud



(b) Diferencias de energías calculadas con el intervalo de referencia y otros de 12 km de longitud

Figura 3.8: E_p calculada con una columna vertical de 15 km menos E_p calculada con columnas de 10 km y 12 km.

3.8. Conclusiones

Se realizó un estudio con RO GPS de la misión COSMIC en todo el globo y durante un año sobre las incertidumbres en los valores de la E_p de las OG estratosféricas, según los parámetros de filtrado en la separación entre perfil de temperatura de base y perturbaciones.

Las incertidumbres en la medición de temperatura resultaron ser menos relevantes frente a la elección de los parámetros de filtrado. El factor de mas sensibilidad resultó ser la longitud de corte mínima, encontrándose diferencias hasta del 45 % entre diferentes elecciones. También se mostró que los perfiles de temperatura obtenidos mediante la técnica de RO GPS no son confiables por encima de los 30 km para los cálculos de E_p. A partir de estos resultados se desprende la necesidad de considerar las variables de filtrado al comparar climatologías de E_p realizadas con distintos parámetros. Esta consideración es válida no sólo para mediciones de temperatura mediante la técnica de RO GPS, sino para cualquier otra.

Capítulo 4

Descripción estadística de la energía potencial

4.1. Introducción

Las ondas de gravedad (OG) pueden ser generadas por diferentes fuentes, por ejemplo el flujo sobre irregularidades sobre la superficie terrestre (valles o montañas), flujos de calor debidos a sistemas convectivos, o procesos atmosféricos altamente variables como jets o frentes. La disipación de las OG producen fuerzas de escala sináptica que afectan flujo atmosférico. Esta disipación se conoce como arrastre de OG. Este fenómeno suele tratarse en los modelos de circulación a través de parametrizaciones [53]. El desarrollo y la validación de estas representaciones está limitado por la escasez en las observaciones de OG. Mas aún, resulta muy complejo obtener una visión completa de procesos atmosféricos tridimensionales dependientes del tiempo mediante una sóla técnica observacional. Por este motivo se utilizan radiosondeos, radares y mediciones con cohetes para proveer observaciones locales de OG, mientras que las mediciones realizadas a bordo de satélites proveen cobertura global [54, 39].

Usualmente, para el estudio de la actividad ondulatoria (AO) en diferentes regiones, se divide la zona de interés en celdas y se calcula el promedio de las E_p de las mediciones durante un determinado lapso de tiempo, en cada celda. Sin embargo, la validez del promedio como parámetro para describir la distribución de E_p no ha sido analizada todavía. En el presente capítulo se utiliza como ejemplo de región a la Patagonia y la Península Antártica, para estudiar la distribución de E_p. Como complemento a la descripción de la distribuciones de E_p, el presente capítulo estudia las variaciones espaciales y

temporales de la AO en la Patagonia y la Península Antártica. Hasta el momento no se ha realizado un estudio de largo plazo en toda esta región.

A continuación se describen los antecedentes de estudio de AO en la zona elegida.

4.2. Antecedentes de OG en la Patagonia y Antártida

Durante la última década han existido numerosos trabajos basados en técnicas de sensado remoto a bordo de satélites, los cuales muestran la existencia de una zona extratropical en el hemisferio Sur, cercana a los Andes patagónicos, la Península Antártica y sobre el Océano Atlántico, que exhibe una alta AO en la tropósfera superior y la baja estratósfera durante el invierno y la primavera. Similares eventos se registraron durante el invierno en la zona del Atlántico Norte, en latitudes similares, con datos del Upper Atmosphere Research Satellite (UARS) y Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A).

Las observaciones mas australes de los estudios mencionados muestran cómo las ondas de gravedad generadas por el flujo de aire sobre los Andes, pueden alcanzar la estratósfera.

En [54] y [55] se utilizaron datos de la misión UARS MLS entre junio y julio de 1993, encontrando alta AO en la Patagonia argentina, la Península Antártica y el océano abierto.

Otros trabajos [9, 56] mostraron oscilaciones en temperatura de gran amplitud en 10-50S y 40-57S respectivamente sobre el extremo sur de la Cordillera de los Andes, utilizando sondeos de la misión CRISTA durante noviembre de 1994. Esta AO se extiende hasta el océano, al Este de la cordillera.

Análisis de datos de UARS MLS [57] sobre la Península Antártica y el extremo sur de los Andes, también muestran altas fluctuaciones de temperatura entre junio y agosto de 1992-1997. Un estudio global de datos de RO GPS [39] también mostró AO sobre los Andes.

En el año 2002 [58] se realizó un análisis global de datos UARS MLS y se encontró AO significativa sobre los Andes y la Península Antártica entre 35S y 75S durante los inviernos de 1992-1997. La influencia se extiende en dirección Este, hacia el océano. En [35] se utilizaron observaciones de UARS MLS y se encontró AO significante sobre el extremos sur de los Andes (30-50 S, 85-55 W) y el pasaje de Drake entre mayo y septiembre de 1995 y 1996. El autor afirma que [9] y [56] observaron un evento poco común de ondas de montaña estratosféricas en la temporada de noviembre a abril, ya que esta es una época de baja actividad.

También en el año 2002 [59] se utilizaron datos de UARS MLS de los años 1992-1994 sobre la Antártida y alrededores para estudiar AO. Aquí se mostró un aumento de la energía ondulatoria sobre el Pasaje de Drake (70-45 W, 50-70 S) en los meses de agosto y septiembre, posiblemente asociado con la topografía de los extremos de los dos continentes. En [60] se utilizaron datos RO GPS de la misión GPS/MET para mostrar que durante octubre del año 1995, las fluctuciones debidas a OG poseen un máximo pronunciado sobre los Andes, entre 40S y 55S. También se encontró una AO importante a 25 km de altura sobre el extremo sur de Sudamérica y la Península Antártica mediante datos de CRISTA de agosto de 1997 ([61]). Hacia el Norte, la presencia de AO estratosférica sobre los Andes entre 30S y 40S durante el invierno y el comienzo de la primavera, fue descripta en [37] y [62].

En [63] se utilizó mediciones de AMSU-A y observó aumentos en la AO sobre el sur de los Andes y la Península Antártica durante junio y agosto de 2003 en alturas media y altas.

En [64] se emplearon datos de AIRS durante septiembre de 2003, principalmente en la región 36-56S y 75-56W para mostrar eventos significativos sobre los Andes, la Península Antártica y el océano abierto. En [65] se estudió un evento de onda de montaña de alta amplitud sobre la Península Antártica mediante datos de AIRS de septiembre de 2003.

En [43] se detectaron un máximo de AO entre agosto y noviembre desde la tropopausa hasta 35km, en un estudio de RO GPS condatos de enero de 2002 a junio de 2006 sobre la Antártida, principalmente sobre la península.

En lo que a radiosondeos respecta, la Antártida es una zona de baja densidad de datos atmosféricos. A pesar de poseer una superficie mayor a la de los Estados Unidos, posee una cantidad limitada de observaciones en superficie y en la atmósfera. Durante el verano, existe una docena de estaciones de radiosondeo, la mayoría ubicada en la periferia del continente, mas una estación de radiosondeo ubicada en el Polo Sur. Durante el invierno, el número de radiosondeos se reduce a la mitad. Por otro lado, dado que el continente se encuentra cubierto de nieve y hielo permanentemente, las mediciones de radiancias por medios satelitales es dificultosa y posee incertidumbres muy altas [66]. Como consecuencia, los modelos climáticos presentan dificultades en la representación de esta parte del globo y posibles errores sistemáticos.

4.3. Zona de estudio y base de datos

4.3.1. Criterio para la elección de la zona de estudio y división en celdas

El estudio se realizó en la región limitada por las longitudes y latidudes 90W-30W y 30S-90S, repectivamente. La elección de la zona se realizó de forma tal que se puedan apreciar la AO a ambos lados de la cordillera de los Andes.

Para la caracterización geográfica de la AO, el área se dividió en bandas latitudinales de 10° de ancho: 90S-80S, 80S-70S, 70S-60S, 60S-50S, 50S-40S y 40S-30S. En la figura 4.1 se muestra la zona de estudio y las bandas consideradas.

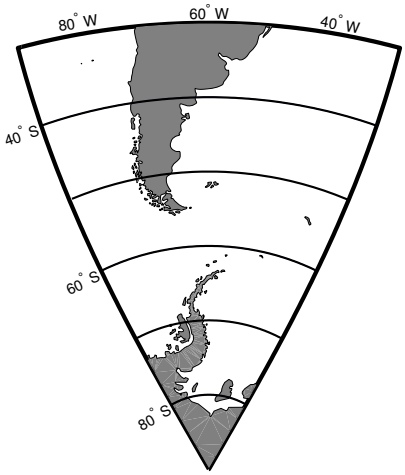


Figura 4.1: Zona de estudio y división en 6 bandas latitudinales de 10° de ancho.

Las investigaciones mencionadas en la sección anterior sólo cubren sectores parciales de la región de estudio del presente trabajo. En la figura 4.2 se detallan los rangos de cobertura de las diferentes técnicas de sensado remoto existentes, algunas de las cuales ya fueron utilizadas para caracterizar la AO de la región.

El estudio de este capítulo complementa trabajos previos, dado que estos incluyen sólo porciones del área elegida, u otros instrumentos, que cubren diferentes alturas o longitudes de onda del espectro ondulatorio.

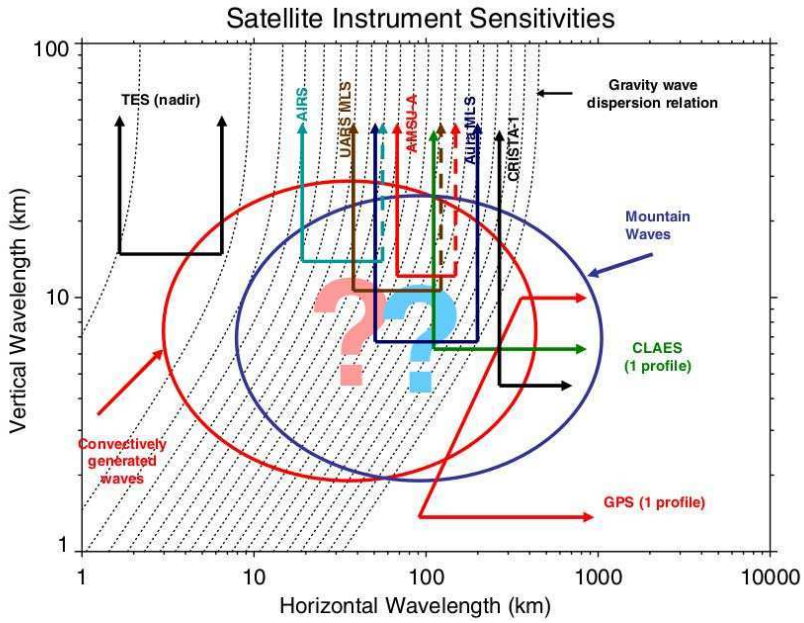


Figura 4.2: Límites de sensibilidad para diferentes instrumentos, en términos de longitudes de onda horizontales y verticales de OG. Tomado de [67]. Ver detalles en la referencia.

4.3.2. Base de datos

El presente estudio emplea perfiles de temperatura obtenidos por la misión COSMIC durante los años 2006-2011. Durante los 5 años registrados en este capítulo, ocurrieron 149 715 RO en la zona de estudio, lo cual implica casi 30 000 RO promedio anuales. Dada la morfología del cordón montañoso de la región de estudio, el LOS cuasi-meridional de la mayoría de los RO optimiza la detección de las superficies de fase constante en la dirección Norte-Sur esperadas para estas ondas de montaña [62].

Se utilizaron datos post-procesados por el COSMIC Data Analysis and Archival Center. Los RO corresponden a los ocurridos entre los dias 200 del año 2006 y 200 del año 2011. Si bien las primeras mediciones de la misión COSMIC disponibles son del día 111 del 2006, no se recomienda el uso de datos previos al dia 194 de ese año debido a problemas iniciales en el seguimiento del receptor. [1]

En la figura 4.3 se detalla el número de RO para cada banda de estudio, según el mes. No se observan diferencias notables según el mes del año. Sí existe variabilidad en

[1] Ver nota al respecto en `http://cdaac-www.cosmic.ucar.edu/cdaac/products.html`

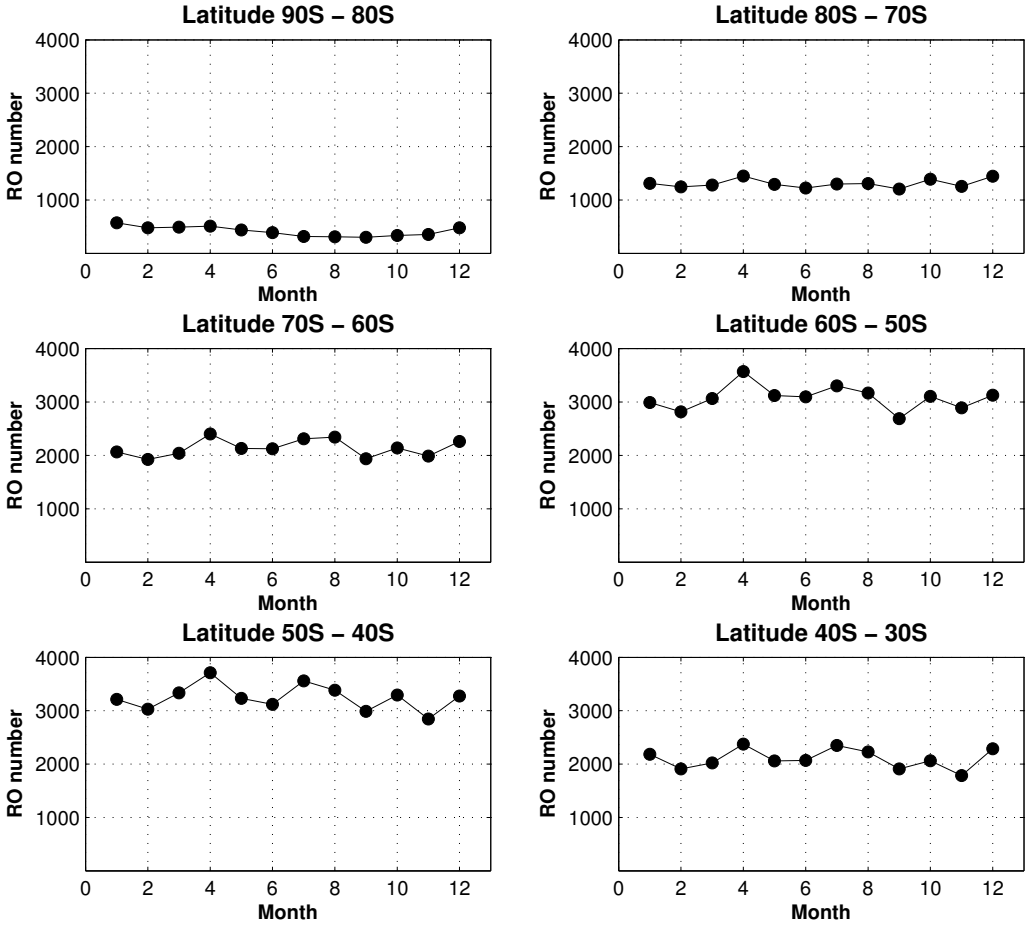


Figura 4.3: Cantidad de RO por mes en cada banda.

el número de ocultamientos por banda: Desde 90S hasta 40S, el número de RO aumenta hacia latitudes menores. Esto se debe a que las superficies de las bandas aumentan conforme disminuye la latitud. Sin embargo, la franja 40S-30S presenta una menor cantidad de RO que la franja 50S-40S. En este caso sucede que, si bien la banda 40S-30S posee la mayor superficie, la densidad de RO en todo el Globo es mayor en latitudes medias. (Ver figura 3.4).

La energía potencial (E_p) fue estimada a partir de la misma expresión que en el análisis del capítulo 3:

$$E_p = \frac{1}{2}\frac{1}{z_2 - z_1}\int_{z_1}^{z_2}\left(\frac{g}{N}\right)^2\left(\frac{T'}{T_b}\right)^2 dz \tag{4.1}$$

donde g corresponde a la aceleración de la gravedad en la superficie terrestre, N la frecuencia de Väisälä-Brunt, T' la perturbación de la temperatura respecto del perfil de fondo, T_b la temperatura sin oscilaciones, z_1 y z_2 los límites inferiores y superiores de integración, respectivamente.

Los parámetros para el cálculo de E_p fueron los mismos que en el capítulo 3 y la referencia [50]: $z_1 = 18$ km, $z_2 = 27$ km, $\lambda_m = 2$ km, $\lambda_M = 9$ km, utilizando la misma implementación de filtro que en el capítulo anterior y la referencia.

4.4. Análisis mensual-geográfico

En la figura 4.4 se muestran los promedios de E_p para cada banda, según el mes. El máximo de AO se da entre los meses de octubre o noviembre. Este máximo se hace menos notorio a latitudes menores, hasta prácticamente desaparecer en la banda más septentrional.

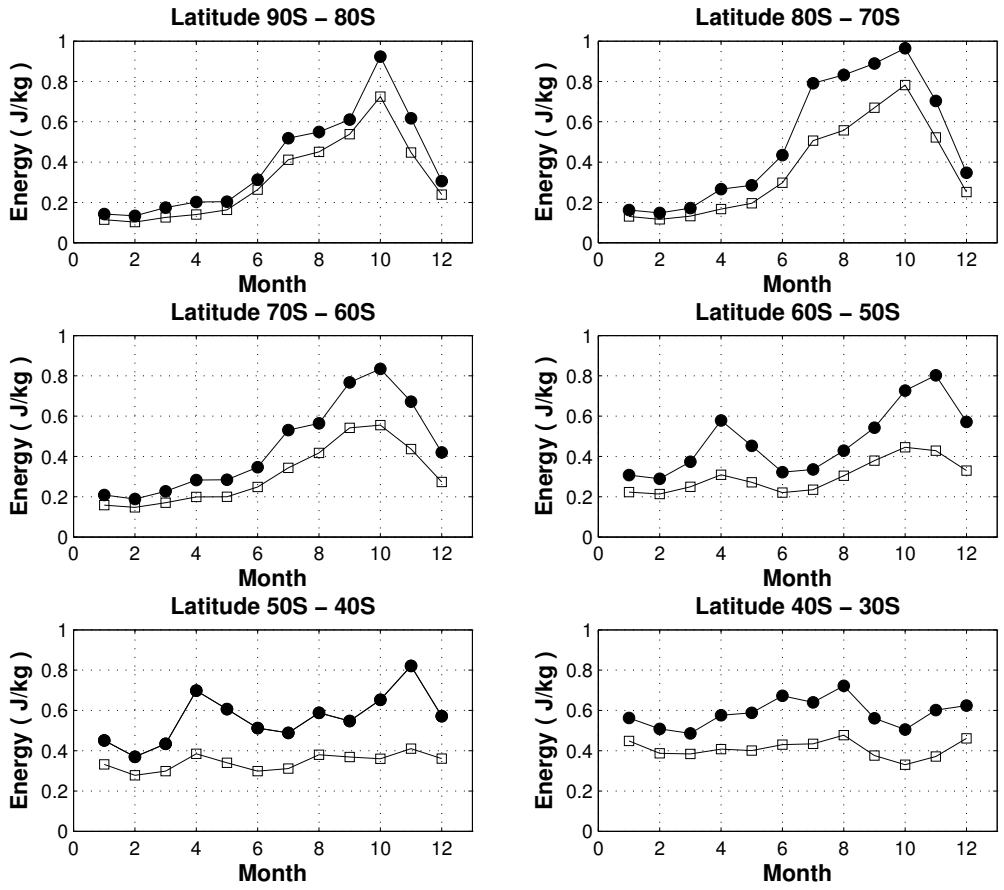


Figura 4.4: Energías promedio (círculos) y mediana (cuadrados, ver sección 4.6) en cada banda, en función del mes.

La zona con el pico mas importante de actividad es la banda 90S-80S. Si bien aquí se presenta una actividad notoriamente mayor en el mes de octubre respecto de igual mes en las otras bandas, es de notar que los meses de baja actividad (1 a 4) presentan valores

mas bajos que los mismos meses en las otras bandas.

Una característica distintiva de este análisis respecto de anteriores existentes en la bibliografía, es el aumento que se dá alrededor de abril (mes 4) en las bandas que cubren la zona 40S-60S. Si bien en el análisis preliminar de los años 2002-2005 pareciera haber un aumento alrededor del mes 6, no resulta concluyente. Dada la poca cantidad de RO disponibles en ese entonces, no se pudo realizar un análisis mas detallado para extraer información geográfica sobre este aumento.

Por otro lado, las amplitudes de los meses más intensos son algo menores que los reportados para el período 2002-2005 en la referencia [50]. En ese trabajo se utilizaron RO obtenidos por la misión CHAMP en una zona levemente menor e incluida dentro de la estudiada aquí. [2] Es importante recordar que la comparación con la referencia [50] es posible porque se utilizaron los mismos parámetros de filtrado en los cálculos de E_p (Ver capítulo 3).

[2]El trabajo citado corresponde a un estudio preliminar realizado en conjunto con otros autores.

4.5. Distribución estadística de E_p

El método utilizado en la sección anterior es el de la mayoría de los análisis climatológicos de AO: Se divide la zona de estudio en celdas y se toma el promedio de los valores de E_p durante un período de tiempo, o durante diferentes temporadas.

Sin embargo, existe una cuestión ignorada en la bibliografía: si se toma el desvío estándar de los datos, el intervalo [promedio - desvío, promedio + desvío] abarca valores negativos de energía. Esto resulta conceptualmente incorrecto si se tiene en cuenta que la E_p es una magnitud definida positiva. Es sabido que la distribución de E_p suele presentarse en forma de curva tipo lognormal (capítulo 3). Si esta distribución se debe a cuestiones atmosféricas o está afectada por limitaciones en la técnica de medición, es todavía un tema abierto. En [43] se hace referencia a este hecho, y se calculan estimadores para distribución lognormal. Sin embargo, la conclusión de que la estadística de las energias corresponde a una distribución lognormal es realizada por estos autores (y por todos los demás) en base a consideraciones *visuales*. En esta sección se analizan las distribuciones de E_p utilizando tests de Kolmogorov-Smirnov.

4.5.1. Prueba de Kolmogorov-Smirnov

La prueba de Kolmogorov-Smirnov (KS) es un test utilizado para comparar una muestra contra una distribución de probabilidad de referencia. La esencia de la prueba de KS se centra en cuantificar la distancia máxima entre la distribución acumulativa empírica y la distribución de la función de referencia.

El resultado del test arroja un valor denominado *Valor P* (VP), el cual varía de forma contínua entre 0 y 1. La decisión de rechazar o no la correspondencia entre las mediciones y la distribución de referencia (hipótesis de cero) se basa en comparar el VP obtenido con un valor umbral, usualmente tomado como 0.05.

Si el VP es mayor al umbral considerado, no se rechaza la hipótesis. Es importante notar que el test de KS no tiene la capacidad de asegurar que la hipótesis sea verdadera. Un resultado de un VP donde la hipótesis no es rechazada, no implica que ésta sea verdadera.

4.5.2. Prueba de KS sobre distribuciones de E_p en la Patagonia y Antártida

En la figura 4.5 se muestran los VP resultantes de aplicar el test de KS a los valores de E_P de cada banda, según el mes. Se analizaron dos hipótesis de distribuciones: normal

y lognormal. Se fijó como criterio de rechazo, VP menores a 0.05.

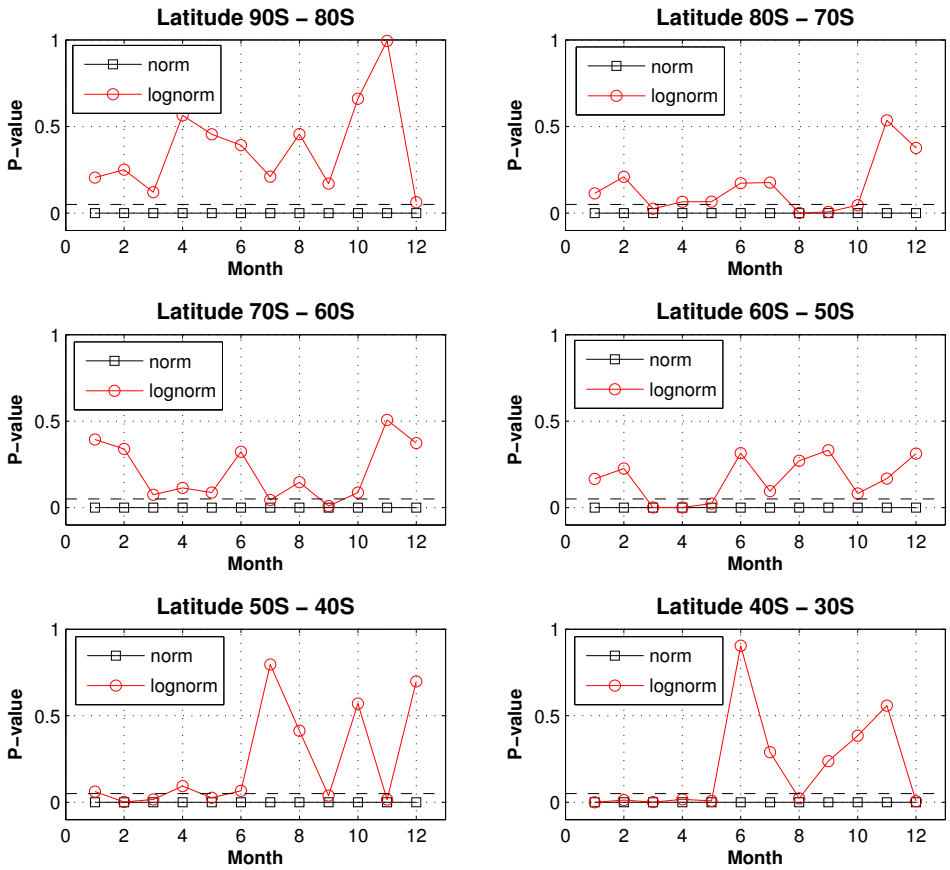


Figura 4.5: Valores P obtenidos mediante el test de Kolmogorov-Smirnov sobre distribuciones de E_p, con hipótesis de distribuciones normal y lognormal. La línea de puntos indica el umbral de aceptación adoptado: 0.05.

Claramente, la hipótesis de distribución normal es rechazada en todos los casos. Con respecto a la distribución lognormal, es rechazada en 21 de los 76 casos, esto es alrededor del 28 % de los meses analizados.

No es posible observar ninguna correlación entre estos resultados y los valores medios de E_p de cada mes. Por ejemplo, en la figura 4.4 las tendencias mensuales de E_p para las bandas 90S-80S y 80S-70S son semejantes, mientras que de la figura 4.5 se aprecia que en la banda 90S-80S los VP toman valores siempre mayores que en la banda 80S-70S (A

excepción de diciembre).

Tampoco puede atribuirse la log-normalidad de los valores de E_p al tamaño de las muestras consideradas. En la banda 40S-30S el número de RO es de aproximadamente 2000 para los meses 5 y 6 (figura 4.3). Sin embargo, estos meses poseen VP claramente diferentes (figura 4.5).

4.6. La mediana como estimador en análisis de AO

La propuesta hecha en [43] de usar estimadores acordes a la distribución de E_p estudiada, si bien se trata de una opción superadora a la toma de promedio, sigue siendo dependiente del tipo de distribución que se está caracterizando. Es decir, debe analizarse siempre a priori si se trata de una distribución lognormal para aplicar luego sus estimadores. Como se mostró en la sección anterior, no siempre puede asegurarse de que se está frente a una distribución lognormal.

Aquí se propone un estimador diferente para este tipo de estudios: *la mediana*. Este estimador posee dos características principales que lo distinguen respecto del promedio:

- Es mas robusto (menos sensible a *valores atípicos, u outliers*).
- Resulta mas apropiado para caracterizar distribuciones asimétricas.

La mayor robustez frente a valores atípicos hace que este estimador sea menos sensible a RO con una alta E_p ficticia debida a problemas de inicialización (sección 3.4). Si bien esto representa una ventaja, esta menor sensibilidad "filtra" de algún modo también los valores de E_p efectivamente altos. Sin embargo, para analizar eventos extremos puede definirse un valor umbral de E_p a partir del cual se considere a un RO como evento altamente energético, para luego analizar en detalle si se trata de efectivamente de un caso de alta AO, o es un problema relativo a la medición.

Respecto de la segunda característica, la mediana puede aplicarse a cualquier distribución e interpretarse como el valor perteneciente al percentilo 50. En cambio, el promedio debe interpretarse de distinta forma según la distribución con la que se trabaje, habiendo casos donde no puede interpretarse fácilmente, como en distribuciones bimodales.

En la figura 4.4 (donde se mostraron los promedios mensuales por bandas) se presentan también los valores de las medianas. Puede notarse que los valores obtenidos son menores al promedio (pero siguen la misma tendencia temporal). Esto se debe a que las distribuciones de energías poseen una asimetría estadística positiva. A modo de ejemplo, se muestran en la figura 4.6 los histogramas de los meses de octubre entre 0 y 5 J/kg. Aquí se aprecia la asimetría de las distribuciones respecto de su máximo.

En la misma figuran están señalados los valores de media y mediana, junto con el dato de desvío estándar. En cuatro de las seis bandas, el desvío estándar iguala o supera al promedio, lo cual genera un intervalo de cobertura del 68 % que incluye valores negativos, a pesar de que E_p sea una magnitud positiva.

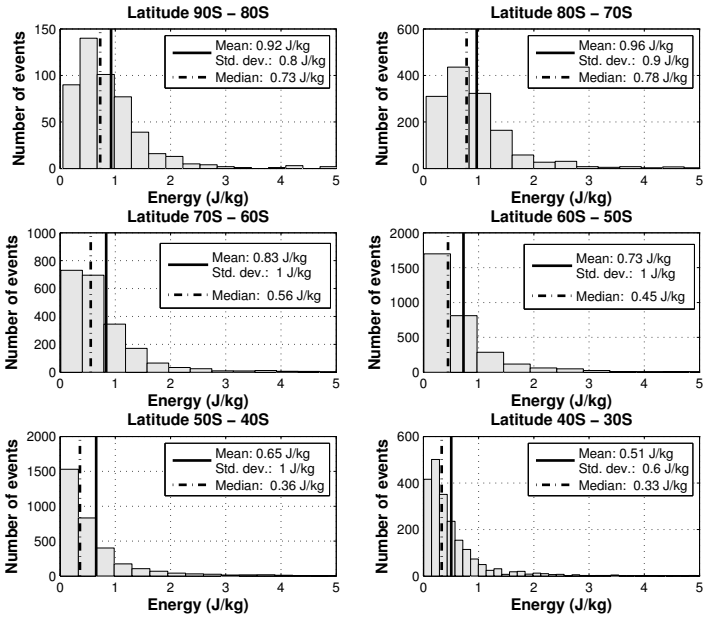


Figura 4.6: Distribuciones de energías en los meses de octubre del estudio.

4.6.1. Diagramas de caja para la descripción estadística de $\mathbf{E}_p$

La estimación de la dispersión de una muestra alrededor de la mediana suele realizarse mediante el uso de *cuartiles*. Los cuartiles son los tres valores que dividen al conjunto de datos ordenados en cuatro partes porcentualmente iguales (0 - 25 %; 25 % - 50 %; 50 % - 75 % y 75 % - 100 %). Por definición, la mediana corresponde a la separación entre el segundo y tercer cuartil. Al intervalo generado por el primer y tercer cuartil se lo define como rango intercuartílico (RIC). En la figura 4.7 se esquematizan los conceptos de cuartiles y RIC.

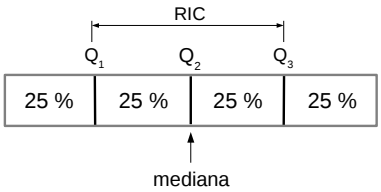


Figura 4.7: Esquema de la definición de cuartiles (Q_1, Q_2 y Q_3) y rango intercuartílico (RIC).

En esta sección se propone el uso del RIC como medida de la *variabilidad mensual* de la AO.

En la figura 4.8 se muestran los diagramas de caja de las distribuciones de cada mes. La línea central de cada caja corresponde a la mediana. Los límites superiores e inferiores representan al RIC. En la mayoría de los casos, la mediana no se encuentra centrada dentro del RIC. Esto sucede, como ya se mencionó, debido a la asimetría de las distribuciones mensuales. Las dispersiones suelen ser mayores en valores de medianas de E_p altos.

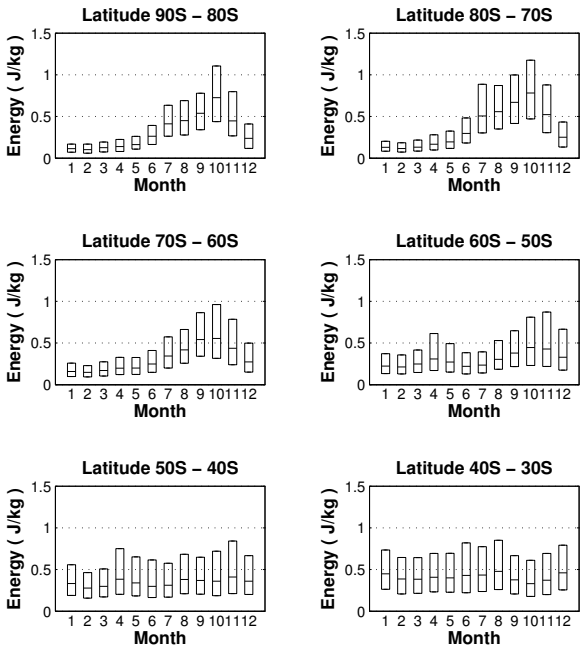


Figura 4.8: Valores de mediana de energía para cada mes, junto con el segundo y tercer cuartil (Rango intercuartílico.)

Como criterio, puede utilizarse el solapamiento de diferentes intervalos de RIC para determinar si las variabilidades mensuales entre medianas son climatológicamente diferentes. En este sentido, si dos RIC no se solapan, esto implica que el 75 % de los valores mas altos de un mes, son mayores al 75 % de los valores mas bajos del otro mes. Esta interpretación se detalla gráficamente en la figura 4.9.

Siguiendo este criterio puede apreciarse que sólo se presentan diferencias entre los meses mas activos y los menos, en las tres bandas cercanas al Polo Sur.

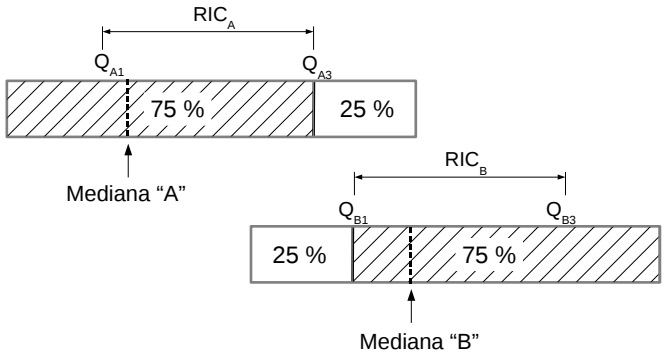


Figura 4.9: Distribuciones donde dos rangos intercuartílicos (RIC_A y RIC_B) no se solapan.

4.7. Análisis estacional-geográfico

Para extraer información geográfica sobre la AO, se dividieron los datos en temporadas: Verano (meses 12, 1 y 2), otoño (meses 3, 4 y 5), invierno (meses 6, 7 y 8) y primavera (meses 9, 10 y 11). A su vez, la región fue divida en celdas de 3 por 6 grados. Para cada celda se calculó la mediana, la media, el desvío estándar de las energías y el número de RO correspondiente a esa celda (figuras 4.10 a 4.13). La escala de colores en las cuatro figuras es la misma, de modo de facilitar las comparaciones entre estaciones. En las siguientes cuatro secciones (4.7.1 a 4.7.4) se describen los resultados de las cuatro estaciones.

4.7.1. Verano (meses 12, 1 y 2)

Esta estación corresponde a la de menor AO en las seis bandas, en comparación con las demás estaciones. En la figura 4.10 se observa cierta AO sobre el continente, al Este de la cordillera de los Andes. No se detecta AO en al Este de la península antártica. Estas conclusiones son válidas tanto para el análisis de promedio como de la mediana de los valores de E_p de cada celda. Se sigue verificando que la mediana arroja valores inferiores a los del promedio. Sobre el desvío estándar de los datos, se ve que en general, toman valores iguales o mayores que el promedio de cada celda, lo cual sigue sugiriendo que el promedio no es un parámetro adecuado para el análisis de E_p por temporadas.

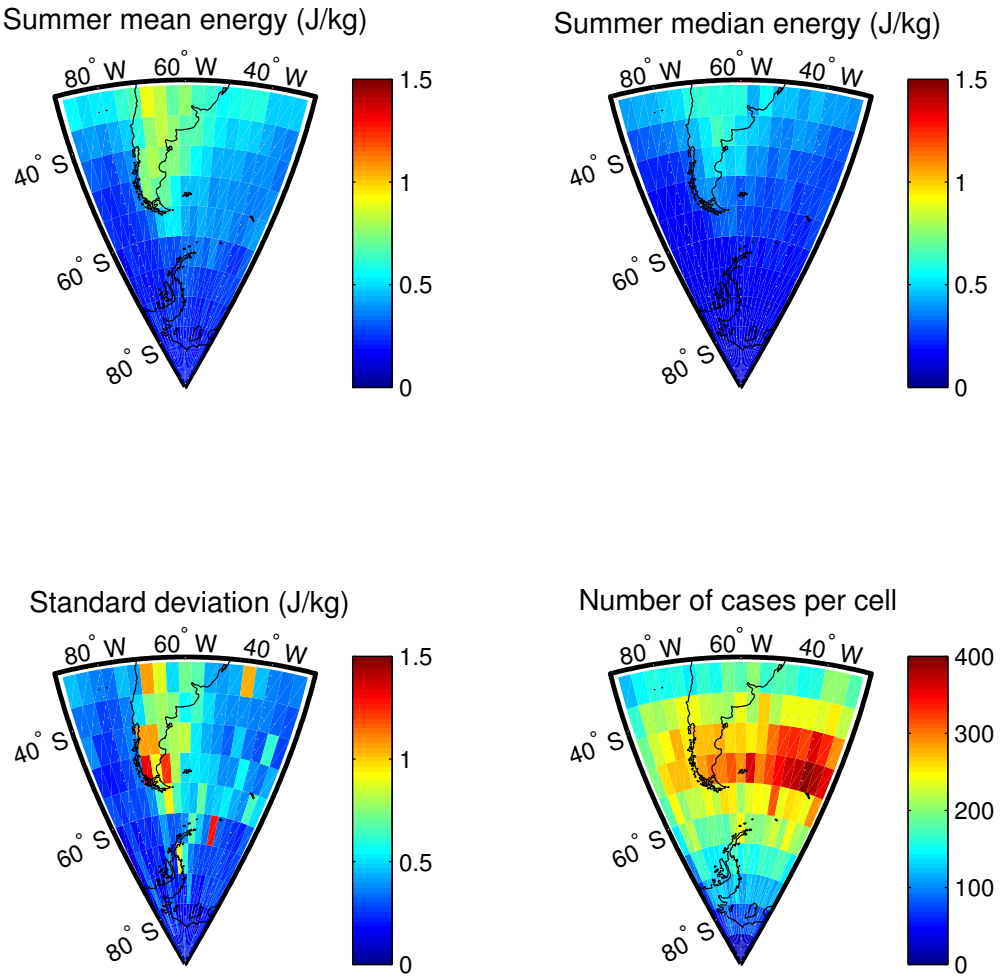


Figura 4.10: Región de estudio divida en celdas de 3 por 6 grados, con valores de promedio, mediana y desvío estándar de E_p, para los veranos de 2006 a 2011. Se muestra también el número de RO por celda.

4.7.2. Otoño (meses 3, 4 y 5)

Durante la temporada de otoño, se da un leve aumento de la AO respecto del verano. En la figura 4.4 se nota un aumento en los promedios de E_p para los meses 4 de las bandas 60S-50S y 50S-40S. Este aumento es menos notorio si se utiliza la mediana. Esto se verifica en el análisis por celdas: En la figura 4.11 puede verse un aumento en los promedios de E_p sobre la Patagonia, en concordancia con el estudio por bandas. Con la mediana, este incremento es mucho menos notorio.

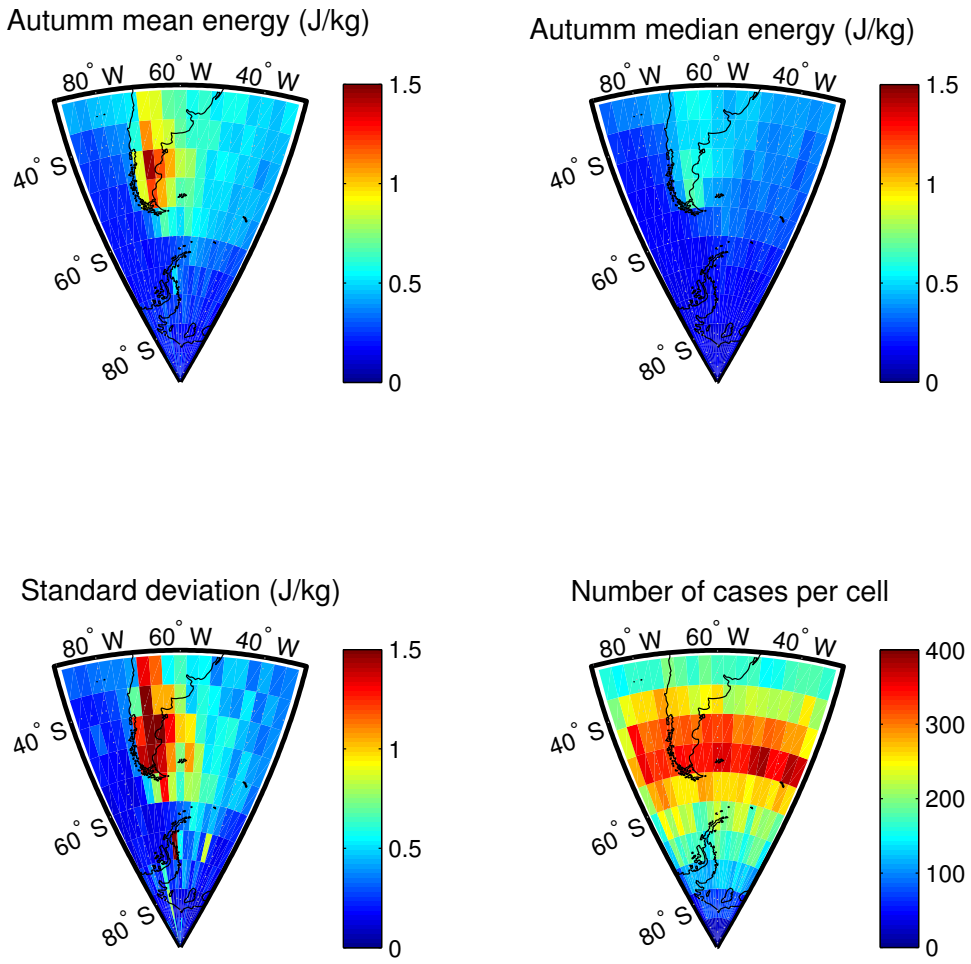


Figura 4.11: Región de estudio divida en celdas de 3 por 6 grados, con valores de promedio, mediana y desvío estándar de E_p, para los otoños de 2006 a 2011. Se muestra también el número de RO por celda.

4.7.3. Invierno(meses 6, 7 y 8)

En esta temporada se presentan zonas de alta AO en la zona Norte de la región de estudio, sobre la zona de Cuyo (figura 4.12). Este aumento también fue detectado por estudios de años anteriores a la misión COSMIC [37, 62]. Si bien el incremento en la E_p es mucho menor en el estudio con la mediana, el incremento es también visible con este estimador.

A diferencia de las dos temporadas anteriores, en ésta puede verse que existe AO al Este de la península. A lo largo del pasaje de Drake se presenta una franja de AO baja, lo cual sugiere un origen topográfico de la AO.

4.7.4. Primavera (meses 9, 10 y 11)

Durante esta estación se presentan los meses de mayor AO. De la figura 4.13 puede notarse que las zonas mas intensas corresponden a la Patagonia, y sobre el mar de Weddell, al Este de la península Antártica. La influencia de la península se extiende sobre el Pasaje de Drake.

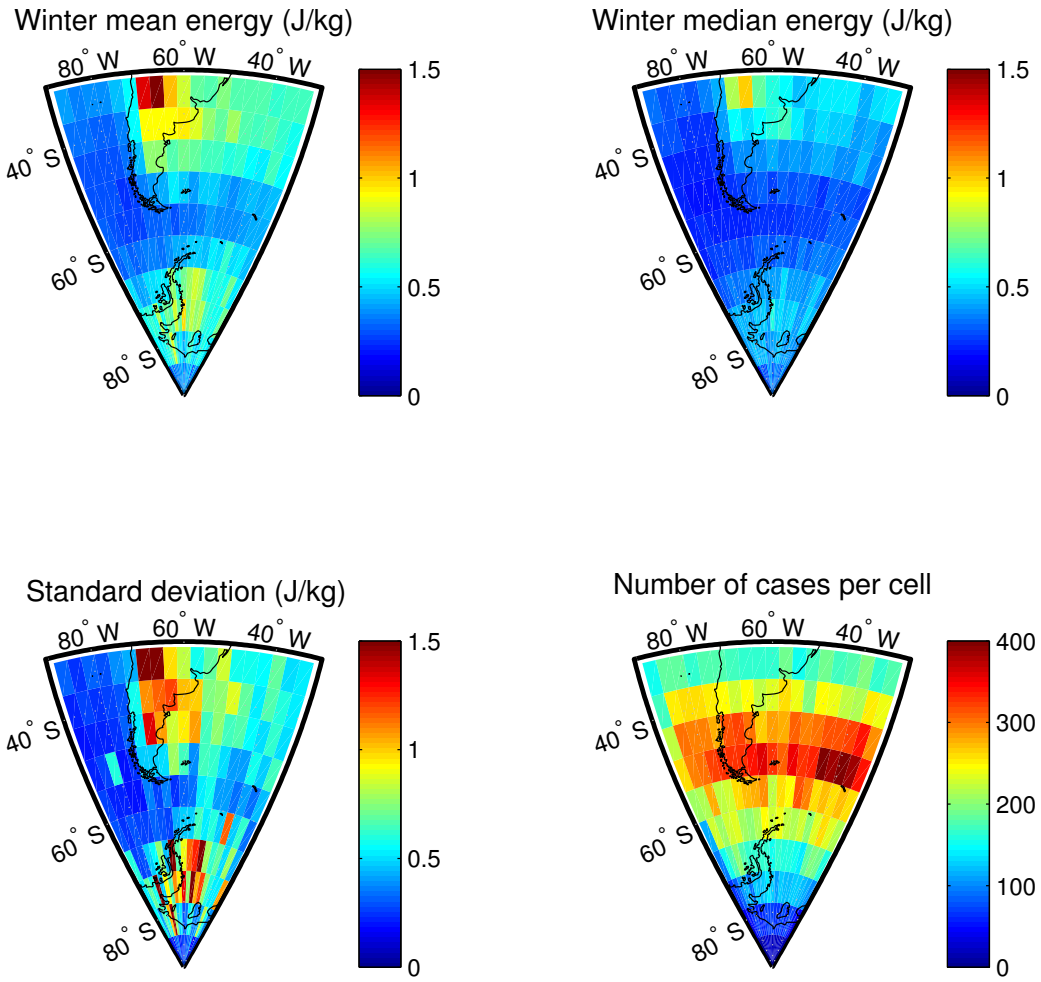


Figura 4.12: Región de estudio divida en celdas de 3 por 6 grados, con valores de promedio, mediana y desvío estándar de E_p, para los inviernos de 2006 a 2011. Se muestra también el número de RO por celda.

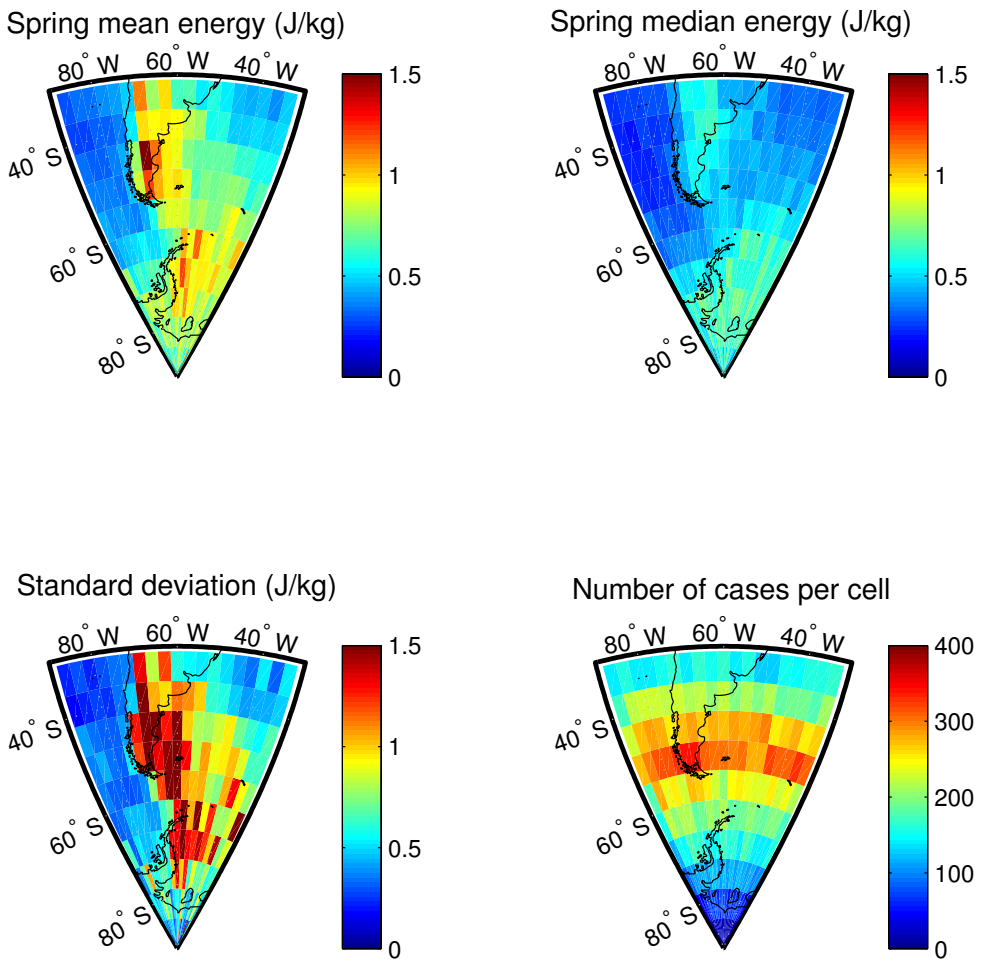


Figura 4.13: Región de estudio divida en celdas de 3 por 6 grados, con valores de promedio, mediana y desvío estándar de E_p, para las primaveras de 2006 a 2011. Se muestra también el número de RO por celda.

4.8. Dependencia según LOS

Las circunstancias bajo las cuales la técnica de RO GPS es capaz de resolver OG fue discutida extensamente en [34]. La resolución horizontal de cada medición es (en el peor de los casos) del orden de unos cientos de kilómetros a lo largo del LOS de los satélites intervinientes en el RO [17]. Las ondas de montaña poseen longitudes de onda horizontales en un espectro que abarca desde decenas a centenas de kilómetros [6], por lo que su detección depende del ángulo horizontal entre el LOS y los frentes de onda. Un valor de este ángulo cercano a cero resulta óptimo (ver 2.1). En la región estudiada, los Andes y la Península Antártica generan un obstáculo meridional a los vientos prevalecientes del Oeste, generando frentes de onda con planos de fase constante en dirección Norte-Sur preferentemente [8]. Este hecho facilita la detección de OG mediante RO GPS con dirección de LOS predominantemente Norte-Sur.

En los datos de RO COSMIC provistos por UCAR, la dirección del LOS de cada RO se especifica en grados respecto de la dirección Norte.

En el estudio previo de la referencia [50] se realizó un análisis de la orientación del LOS en los casos mas energéticos. Allí se encontraron indicios de que las direcciones apartadas levementes de la dirección Norte-Sur favorecen la observación de OG.

Sin embargo, la afirmación no pudo ser verificada plenamente, debido al bajo número de RO altamente energéticos disponibles en ese entonces.

Gracias a la mayor densidad de RO generados con la misión COSMIC, se pudo reproducir el análisis de los años 2002-2005 con una estadística mas significativa.

En la figura 4.14 se muestran una serie de gráficos para el estudio de esta característica de las mediciones mediante RO GPS.

Del gráfico superior puede notarse que la distribución de ángulos de LOS no es uniforme: Existen menos casos en la dirección Este-Oeste (alrededor de -90° y 90°). En la misma figura se analizaron los casos con $E_p > 2$ J/kg, siguiendo el criterio de la referencia previamente citada. Aquí el porcentaje de casos que superan este umbral de energía no presenta una cantidad de casos claramente diferenciada según el ángulo de LOS. Finalmente se analizan el promedio y el desvío estándar de las energias mayores al umbral. No existe aquí prácticamente diferencias significativas entre los valores medios contrastados.

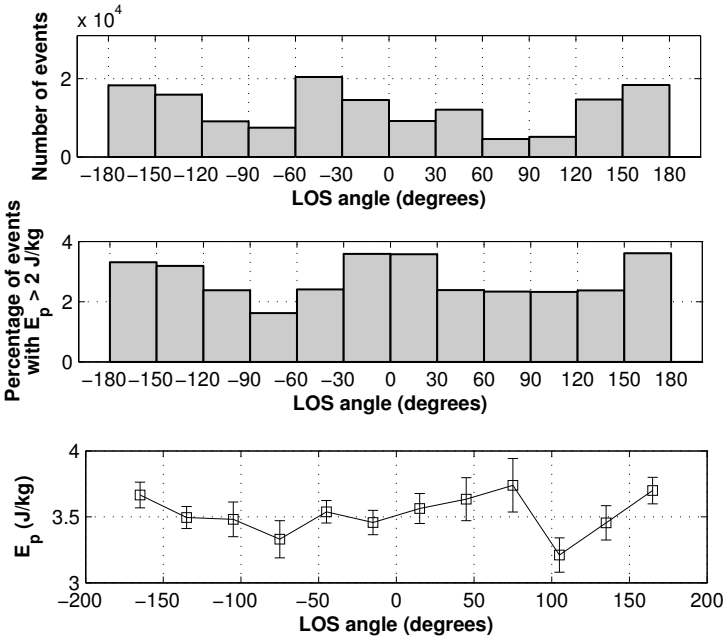


Figura 4.14: Dependencias con el ángulo de LOS del número de eventos, porcentaje de eventos con $E_p > 2$ J/kg y valor medio de energias superiores a 2 J/kg.

4.9. Conclusiones

Se realizó un estudio para los años 2006 a 2011 con RO pertenecientes a la misión COSMIC, en la zona comprendida entre las longitudes 90W-30W, y latitudes 30S-90S. Se observaron variaciones por temporadas similares a estudios realizados sobre los años 2002 a 2005, con otra misión de RO. Si bien las tendencias temporales fueron las mismas, los valores resultaron menores. Esta comparación se pudo realizar gracias a que se utilizó el mismo algoritmo de cálculo que en los años anteriores. Los resultados de este análisis presentan una mayor significancia estadística que los de 2002-2005.

Se mostró que el uso del promedio de E_p sobre temporadas o meses, arroja resultados no consistentes con la definición de E_p, ya que el desvío estándar supera en muchos casos al valor del promedio. Dada esta inconsistencia en la metodología usual para el análisis de los datos, se utilizó el test de Kolmogorov-Smirnov para estudiar la distribución estadística de la E_p. La hipótesis de distribución normal fue rechazada en el todos los casos, mientras que la hipótesis lognormal fue rechazada en el 28 % de las pruebas.

Como alternativa al promedio y el desvío estándar se propuso el uso de la mediana y el rango intercuartílico como estimadores, junto con el análisis de casos extremos en forma individual.

Gracias a la mayor densidad de RO que en años anteriores, se pudieron replicar y ampliar resultados preliminares de los años 2002-2005 sobre direcciones óptimas de detección de OG mediante RO GPS. Contrariamente al estudio previo, no se apreció una dirección privilegiada de observación de OG en la zona.

Capítulo 5

Conclusiones generales

La técnica de RO GPS es una herramienta súmamente útil para estudiar AO a escala regional y a nivel global. Se ha utilizado con este fin desde finales de los años 90 para estimar la E_p de las ondas, con un criterio no del todo unificado.

Se compararon dos pares de perfiles de temperatura de RO GPS pertenecientes a la misión COSMIC, con cercanía temporal y espacial sobre una zona de alta actividad ondulatoria. Las diferencias entre RO de un mismo par fueron atribuidas a la diferente geometría de observación respecto de los planos de fase constante de las OG. Esto fue corroborado mediante simulaciones del modelo WRF. Si bien existían estudios teóricos sobre la importancia de la dirección de observación, los cálculos nunca se habían verificado experimentalmente.

Se evaluó la incertidumbre en la determinación de E_p debida a la incertidumbre en la medición de temperatura. Dada la alta no-linealidad de la dependencia de E_p con la temperatura, se utlizó el método de Monte Carlo para realizar la propagación de incertidumbres. Como resultado de este estudio, se determinó que las diferencias debidas a los diversos criterios aceptados para definir E_p son mucho mayores que la incertidumbre propia de la medición. Los parámetros que varían entre diferentes criterios son: longitud de la columna de integración, límites superior e inferior de integración, longitudes máxima y mínima de filtrado y tipo de filtro implementado. De los parámetros que suelen diferir entre varios trabajos, la longitud de corte inferior es el más relevante.

Como muestra para el análisis de la distribución estadística de E_p, se realizó una climatología de OG sobre la Patagonia y la Península Antártica. El estudio climatológico

abarcó los años 2006 a 2011, utilizando RO de la misión COSMIC. Del análisis estacional se desprende que los meses de octubre presentan la mayor AO. Este aumento es más marcado en las zonas más cercanas al Polo Sur. Se utilizaron test de Kolmogorov-Smirnov para evaluar la distribución de E_p. Como resultado de estas pruebas, se obtuvo un rechazo para la hipótesis de distribución normal en todos los casos estudiados. La hipótesis de distribución lognormal fue rechazada en el 28 % de los casos. Se implementó el uso de la mediana como estimador de la AO, junto con el rango intercuartílico como caracterizador de la dispersión de los datos. La dependencia de la E_p según el ángulo que forman el LOS y los frentes onda esperados, no resultó concluyente. Esto difiere de estudios previos donde se presentaba este resultado en forma preliminar, basado en estadística de baja significancia (pocas cantidades de observaciones).

Capítulo 6

Bibliografía

[1] D. Andrews. *An Introduction to Atmospheric Physics*. Cambridge University Press, 2010.

[2] J. R. Holton. *An Introduction to Dynamic Meteorology, Fourth Edition*. Academic Press, 2004.

[3] C. J. Nappo. *An Introduction to Atmospheric Gravity Waves*. Academic Press, 2002.

[4] G. I. Taylor. Effect of variation in density on the stability of superposed streams of fluid. *Proceedings of the Royal Society of London Series A Containing Papers of a Mathematical and Physical Character 19051934*, 132(820):499–523, 1931.

[5] S. Goldstein. On the stability of superposed streams of fluids of different densities. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A*, 132(820):524–548, 1931.

[6] D. C. Fritts and M. J. Alexander. Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. *Reviews of geophysics*, 41(1):3–3, 2003.

[7] Y. Kim, S. Eckermann, and H. Chun. An overview of the past, present and future of gravity-wave drag parametrization for numerical climate and weather prediction models: Survey article. *Atmosphere-Ocean*, 41(1):65–98, 2003.

[8] P. G. Baines. *Topographic Effects in Stratified Flows*. Cambridge University Press, 1995.

[9] S. Eckermann and P. Preusse. Global measurements of stratospheric mountain waves from space. *Science*, 286(5444):1534–1537, 1999.

[10] W. Grimsdell, M. Alexander, P. May, and L. Hoffmann. Model study of waves generated by convection with direct validation via satellite. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(5):1617–1631, 2010.

[11] T. P. Yunck. An overview of atmospheric radio occultation. *Journal of Global Positioning System*, 1:58–60, 2002.

[12] H. J. Janke. 'Standortsanzeiger, Insbesondere für Luftfahrzeuge'. Patente DE1939J064543D 19390511, 1943.

[13] J. J. Spilker. GPS signal structure and performance characteristics. *Navigation*, 25:29–54, 1978.

[14] M. Born and E. Wolf. *Principles of Optics*. Pergamon, New York, 6th edition, 1980.

[15] G. Fjeldbo, A. Kliore, and V. Eshleman. The neutral atmosphere of Venus as studied with the mariner V radio occultation experiments. *The Astronomical Journal*, pages 123–140, 1971.

[16] S. V. Sokolovskiy. Inversions of radio occultation amplitude data. *Radio Science*, 35(1):97–105, 2000.

[17] E. R. Kursinski, G. A. Hajj, J. T. Schofield, R. P. Linfield, and K. R. Hardy. Observing Earth's atmosphere with radio occultation measurements using the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research*, 102(D19):23429–23, 1997.

[18] K. Hocke. Inversion of GPS meteorology data. *Annales Geophysicae*, 15:443–450, 1997.

[19] J. M. Rüeger. Refractive index formulae for radio waves. In *JS28: Integration of Techniques and Corrections to Achieve Accurate Engineering*. FIG XXII International Congress, Washington DC, April 19-26 2002.

[20] M.E. Gorbunov and S.V. Sokolovskiy. *Remote sensing of refractivity from space for global observations of atmospheric parameters*. Max-Planck-Institut für Meteorologie, 1993.

[21] P. Llamedo. *Estudio de ondas de gravedad atmosféricas a partir de datos de radio ocultamiento GPS y de simulaciones numéricas, a escala regional en la zona de Cuyo y global*. PhD thesis, Universidad de Buenos Aires, Noviembre 2009.

[22] ISO. ISO/IEC guide 99:2007 – International Vocabulary of Metrology – Basic and general concepts and associated terms (VIM). pages 1–23, 2008.

[23] G. Ohring, B. Wielicki, R. Spencer, B. Emery, and R. Datla. Satellite instrument calibration for measuring global climate change. *Workshop Organizing Committee*, 86(March):1303–1313, 2005.

[24] Working group I IPCC. Summary for policymakers: The science of climate change. Technical report, Intergovernmental Panel on Climate Change, 1998.

[25] M. E. Gorbunov, H. H. Benzon, A. S. Jensen, M. S. Lohmann, and A. S. Nielsen. Comparative analysis of radio occultation processing approaches based on fourier integral operators. *Radio science*, 39(6):RS6004, 2004.

[26] M. E. Gorbunov, K. B. Lauritsen, A. Rhodin, M. Tomassini, and L. Kornblueh. Radio holographic filtering, error estimation, and quality control of radio occultation data. *Journal of geophysical research*, 111(D10):D10105, 2006.

[27] G.A. Hajj, C.O. Ao, B.A. Iijima, D. Kuang, E.R. Kursinski, A.J. Mannucci, T.K. Meehan, L.J. Romans, M. de La Torre Juarez, and T.P. Yunck. CHAMP and SAC-C atmospheric occultation results and intercomparisons. *Journal of geophysical research*, 109(D6):D06109, 2004.

[28] J. Wickert, C. Reigber, G. Beyerle, R. König, C. Marquardt, T. Schmidt, L. Grunwaldt, R. Galas, T. Meehan, and W. Melbourne. Atmosphere sounding by gps radio occultation: First results from CHAMP. *Geophysical Research Letters*, 28(17):3263, 2001.

[29] W. Schreiner, C. Rocken, S. Sokolovskiy, S. Syndergaard, and D. Hunt. Estimates of the precision of GPS radio occultations from the cosmic/formosat-3 mission. *Geophysical Research Letters*, 34(4):1–5, 2007.

[30] RA Anthes, PA Berhardt, Y. Chen, L. Cucurull, KF Dymond, D. Ector, SB Healy, SP Ho, DC Hunt, YH Kuo, et al. The cosmic/formosat-3 mission. *B. Am. Meteorol. Soc*, 89:313–333, 2008.

[31] R. A. Pielke. *Mesoscale Meteorological Modeling*, volume 78. Academic Press, 2002.

[32] K. V. Ooyama. A thermodynamic foundation for modeling the moist atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47(21):2580–2593, 1990.

[33] W. Skamarock, J. Klemp, J. Dudhia, D. Gill, D. Barker, and J. Powers. A description of the Advanced Research WRF Version 3. *Atmospheric Research*, 468(June):113, 2008.

[34] P. Alexander, A. de La Torre, and P. Llamedo. Interpretation of gravity wave signatures in GPS radio occultations. *Journal of Geophysical Research*, 113(D16):1–12, 2008.

[35] Jonathan H Jiang. Upper atmosphere research satellite (UARS) MLS observation of mountain waves over the Andes. *Journal of Geophysical Research*, 107(D20):8273, 2002.

[36] P. Preusse. Space-based measurements of stratospheric mountain waves by CRISTA 1. Sensitivity, analysis method, and a case study. *Journal of Geophysical Research*, 107(D23):8178, doi:10.1029/2001JD000699, 2002.

[37] A. de la Torre, P. Alexander, and P. Llamedo. Gravity waves above Andes detected from GPS radio occultation temperature profiles: Mountain forcing? *Geophysical Research Letters*, 32(17):1999–2002, 2005.

[38] K. Arras. An introduction to error propagation : Derivation , meaning and examples of equation $c_y = f_x c_x f_x^t$. Technical Report September, 1998.

[39] T. Tsuda, M. Nishida, C. Rocken, and R. Ware. A global morphology of gravity wave activity in the stratosphere revealed by the GPS occultation data (gps/met). *Journal of Geophysical Research*, 105:257–273, 2000.

[40] C. Marquardt and S. Healy. Measurement noise and stratospheric gravity wave characteristics obtained from GPS occultation data. *Society*, 83(3):417–428, 2005.

[41] A. Steiner, G. Kirchengast, and H. Ladreiter. Inversion, error analysis, and validation of GPS/MET occultation data. *Annales Geophysicae*, 17(1):122–138, 1999.

[42] C.M. Scavuzzo, M.A. Lamfri, H. Teitelbaum, and F. Lott. A study of the low frequency inertio-gravity waves observed during pyrex. *J. Geophys. Res*, 103:1747–1758, 1998.

[43] A. J. G. Baumgaertner and A. J. McDonald. A gravity wave climatology for Antartica compiled from Challenging Minisatellite Payload/Global Positioning System (CHAMP/GPS) radio occultations. *J. Geophys. Res*, 2007.

[44] A. Gobiet and G. Kirchengast. Advancement of gnss radio occultation retrieval in the upper stratosphere. *Occultations for Probing Atmosphere and Climate*, page 137, 2004.

[45] Chi O. Ao, G. A. Hajj, B. A. Iijima, A. J. Mannucci, T. M. Schrøder, M. Torre Juárez, and S. S. Leroy. Sensitivity of stratospheric retrievals from radio occultations on upper boundary conditions. *Atmosphere and Climate*, pages 17–26, 2006.

[46] Y. Kuo, W. Shreiner, W. Wang, D. Rossiter, and Y. Zhang. Comparison of GPS radio occultation soundings with radiosondes. *Geophysical Research Letters*, 32(5):3–6, 2005.

[47] M. S. Lohmann. Dynamic error estimation for radio occultation bending angles retrieved by the full spectrum inversion technique. *Radio science*, 41(5), 2006.

[48] T. Tsuda and K. Hocke. Vertical wave number spectrum of temperature fluctuations in the stratosphere using gps occultation data. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 80(4B):925–938, 2002.

[49] C. Marquardt and S. Healy. Measurement noise and stratospheric gravity wave characteristics obtained from gps occultation data. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 83(3):417–428, 2005.

[50] P. Alexander, D. Luna, P. Llamedo, and A. de la Torre. A gravity waves study close to the andes mountains in patagonia and antarctica with gps radio occultation observations. In *Annales Geophysicae*, volume 28, pages 587–595. Copernicus GmbH, 2010.

[51] P. Alexander, A. de la Torre, P. Llamedo, R. Hierro, T. Schmidt, A. Haser, and J. Wickert. A method to improve the determination of wave perturbations close to the tropopause by using a digital filter. *Atmospheric Measurement Techniques Discussions*, 4:1181–1197, 2011.

[52] C.Y. Xiao and X. Hu. Analysis on the global morphology of stratospheric gravity wave activity deduced from the cosmic gps occultation profiles. *GPS solutions*, 14(1):65–74, 2010.

[53] Y. Kim, D. Eckermann, and H. Chun. An overview of the past, present and future of gravity-wave drag parametrization for numerical climate and weather prediction models. *Atmosphere-Ocean*, 41(1):65–98, 2003.

[54] D. Wu and J. Waters. Satellite observations of atmospheric variances: A possible indication of gravity waves. *Geophysical Research Letters*, 23(24):3631–3634, 1996.

[55] D. L. Wu and J. W. Waters. Observations of gravity waves with the UARS microwave limb sounder. *Springer Verlag*, 1997.

[56] P. Preusse, A. Doernbrack, M. Riese S. Eckermann and, B. Schaeler, J. Bacmeister, D. Broutman, and K. Grossmann. Space-based measurements of stratospheric mountain waves by CRISTA 1. sensitivity, analysis method, and a case study. *Journal of Geophysical Research*, 107(D23):8178, doi:10.1029/2001JD000699, 2002.

[57] C. McLandress, M. Alexander, and D. Wu. Microwave limb sounder observations of gravity waves in the stratosphere: A climatology and interpretation. *Journal of Geophysical Research*, 105(D9):11947–11967, 2000.

[58] J. Jiang, D. Wu, and S. Eckermann. Mountain waves in the middle atmosphere: Microwave limb sounder observations and analyses. *Advances in Space Research*, 32(5):801–806, 2002.

[59] D Wu and J Jiang. MLS observations of atmospheric gravity waves over Antarctica. *J. Geophys. Res*, 107:4773, 2002.

[60] K. Hocke, T. Tsuda, and A de la Torre. A study of stratospheric GW fluctuations and sporadic E at midlatitudes with focus on possible orographic effect of andes. *Journal of Geophysical Research*, 107(D20):19, 2002.

[61] M. Ern, P. Preusse, M. Alexander, and C. Warner. Absolute values of gravity wave momentum flux derived from satellite data. *J. Geophys. Res*, 109(10.1029), 2004.

[62] A. de la Torre, P. Alexander, P. Llamedo, C. Menéndez, T. Schmidt, and J. Wickert. Gravity waves above the andes detected from GPS radio occultation temperature profiles: Jet mechanism? *Geophys. Res. Lett.*, 2006.

[63] D. L. Wu. Mesoscale gravity wave variances from AMSU-A radiances,. *Geophysical Research Letters*, 31:10.1029/2004GL019562, 2004.

[64] M. Alexander and C. Barnet. Using satellite observations to constrain parameterizations of gravity wave effects for global models. *Journal of the atmospheric sciences*, 64(5):1652–1665, 2007.

[65] M. Alexander and H. Teitelbaum. Observation and analysis of a large amplitude mountain wave event over the Antarctic peninsula. *Journal of Geophysical Research*, 112:D21103, 2007.

[66] R. A. Anthes, P. A. Bernhardt, Y. Chen, L. Cucurull, K. F. Dymond, D. Ector, S. B. Healy, S. P. Ho, D. C. Hunt, and Y. H. Kuo. The COSMIC/FORMOSAT-3 mission: Early results. *Bull Amer Meteor Soc*, 89(3):313–333, 2008.

[67] Dong L Wu, Peter Preusse, Stephen D Eckermann, Jonathan H Jiang, Manuel de la Torre Juarez, Lawrence Coy, and Ding Y Wang. Remote sounding of atmospheric gravity waves with satellite limb and nadir techniques. *Advances in Space Research*, 37(12):2269–2277, 2006.

Capítulo 7

Publicaciones a las que ha dado lugar este trabajo de Tesis

7.1. Artículos en revistas con referato

- Luna, D., Alexander, P. and de la Torre, A. (2013) *Evaluation of uncertainty in gravity wave potential energy calculations through GPS radio occultation measurements.* Advances in Space Research, 52, 5, 879–882

- Alexander, P., Luna, D., Llamedo, P., and de la Torre, A. (2010), *A gravity waves study close to the Andes mountains in Patagonia and Antarctica with GPS radio occultation observations.* Annales Geophysicae. 28, 587-595, doi:10.5194/angeo-28-587-2010, 2010.

- Alexander, P.; Luna, D.; de la Torre, A.; Llamedo, P.; Schmidt, T.; Wickert, J. (2010): *A comparative and numerical study of effects of gravity waves in small miss-distance and miss-time GPS radio occultation temperature profiles.* Advances in Space Research, 45, 10, 1231-1234.

- Llamedo, P.; de la Torre, A.; Alexander, P.; Luna, D.; Schmidt, T.; Wickert, J. (2009): *A gravity wave analysis near to the Andes Range from GPS radio occultation data and mesoscale numerical simulations: Two case studies.* Advances in Space Research, 44, 4, 494-500.

7.2. Presentaciones a congresos

- Luna, D., de La Torre, A.; Alexander, P.; (2012): *Evaluation of uncertainty in gravity waves potential energy calculations through GPS radio occultation measurements.*. 39th COSPAR Scientific Assembly. 2012, India.

- de La Torre, A.; Alexander, P.; Llamedo, P.; Luna, D.; Schmidt, T.; Wickert, J. (2008): *A gravity wave analysis near to the Andes Range, as detected from GPS radio occultation data and mesoscale numerical simulation.* 37th COSPAR Scientific Assembly. Held 13-20 July 2008, in Montréal, Canada., p.659

- Luna, D.; de La Torre, A.; Alexander, P.; Llamedo, P.; Schmidt, T.; Wickert, J. (2008): *Comparisons of temperature profiles from nearby GPS radio occultations over a high wave activity region.* 37th COSPAR Scientific Assembly. 2008, Canada.

- de la Torre, A.; Alexander, P.; Llamedo, P.; Luna, D.; Schmidt, T.; Wickert, J. (2008): *A gravity wave analysis near to the Andes Range as detected from GPS radio occultation data and mesoscale numerical simulations* SPARC 4th General Assembly (Bologna 2008)

- de la Torre, A.; Alexander, P.; Llamedo, P.; Luna, D.; Fernandez, G.; Schmidt, T.; Wickert, J. (2009): *Recent developments in atmospheric wave analyses from GPS radio occultation data: Global and regional features* Invited talk. Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Mendoza, 14. April 2009

Agradecimientos

En primer lugar quisiera agradecer a mi director, Peter Alexander, por haberme dado la oportunidad de realizar este trabajo dentro de su grupo de investigación. Especialmente le agradezco su inmensa voluntad al aceptar dirigir la segunda mitad de esta Tesis *a distancia*. Es un trabajo extra que estoy seguro, no muchos habrían aceptado. Dentro del grupo de Dinámica de la Atmósfera del Departamento de Física, gracias a Alejandro de la Torre, a Pablo Llamedo y Gonzalo Fernández, por compartir sus conocimientos conmigo sobre este tema.

Gracias a mis amigos que siempre me acompañaron, Tomás T., Mariano, Leandro, Edgardo, Marcela, Ana, Victor, Tomás Z., Claudio, Diego...

Gracias también a la Universidad de Buenos Aires, por financiar los primeros años que demandó este proyecto.

Porsupuesto que nada habría sido posible sin el apoyo familiar. Gracias Lily, Tomás, mamá y papá.

Tampoco puedo dejar de mencionar al INTI y a mis compañeros de trabajo de allí, donde escribí parte de este texto. En especial a Alberto Zinzallari, que cargó con trabajo adicional para que yo pudiera encontrar algunos momentos para escribir.