



ALGUNAS APLICACIONES RECIENTES DE LA TÉCNICA DE RADIO OCULTAMIENTO SATELITAL EN EL ESTUDIO DE PROCESOS ATMOSFÉRICOS

Alejandro de la Torre^{1, 2, 3}
Pedro Alexander^{2, 4}
Pablo Llamedo^{2, 3}
Rodrigo Hierro^{2, 3}
Horacio Pessano^{1, 5}
*Andrés Odiard*¹

(Manuscrito recibido el 31 de julio 2013, en su versión final 18 de noviembre de 2013)

Resumen

En los últimos años, el uso del principio de radio ocultamiento (RO) satelital para observar la atmósfera terrestre y el clima aprovecha los ocultamientos bajo el horizonte del sol, de la luna, de las estrellas y principalmente de satélites artificiales de baja altura (LEO). En este último caso, se utilizan señales cruzadas entre satélites LEO y satélites de gran altura GPS. La aplicación de la técnica de RO usando transmisores del sistema de GPS en órbitas altas y receptores a bordo de satélites de baja órbita, ha provisto perfiles de refractividad atmosférica muy precisos. La idea básica de un RO es observar como las ondas de radio emitidas por los GPS se propagan en la atmósfera. La trayectoria del rayo asociado a una onda de radio entre un LEO y un satélite GPS, mientras se están ocultando mutuamente por interponerse la Tierra entre ambos, atraviesa la atmósfera desviándose debido a gradientes de refractividad. El ángulo de desviación del rayo se obtiene a partir de un cambio en el retraso de la fase (corrimiento Doppler) de la señal GPS recibida por el LEO. Suponiendo simetría esférica, la información de la desviación puede ser invertida mediante una transformación de Abel, y así obtener un perfil vertical del índice de refracción. A partir de perfiles atmosféricos verticales de refractividad y de un modelo atmosférico, se obtienen diversos parámetros indirectamente: desde temperatura (T), presión, altura geopotencial y vapor de agua, hasta especies

E-mail: adelatorre@austral.edu.ar

¹ Dirección de Agricultura y Contingencias Climáticas, Subsecretaría de Agricultura, Mendoza.

² CONICET.

³ Facultad de Ingeniería. Universidad Austral. M. Acosta 1901, 1629 Pilar, Buenos Aires, Argentina.

⁴ FCEN, Universidad de Buenos Aires.

⁵ Facultad de Ingeniería. Universidad Tecnológica Nacional, San Rafael

minoritarias como aerosoles, agua líquida de las nubes y densidad electrónica ionosférica. La enorme ventaja ofrecida por la cobertura en todo el planeta, tanto sobre los territorios continentales como oceánicos, la resolución en T menor que 1 K, la estabilidad a largo plazo y fundamentalmente la ausencia de cualquier limitación impuesta por posibles condiciones climáticas, hace a la técnica de RO GPS única dentro de los diferentes sistemas de sensado remoto de la atmósfera. Hasta la actualidad ha sido obtenida y procesada una base de datos con varios cientos de miles de sondeos de este tipo, recogidos por los primeros satélites LEO y posteriores (SAC-C, CHAMP, GRACE, COSMIC, TerraSAR-X, MetOp). En el presente trabajo, se mostrarán ejemplos de resultados, a escala global y regional de la distribución de vapor de agua y de energía asociada a ondas atmosféricas, mediante datos de RO GPS. Se pondrá especial énfasis sobre las regiones montañosas de la cordillera de los Andes a latitudes medias y de la península antártica, para lo cual se analizarán individualmente eventos de RO de interés, a partir de las excepcionales características observables de OIG en dicha región. Dicho análisis será complementado con simulaciones numéricas con el modelo de mesoescala WRF, versión 3.2. y con perfiles de T de RO disponibles en las regiones de interés. En particular, se mostrará: i) la distribución espacial de ondas internas de gravedad (OIG) estacionarias, ii) su propagación en las atmósferas baja y media y iii) la posible importancia relativa de las ondas de montaña como mecanismo de detonación de procesos de convección profunda con generación de granizo. Palabras clave: radio ocultamiento satelital, ondas de gravedad.

Palabras clave: radio ocultamiento, procesos atmosféricos, vapor de agua, energía

SOME RECENT APPLICATIONS OF RADIO OCCULTATION TECHNIQUE IN ATMOSPHERIC PROCESSES

Abstract

In the last years, the use of radio occultation (RO) technique to observe the terrestrial atmosphere and the climate takes advantage of the occultation of the Sun, the Moon, the stars and principally of artificial satellites of low height (LEO). In the latter case, crossed signs between LEO and GPS satellites are used. The application of RO's technology using transmitters of the GPS system in high orbits and recipients on board of low orbit satellites, has provided profiles of atmospheric refractivity very precise. The basic idea of a RO is to observe how waves emitted by a GPS are propagated in the atmosphere. The ray trajectory associated to a radio wave between a GPS and a LEO, while these are hiding themselves mutually due to the interposition of the Earth, is deviated due to refractivity gradients. The ray bending angle is obtained from a change in the phase (Doppler shift) of the signal received by the LEO. Assuming spherical symmetry, the deviation information may

be inverted by an Abel transformation to obtain a vertical profile of the index of refraction. From atmospheric profiles of refractivity and an atmospheric model, several parameters are obtained: from temperature (T), pressure, geopotential height and water vapor to minor species as aerosols, cloud liquid water and ionospheric electron density. The enormous advantage offered by the coverage in the whole planet, above the continental and oceanic territories, the 1K T resolution, the long term stability and mainly the absence of any restriction imposed by climatic conditions, makes the GPS RO technique unique among different remote sensing atmospheric systems. Up to now, hundreds of thousands of soundings have been processed, from the first satellites to recent (SAC-C, CHAMP, GRACE, COSMIC, TerraSAR-X, MetOp). In the present work, examples of global and regional water vapor and atmospheric wave energy distributions will be shown. It will be put on special emphasis on the mountainous regions of the Andes Range at middle latitudes and the Antarctic Peninsula and case studies will be analyzed. This analysis will be complemented by WRF model simulations and with measured T profiles in the regions of interest. In particular it will be shown: i) the spatial distribution of stationary gravity waves, ii) their propagation in the lower and middle atmospheres, and iii) the possible relevance of mountain waves as a triggering mechanism of seep convection processes with hail production. Key words: satellite radio occultation, gravity waves.

Keywords: radio occultation, atmospheric processes, water vapor, energy

Introduction

El Radio Ocultamiento (RO) satelital

El sistema de posicionamiento global (GPS por sus siglas en inglés) fue concebido como un sistema, el cual a partir de posiciones conocidas de sus satélites, determina posiciones desconocidas de un receptor en tierra, mar, aire o en el espacio. La señal GPS está marcada con el tiempo en que es transmitida, de manera que un receptor sincronizado puede determinar el tiempo de viaje de dicha señal. La atmósfera terrestre degrada la señal GPS, introduciendo un error en la determinación de posiciones. Este error, de acuerdo a su propósito original, es utilizado para obtener información de propiedades de la atmósfera. La precisión del sistema se basa en el hecho de que la señal esta precisamente controlada por relojes atómicos. Gracias a la gran estabilidad de largo plazo en frecuencia de estos relojes, la sincronización varía entre 10^{-13} y 10^{-15} s en un día, dependiendo el tipo de satélite. Con dicha precisión, el GPS produce una frecuencia fundamental (L-Band) de 10.23 MHz. Las frecuencias de transmisión se logran multiplicando la frecuencia de reloj por 154 y 120 respectivamente, resultando en $f_1=1575.42$ MHz y $f_2=1227.6$ MHz, correspondientes a longitudes de onda de aproximadamente 19 y 24 cm,

respectivamente. El sistema GPS está compuesto de 3 partes: 1) los satélites que emiten la señal 2) un control de tierra que dirige el sistema, y 3) receptores. Una constelación de 24 satélites (21 operacionales y 3 en reserva) están ubicados en seis planos orbitales, en órbitas casi circulares a una altitud de aproximadamente 20,200 km sobre la superficie terrestre y con un período orbital de 12 horas. Los seis planos orbitales (con cuatro satélites por plano) se encuentran separados cada 60 grados en longitud y tienen una inclinación de 55 grados con el plano del ecuador. La tarea del control de tierra consiste principalmente en el rastreo de los satélites, la sincronización de los relojes de los satélites y la carga y descarga de información a los satélites. Los receptores GPS reciben la señal emitida por los satélites y computan su posición y velocidad. Son necesarios al menos 4 satélites GPS para computar posiciones en tres dimensiones y el offset de tiempo en el reloj receptor. Existen dos tipos principales de receptores, los que miden el tiempo de viaje de la señal y los que miden la fase de la señal. En los primeros, la distancia al satélite es computada a 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 precisión) de 1 a 5 m. En el segundo tipo de receptores se mide la fase de la frecuencia portadora con una precisión de 0.5 % de una longitud de onda, lo que equivale a una precisión de 1 a 3 mm.

Las aplicaciones de las técnicas de sensado remoto han crecido en importancia durante las últimas décadas convirtiéndose en una de las más importantes técnicas de medición de parámetros atmosféricos, tanto en ciencias de la Tierra como en ciencias planetarias. El sensado remoto generalmente es definido como la recolección de información a distancia, donde el instrumento de medición se encuentra lejos del punto donde se realiza la medición. Una aplicación, en particular, de sensado remoto es la técnica de RO GPS (ver por ej., Steiner y Kirchengast, 2000), la cual está basada en el concepto de enlace satélite-satélite en el modo "limbo" usando el sistema GPS y satélites LEO (baja órbita terrestre, por sus siglas en inglés), para tomar mediciones de la atmósfera terrestre. El principio de las mediciones por RO se basa en la influencia de la refractividad atmosférica sobre la propagación de una señal electromagnética, refractando dicha señal. La técnica de RO GPS permite obtener perfiles verticales de propiedades atmosféricas tales como la refractividad, a partir de la cual se derivan la densidad, presión, temperatura, presión de vapor de agua en atmósferas neutras y densidad electrónica en la ionósfera. La técnica de RO provee información de gran precisión (error en temperatura < 1 K) y resolución vertical (< 1 km), gran estabilidad de largo plazo y auto calibración, lo que sumado a una cobertura global bajo cualquier condición meteorológica la convierte en un poderoso método de monitoreo del clima. El sistema opera con señales de micro ondas "largas" las cuales no son atenuadas por nubes, aerosoles ni partículas precipitadas presentes en la troposfera. El efecto total de la atmósfera terrestre puede caracterizarse por el ángulo de desviación total α como función de un parámetro de impacto a . El parámetro de impacto se define, asumiendo simetría esférica, como la distancia perpendicular entre el centro de la

Tierra y el perigeo del rayo de ocultamiento asintótico al satélite GPS o LEO. La geometría del ocultamiento esta esquemáticamente ilustrada en la Figura 1, donde r denota el radio en el perigeo del rayo (comúnmente llamado punto tangente).

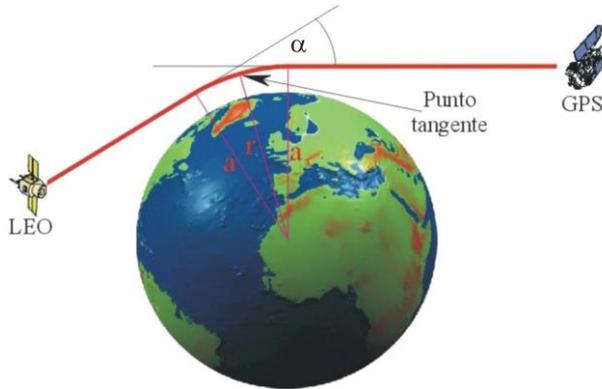


Figura 1. Representación de un evento de radio ocultamiento satelital.

La variación de α con a o r , depende principalmente del perfil vertical del índice de refracción atmosférico. Este perfil puede obtenerse, asumiendo simetría esférica local, a partir de las mediciones de $\alpha(a)$ durante el ocultamiento. A pesar de la dificultad técnica en realizar mediciones angulares precisas debido al tamaño necesario de la antena receptora, es posible medir el cambio en la fase de la señal (cambio Doppler) como función del tiempo con altísima precisión. Como las posiciones y velocidades de los satélites GPS y LEO son conocidas, es posible determinar el cambio Doppler en ausencia de desviación del rayo y sustraer esta del cambio Doppler medido. Este cambio Doppler residual debido a la desviación del rayo en la atmósfera junto con la posición y velocidad de los satélites, permite estimar a y r , con lo que se obtiene un conjunto de datos $\alpha(a)$, los cuales deben ser invertidos para obtener un perfil vertical de refractividad en la vecindad del punto tangente. Suponiendo que el conjunto de los puntos tangentes no se encuentran significativamente separados horizontalmente y que puede aproximarse localmente a la atmósfera como esféricamente simétrica, existe una solución directa al problema de inversión del conjunto $\alpha(a)$ a través de una transformada de Abel (Steiner y Kirchengast, 2000).

Derivación de las propiedades atmosféricas

Como el índice de refracción en la atmósfera neutra es cercano a la unidad, es conveniente utilizar en su lugar el término refractividad, N_r :

$$N_r = (n - 1) \times 10^6 \quad (1)$$

El índice de refracción es igual a la raíz cuadrada de la permitividad del medio, la cual depende de la polarizabilidad de las moléculas atmosféricas. La refractividad total de la atmósfera y la ionósfera puede ser aproximada para ondas en el dominio de las radiofrecuencias < 10 GHz por:

$$N_r = k_1 \frac{p}{T} + k_2 \frac{e}{T^2} - k_3 \frac{n_e}{f^2} \quad (2)$$

donde p denota la presión atmosférica en mbar, T la temperatura atmosférica en K, e la presión de vapor parcial del agua en mbar, n_e es la densidad electrónica en número en m^{-3} , y f la frecuencia del transmisor en Hz. Los valores de las constantes son: $k_1 = 77.60$, $k_2 = 3.73 \times 10^5$ y $k_3 = 40.3 \times 10^6$. Tres fuentes principales contribuyen a la refractividad total en (2), la atmósfera neutra y seca, el vapor de agua y los electrones libres en la ionósfera. Existe una cuarta fuente, la cual contribuye a la refractividad debido al scattering producido por gotas de agua. Este término puede despreciarse y solo es de importancia en condiciones muy extremas. El primer término de la parte derecha de (2) es debido a la atmósfera neutra y seca. Este término es causado por la polarizabilidad de las moléculas atmosféricas, es proporcional a la densidad molecular en número y es el dominante para altitudes desde el nivel del mar hasta aproximadamente 50 km. El segundo término, llamado de "refractividad húmeda", es debido al gran momento dipolar del vapor de agua. El término húmedo tiene un substancial impacto en la magnitud de la refractividad en la baja troposfera, en los primeros 5 km. Por encima de los 7 y hasta los 10 km la contribución a la refractividad del término de vapor de agua es menor al 2% (Hardy y otros, 1992). El tercer término, llamado "término ionosférico", es debido a los electrones libres en la ionósfera y se vuelve importante por encima de los 50 km. La naturaleza dispersiva de la ionósfera hace que este término dependa de la frecuencia. Este es estimado y removido hasta primer orden para obtener la refractividad de la atmósfera neutra. Las constantes (k_1 y k_2) de esta ecuación empírica e independiente de la frecuencia fueron derivadas por Smith y Weintraub (1953). Esta ecuación es válida en todo el dominio de las radiofrecuencias y provee una precisión de aproximadamente 0.5% en N_r . Thayer (1974) mejoró esta ecuación tomando en cuenta la compresibilidad debida al comportamiento no ideal del gas. En los trópicos, donde la humedad cambia significativamente en tiempo y espacio, la influencia del vapor de agua debe ser considerada en la derivación del perfil de

temperatura en la parte baja de la atmósfera. El término húmedo de la refractividad puede ignorarse en las partes frías de la tropósfera y la estratósfera, donde las temperaturas son menores a 250 K. En estos casos, los parámetros atmosféricos densidad, p y T pueden ser determinados sin tener en cuenta el vapor de agua, reduciendo la ecuación (2) de la refractividad a solo el término seco:

$$N_r = 77.6 \frac{p}{T} \quad (3)$$

La combinación de (3) con la ecuación de estado del aire seco:

$$p = \frac{R}{M} \rho T \quad (4)$$

donde M (28.96 Kg kmol⁻¹) es la masa molecular media del aire seco, y R (8.314 10³ J Kmol⁻¹ K⁻¹) la constante universal de los gases, resulta en una relación directamente proporcional entre la densidad de masa del aire y la refractividad.

$$\rho(z) = 4.488 \times 10^3 N_r(z) \quad (5)$$

donde ρ es la densidad del aire en Kg m⁻³, y z la altitud. Luego, la presión del aire se obtiene a partir de (5) integrando la ecuación de equilibrio hidrostático. La presión en mbar está dada por:

$$p(z) = 4.488 \times 10^{-5} \int_z^{\infty} g(z) \rho(z) dz \quad (6)$$

Finalmente, el perfil de temperatura $T(z)$ se obtiene utilizando nuevamente la ecuación de estado:

$$T(z) = 77.6 p(z) N_r(z)^{-1} \quad (7)$$

Aplicaciones

Variables meteorológicas sobre Sudamérica

La misión COSMIC (Constellation Observing System for Meteorology Ionosphere and Climate/Formosa Satellite) provee actualmente más de 1800 perfiles diarios de RO con una cobertura global casi uniforme. El postprocesado de estos perfiles está disponible en el sitio web del Data Analysis and Archive Center (CDAAC) (<http://cdaac-www.cosmic.ucar.edu/cdaac/index.html>) desde la superficie del planeta hasta 40 km, interpolados cada 0.1 km. La rutina de trackeo (Anthes y otros, 2008) utilizada en las inversiones de COSMIC reducen significativamente el bias, eliminando errores de seguimiento (Sokolovskiy y otros, 2007), extendiendo aquellas inversiones hasta la superficie. Esto es muy importante para el estudio de las variaciones del vapor de agua y su distribución en la baja tropósfera. Ho y otros, (2010) compararon los perfiles de humedad específica derivado de COSMIC con aquellos obtenidos a partir de análisis del European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) sobre diferentes regiones, durante día y noche y encontraron un bias para la media cercano a cero. Kishore y otros (2011) estudiaron la distribución de vapor de agua entre 50S y 50N observada por COSMIC y las compararon información de radiosonda. Se encontró una buena correlación hasta 8 km de altura, sugiriendo que la información de vapor de agua de COSMIC es confiable en la tropósfera. Esto demuestra la alta calidad de los perfiles de vapor de agua de COSMIC en la media y baja tropósfera, y muestra su utilidad como una referencia independiente para cuantificar la humedad. La carencia de mediciones de otro origen sobre Sudamérica ha motivado el estudio sobre esta región a partir de perfiles de RO (Hierro y otros, 2012). El objetivo era evaluar la habilidad del RO GPS para representar procesos troposféricos a través de diferentes campos meteorológicos. Estos últimos están altamente ligados al vapor de agua, el cual está mayormente concentrado en la baja tropósfera.

Sudamérica se caracteriza por su gran cobertura oceánica y su topografía única, la cual consiste en una barrera N-S con topes de hasta 7 km, desde el Ecuador hasta 55S, bloqueando el flujo zonal sobre el Hemisferio Sur e impactando la circulación regional mediante la determinación de la posición de las ondas planetarias (Seluchi y otros, 2003). El Monzón de Sudamérica (SAMS) comienza su desarrollo durante la primavera, el cual se caracteriza por un cambio de la convección hacia el sur, dominante sobre la región montañosa de los Andes centrales y el Amazonas y fundiéndose con la zona de convergencia del Atlántico sur (SACZ), mientras que la zona de convergencia intertropical (ITCZ) se debilita sobre el Pacífico este y Atlántico oeste. El SAMS exhibe una baja presión de superficie y una circulación anticiclónica de niveles altos con cambios estacionales en la precipitación asociados a un flujo intenso de humedad en niveles bajos ingresando al continente. El mismo se encuentra bajo la influencia dinámica de los Andes, el cual favorece el flujo hacia el polo del lado este de la cadena montañosa todo el año. La circulación regional sobre el sur de Sudamérica ha sido estudiada por varios autores: el calentamiento

continental del verano da lugar a la formación de un sistema de baja presión semi-permanente sobre la región del Chaco (entre Paraguay y Bolivia) la cual se extiende meridionalmente sobre el lado este de la cordillera, desde el Amazonas hasta el NO de Argentina (Seluchi y otros, 2003). Por otro lado, García-Ortega y otros (2009) notaron que esta parte del continente muestra alta frecuencia de tormentas convectivas severas con intensa precipitación, granizo y viento destructivos y ocasionales tornados. Puntualizaron que la combinación de factores subsinópticos como el calentamiento diurno, la inestabilidad convectiva o la convergencia del flujo de humedad puede detonar la convección. Varios autores han notado un máximo en la humedad en niveles bajos cerca de 30S-40S durante el verano austral, asociando esta señal con la convección profunda en la región (ver por ej., de la Torre y otros, 2004; Simonelli y otros, 2006). Velasco y Fritsch (1987) inspeccionaron los complejos convectivos de mesoescala (MCCs) sobre Sudamérica utilizando imágenes infrarrojas GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) y encontraron gran población de ellos al este del continente entre 20S-40S, especialmente durante diciembre y enero.

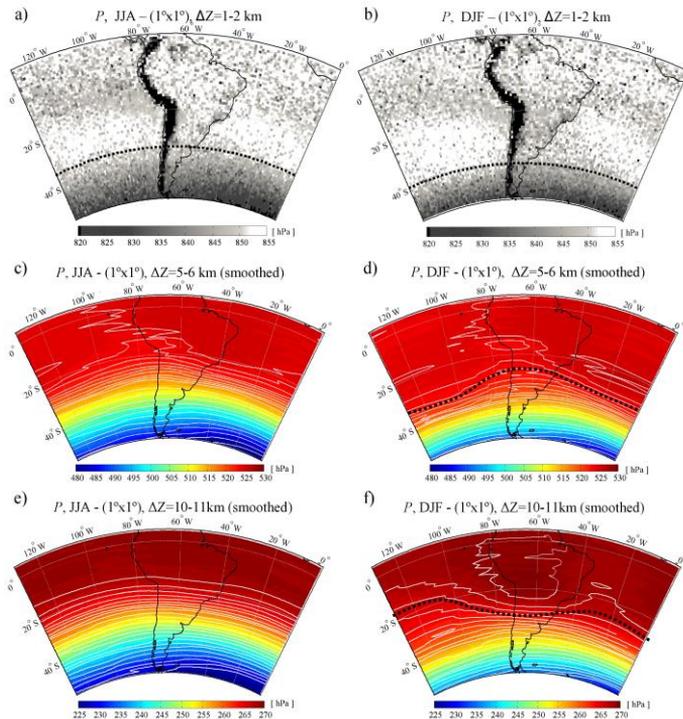


Figura 2. p_{LL} derivada de datos de COSMIC, con resolución horizontal de $1^\circ \times 1^\circ$, para a) JJA (junio/ julio/agosto) y b) DEF (diciembre/enero/febrero). La línea

punteada indica la transición entre alta y baja p de acuerdo a la escala empleada; c) y d) p en niveles medios (suavizada) para JJA y DEF. e) y f) p en niveles altos (suavizada) para JJA y DEF. Las líneas punteadas indican la vaguada de niveles medios y la cuña de niveles altos.

Al respecto, dos variables muy útiles para evaluar estas situaciones son la humedad específica (q) y la temperatura potencial equivalente (θ_e). Mientras la primera da información sobre el vapor de agua, la última constituye una buena medida del contenido de calor y humedad de una parcela de aire. Se definen la humedad específica y la temperatura potencial equivalente, como:

$$q = \frac{w}{1+w} \quad (8) \text{ y } \theta_e = \left(T + \frac{L_v}{c_p} w \right) \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_d}{c_p}} \quad (9)$$

respectivamente, donde w es la relación de mezcla del vapor de agua, R_d es la constante específica del gas para el aire, L_v es el calor latente de evaporación y c_p es el calor específico del aire seco a presión constante. A título ilustrativo, en la Figura 2 se muestran resultados de RO obtenidos mediante los satélites COSMIC, de la presión p_{LL} ("low level") promediada entre niveles bajos de la troposfera (2 y 3 km). p_{LL} fue obtenida utilizando una grilla horizontal para clasificar los perfiles con resolución horizontal de 1x1 grados de latitud y longitud para los trimestres junio-julio y agosto (JJA) y diciembre, enero y febrero (DEF). θ_e permite diferenciar dos masas de aire húmeda/seca y fría/caliente respectivamente. Es muy útil para reconocer zonas baroclínicas, donde fuertes contrastes en esta variable puede indicar la presencia de un frente (frío/caliente).

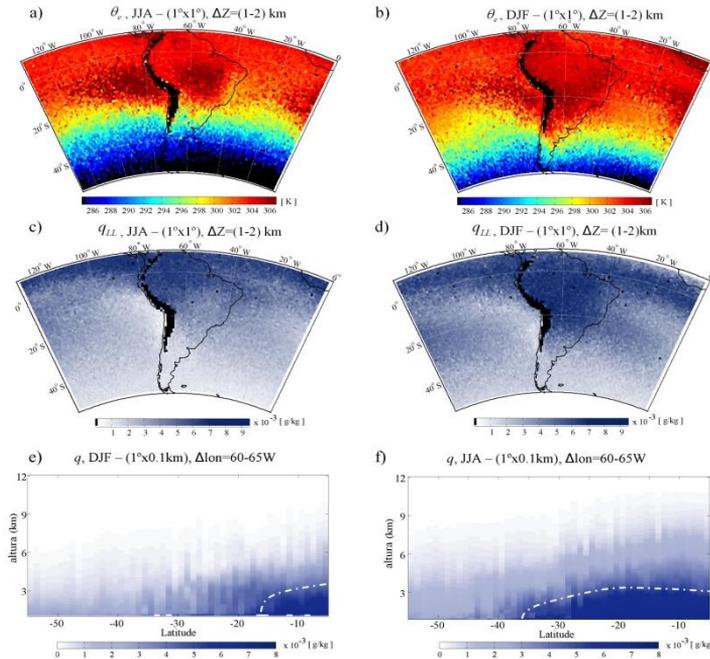


Figura 3. θ_e sobre Sudamérica para a) JJA y b) DEF; c) y d) q_{LL} correspondiente a JJA y DEF; e) y f) corte Z-lat de q para JJA y DEF, desde 0 a 12 km.

En la Figura 3 se muestran resultados obtenidos de θ_e y de q_{LL} para los trimestres de invierno y verano. La línea punteada marca un núcleo húmedo sobre Sudamérica en ambas estaciones.

Tormentas y ondas de montaña

La atmósfera sobre los Andes constituye una región de interacción troposfera-estratósfera donde se generan permanentemente ondas de montaña de media y alta frecuencia (por ej. Eckermann y Preusse, 1999; de la Torre y otros, 2006). En particular, la región de Mendoza constituye un laboratorio natural donde las principales fuentes de ondas de gravedad interna pueden coexistir: forzante por montañas, ajuste geostrófico, convección profunda, actividad frontal y cortante del viento (por ej. Fritts y Alexander, 2003). Un considerable número de valles profundos principalmente alineados norte-sur es el escenario para el desarrollo de eventos frecuentes de fuerte convección entre fines de la primavera y principios del otoño, a veces seguidos de producción de granizo muy destructivo. Si la inestabilidad convectiva y la convergencia del flujo de humedad son las apropiadas,

se puede disparar la convección forzada por factores tales como el movimiento vertical sobre una zona frontal, el calentamiento diurno o el ascenso orográfico (Johns y Doswell, 1992). La posible influencia de un forzante orográfico en el inicio de la convección profunda ha sido sugerida en diferentes contextos (por ej. Smith, 1979; Uccellini, 1975). En el caso de las ondas de gravedad (Hooke, 1986), sus amplitudes y tamaños las convierten en un factor importante para detonar la convección profunda. Este proceso comienza cerca de superficie, donde existen parcelas con suficiente energía potencial (Eom, 1975). En la región de Mendoza, de la Torre y otros (2004) estudiaron en detalle casos registrados en verano en latitudes medias cerca de las montañas más altas de los Andes, a través de un análisis combinado de información de radar, satélite, radiosondeos y simulaciones. Los autores concluyeron que los eventos de convección profunda se generaron por la presencia simultánea de vientos anabáticos como mecanismo forzante, acumulación de entalpía húmeda y suficientes condiciones de inestabilidad. García-Ortega y otros (2009) analizaron dos casos de estudio en los cuales las altas temperaturas diurnas y la topografía del área favorece la formación de sistemas térmicos a sotavento de los Andes. Los autores sugirieron que la cordillera de los Andes y la radiación solar pueden jugar un rol fundamental en el disparo de la convección sobre el área en cuestión. Ilustrativamente, mostraremos tres casos de estudio (6 enero de 2007, 4 noviembre de 2006 y 12 diciembre 2006) sobre esta región montañosa, en zonas cercanas a las estudiadas por García-Ortega y otros, (2009) (de la Torre y otros, 2011). Estas tormentas tuvieron un profundo impacto económico en la región de estudio, causando considerable daño a la población y a los viñedos. Afectaron un área total de 300 km². En el 70% de ellas, entre 80 y 100% del daño fue registrado por la red de granizómetros. Los granizómetros se usan para proveer mediciones cuantitativas de la caída de granizo y registrar tanto su concentración como la distribución de tamaños integrada en el tiempo. La región afectada está protegida actualmente por una operación de lucha anti-granizo. El proyecto incluye una red de tres radares y un programa de sembrado de nubes por yoduro de plata mediante aviones y generadores de suelo.

A partir de simulaciones numéricas con el modelo regional Weather Research and Forecasting (WRF 3.2) (Skamarock y otros, 2008), se determinaron los campos de T , w y las condiciones regionales antes del inicio de la convección. Las simulaciones se realizaron utilizando como forzante datos del NCEP- (National Center of Environmental Prediction) Global Final Análisis (FNL). Estas simulaciones se realizaron sobre tres recintos anidados en una región que contiene la mayor parte de Sudamérica, con 43 niveles de resolución vertical y un paso de 24 s para el dominio de mayor resolución horizontal. Los tres recintos seleccionados presentan una resolución horizontal de 36 km (2500x2500 km de extensión), 12 km (1044x1080 km) y 4 km (456x564 km) respectivamente, cubriendo las áreas con vértices (83O, 18S)-(56O, 45S), (75W, 39S)-(64O, 27S) y (72O, 36S)-(67O, 31S) (dominio interior). Las simulaciones se validaron a partir de perfiles verticales de T , derivados de datos de RO para los tres casos considerados (Figura 4).

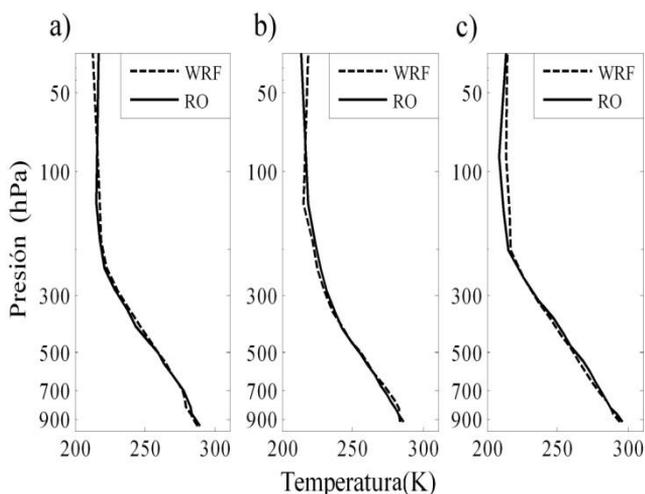


Figura 4. Perfiles de RO derivados de COSMIC dentro del segundo dominio. Para los casos a) 1, b) 2 y c) 3. La posición y hora promedio de cada uno es: 23Z en (35.5S, 73.7W); 14Z en (34.8S, 73.3O) y 19Z en (34.1S, 64.8O), respectivamente.

En la figura 5, se representa la variación de las ondas de montaña simuladas numéricamente. Estas son aquí representadas a través de dos modos de oscilación principales, con longitudes de onda horizontal de 40 y 125 km respectivamente a 3 horas antes al inicio de cada uno de los 3 casos de convección profunda. La curva inferior representa la topografía. Las localizaciones de zonas de génesis de tormenta, detectadas a partir de las imágenes de reflectividad obtenidas por medio de dos radares banda S (no mostradas) coinciden con regiones de ascenso de aire en regiones bajas y de capa límite. Asimismo, se ha estimado que la energía cinética vertical provista por las ondas de montaña resulta suficiente para vencer la barrera de inestabilidad atmosférica (inhibición convectiva) hasta los niveles convección libre y detonar así los procesos de convección.

Análogamente, de la Torre y otros (2012) han utilizado recientemente perfiles COSMIC de RO GPS para validar simulaciones de ondas de montaña realizadas con el modelo WRF en la región patagónica. Previamente, se sabía que las regiones de los Andes, pasaje de Drake y la Península Antártica son las más energéticas de la Tierra durante el invierno, en cuanto a la propagación vertical de ondas de montaña. Las mismas, exhiben las mayores variabilidades de mesoescala, en alturas desde 20 a 60 km, respecto a cualquier otra región de la Tierra (por ej. Plougonven y otros, 2008; Shutts y Vosper, 2011). Las simulaciones efectuadas por de la Torre y otros (2012) han mostrado la utilidad de la técnica de RO para disponer regularmente de sondeos atmosféricos en la región. En la Figura 6, se muestran los resultados correspondientes a la simulación del 6 de julio de 2009. Estos resultados han sido

también validados (no mostrado aquí) mediante perfiles de RO de T . Puede apreciarse las componentes horizontal y vertical de la velocidad del aire, así como las estructuras de máximos y mínimos de ondas de montaña en las franjas azules y rojas, predominantemente paralelas a la dirección de la cadena montañosa.

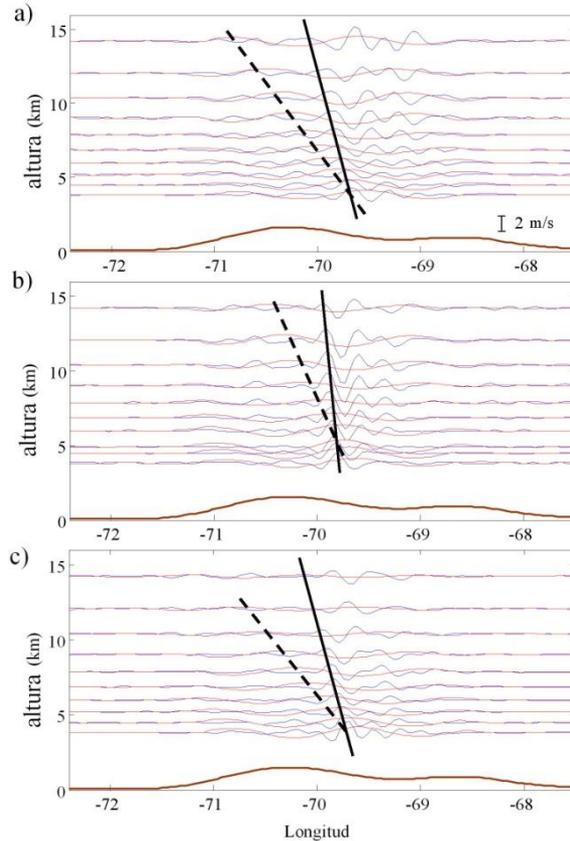


Figura 5. Variación con la altura de w , para 3 casos estudiados de convección profunda (a, b y c) y las dos principales ondas de montaña halladas en la simulación, con longitudes de onda horizontal de 40 (azul) y 125 km (roja), respectivamente. La línea llena corresponde a la inclinación de los frentes de onda para el primer modo, en tanto que la punteada, al segundo.

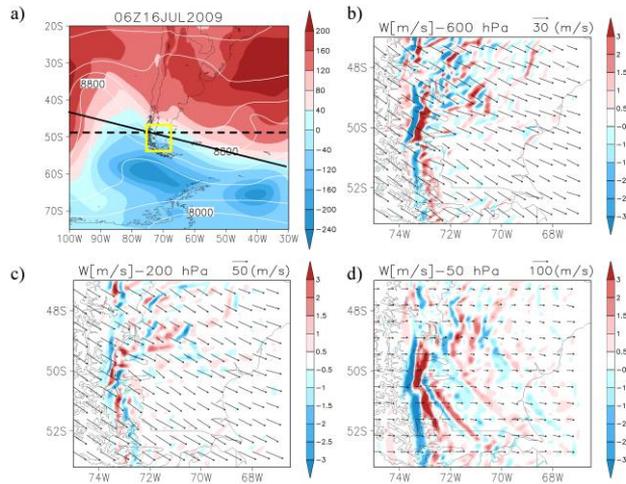


Figura 6. a) Altura geopotencial de 1000 y 200 hPa (regiones sombreadas a colores y líneas, respectivamente). b) a d) u_H y w en 600, 200 y 50 hPa respectivamente.

Conclusiones

Con tres ejemplos de perfiles de RO GPS-LEO se ha mostrado las posibilidades de esta técnica para observar distribuciones de vapor de agua y validar modelos numéricos de mesoescala, en particular, en el estudio de ondas internas de gravedad troposféricas. Con una mayor frecuencia espacial y temporal de estos sondeos, la resolución y precisión de los resultados obtenidos se verán beneficiados. Esto permite disponer de información experimental entre la superficie y 40 km de altura, bajo cualquier condición atmosférica, tanto sobre los océanos como sobre territorios continentales, en tiempo real. (Trabajo realizado bajo PIP CONICET 5932).

Referencias

- ANTHES, R. A.; ECTOR, D.; HUNT, D. C.; KUO, Y-H.; ROCKEN, C.; SCHREINER, W. S.; SOKOLOVSKIY, S. V.; SYNDERGAARD, S.; WEE, T-K.; y ZENG, Z. (2008). "The COSMIC/FORMOSAT-3 Mission: Early Results". *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 89, 313-333.
- DE LA TORRE, A.; ALEXANDER, P.; HIERRO, R.; LLAMEDO, P.; ROLLA, A.; SCHMIDT, T.; Y WICKERT, J. (2012). Large Amplitude Gravity Waves above the Southern Andes, the Drake Passage and the Antarctic Peninsula. *J. Geophys. Res. – Atmos.*, 117, D2, doi:10.1029/2011JD016377.

- DE LA TORRE, A.; VINCENT, D.; TAILLEAUX; R. Y TEITELBAUM, H. (2004). A deep convection event above the Tunuyan Valley near to the Andes Mountains. *Mon. Weather Rev.* 132, 9, 2259-2268.
- DE LA TORRE, A.; HIERRO, R.; LAMEDO, P; ROLLA, A.; ALEXANDER, P. (2011). Severe Hailstorms near Southern Andes in the Presence of Mountain Waves, *Atmos. Res.*, 101, 112–123, 2011.
- DE LA TORRE, A., SCHMIDT, T., WICKERT, J. (2006). A global analysis of wave potential energy in the lower stratosphere derived from 5 years of GPS radio occultation data with CHAMP, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L24809, doi:10.1029/2006GL027696.
- ECKERMAN, S.D., PREUSSE, P. (1999). Global measurements of stratospheric mountain waves from space. *Science* 286, 1534-1537.
- EOM, J., 1975. Analysis of the internal gravity wave occurrence of April 19, 1970 in the Midwest. *Mon. Weather Rev.* 103, 217-226.
- FRITTS, D.C., ALEXANDER, M.J. (2003). Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere, *Rev Geophys.*, 411, 1003, doi:10.1029/2001RG000106.
- GARCÍA-ORTEGA, E., LÓPEZ, L., SÁNCHEZ, J.L. (2009). Diagnosis and sensitivity study of two severe storm events in the Southeastern Andes. *Atmos. Res.* 93, 161-178.
- HARDY, K. R., HAJJ, G.A., KURSINSKI, E.R. (1992). Atmospheric profiles from active space-based radio measurements. *Preprints, 6th Conference on Satellite Meteorology and oceanography, Atlanta, GA, Amer. Soc.*
- HIERRO R., LLAMEDO, P., DE LA TORRE, A., ALEXANDER, P, ROLLA, A. (2012). Climatological patterns over South America derived from COSMIC radio occultation data. *J. Geophys. Res. – Atmos*, 117, D3, doi:10.1029/2011JD016413.
- HO S.-P., ZHOU, X., KUO, Y.-H., HUNT, D., WANG, J.-H (2010). Global Evaluation of Radiosonde Water Vapor Systematic Biases using GPS Radio Occultation from COSMIC and ECMWF Análisis. *Remote Sens.*, 2, 1320-1330; doi:10.3390/rs2051320.
- HOOKE, W.H. (1986). Gravity waves. *Mesoscale Meteorology and Forecasting. In: Ray, P. (Ed.), Amer. Meteor. Soc. , pp. 272-288.*
- JOHNS, R.H. y DOSWELL III, C.A. (1992). Severe local storms forecasting. *Weather Forecasting* 7, 588-612.
- KISHORE, P., VENKAT RATNAM, M., NAMBOOTHIRI, S.P., VELICOGNA, I. GHOUSE BASHA, JIANG, J.H., IGARASHI, K, RAO, S.V.B., SIVAKUMAR, V.. (2011) 50_S-50_N distribution of water vapor observed by COSMIC GPS RO: Comparison with GPS radiosonde, NCEP, ERA-Interim, and JRA-25 reanalysis data sets. *J Atmos Sol Terr Phys in press*, doi:10.1016/j.jastp.2011.04.017.
- PLOUGONVEN, R., HERTZOG, A., TEITELBAUM, H. (2008). Observations and simulations of a large-amplitude mountain wave breaking over the Antarctic Peninsula, *J. Geophys. Res.* , 113 , D16113, doi:10.1029/2007JD009739.
- SELUCHI, M., SAULO, A.C., NICOLINI, M., SATYAMURTY, P. (2003). The Northwestern Argentinean Low: A Study of Two Typical Events. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 2361-2378.

- SHUTTS, G.J., and VOSPER, S.B. (2011). Stratospheric gravity waves revealed in NWP model forecasts, *Q. J. Roy. Met. Soc.*, 137 655, pp. 303-317.
- SIMONELLI S., NORTE, F., HEREDIA, N., SELUCHI, M. (2006). The storm of January 1, 2000, north of the city of Mendoza. *Atmósfera* 20, 11-23.
- SKAMAROCK, W.C., KLEMP, J.B., DUDHIA, J., GILL, D.O., BARKER, D.M., DUDA, M.G, HUANG, X, WANG, W., POWERS, J. (2008). A Description of the Advanced Research WRF Version 3, *NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR*.
- SMITH, E. K., WEINTRAUB, S. (1953). The constrain in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies. *Proc. Of the I.R.E.*, 41, 1404-1410.
- SMITH, R.B. (1979). The influence of mountains on the atmosphere. *Adv. Geophys.* 21, 87-230.
- SOKOLOVSKIY, S. V. ROCKEN C., LENSCHOW, D. H. KUO, Y.-H., ANTHES, R. A. SCHREINER, W. S., HUNT, D. C. (2007). Observing the moist troposphere with radio occultation signals from COSMIC. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L18802, doi:10.1029/2007GL030458.
- STEINER, A. K., KIRCHENGAST, G. (2000). Gravity wave spectra from GPS/MET occultation observations. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 17, 495-503.
- THAYER, G. D. (1974). An improved equation for the radio refractive index of air. *Radio Sci.*, 9, 803-807.
- UCCELLINI, L.W. (1975). A case study of apparent gravity wave initiation of severe convective storms. *Mon. Weather Rev.* 103, 497-513.
- VELASCO, I. Y FRITSCH, J.M. (1987). Mesoscale Convective Complexes in the Americas. *J. Geophys. Res.*, 92, 9591 - 9613.

