
**DIFERENCIAS ESTACIONALES ENTRE TROPOPAUSAS TÉRMICAS CALCULADAS
USANDO PERFILES VERTICALES DE TEMPERATURA A PARTIR DE NIVELES
SIGNIFICATIVOS Y ESTÁNDAR DE RADIOSONDEOS PARA LA RED AEROLÓGICA
DE SUDAMÉRICA**

Adrián E. Yuchechechén ¹

S. Gabriela Lakkis ²

Pablo O. Canziani ¹

¹ Universidad Tecnológica Nacional (UTN), Facultad Regional Buenos Aires (FRBA), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Unidad de Investigación y Desarrollo de las Ingenierías (UIDI)

² Pontificia Universidad Católica Argentina, Facultad de Ingeniería y Ciencias Agrarias; UTN, FRBA, UIDI

E-mail: aeyuchechen@frba.utn.edu.ar

RESUMEN

Se llevó a cabo un estudio de diferencias entre dos tropopausas térmicas sobre 59 estaciones aerológicas de Sudamérica. La tropopausa térmica primigenia, llamada lapse rate tropopause (LRT) y obtenida de perfiles verticales de temperatura en niveles significativos incluidos en los radiosondeos siguiendo la definición de la Organización Meteorológica Mundial (World Meteorological Organization, WMO), fue comparada con la tropopausa estimada de los niveles estándar (LRTM) con un algoritmo que está de acuerdo con la definición de la WMO. El período de estudio comprende enero 1973–diciembre 2019. Las comparaciones entre la LRT y la LRTM se llevaron a cabo de manera estacional para presión, altura y temperatura. Los resultados fueron organizados en bandas latitudinales de 5° de ancho. Por bandas zonales la LRTM está, en promedio, por debajo o por encima de la LRT dependiendo de la banda, y en general ambas tropopausas son estadísticamente distintas. Con el objetivo de estimar si existe una relación entre ellas se calculó el coeficiente de correlación de Spearman entre las mismas variables de LRTM y LRT, los cuales resultaron positivos por lo que las variables correlacionadas pueden vincularse a través de funciones monótonas crecientes. Se escogió una función lineal y las pendientes y ordenadas al origen fueron obtenidas para cada banda de latitud. Las variables de la LRTM tomadas como predictores permiten así conocer las correspondientes a la LRT estimada (LRT*). La

discrepancia entre LRT* y LRT fueron cuantificadas con el error cuadrático medio, cuya maximización tiene lugar en la región de influencia del jet subtropical.

Palabras clave: tropopausa térmica; niveles significativos; niveles estándar; comparaciones; radiosondeos; Sudamérica

ABSTRACT

An analysis on the differences between two thermal tropopauses at 59 South American upper-air stations was carried out. The original lapse rate tropopause (LRT) derived from significant-level radiosonde temperature profiles following the World Meteorological Organization (WMO) definition was compared with the tropopause estimated from radiosonde mandatory levels (LRTM) with a WMO-compliant algorithm. The study period encompasses January 1973–December 2019. The comparisons between the LRT and the LRTM were performed on a seasonal basis for pressure, height and temperature and the results were organized into latitudinal bands of 5° width. On average, the LRTM locates below or above the LRT, depending on the band considered, and in general the both tropopauses are statistically different. The Spearman's correlation coefficients between the same LRTM and LRT variables were calculated in order to estimate whether there exists a relation between them. The coefficients resulted positive so the correlated variables can be related through monotonic increasing functions. A linear function was selected and the slopes and the intercepts for this relation were provided at each latitudinal band. Taking the LRTM variables as predictors enables the obtention of the corresponding LRT variables. The matching between the LRT and the LRTM-derived LRT was addressed through root mean squares, whose maximization occurs in the subtropical jet's region of influence.

Keywords: thermal tropopause; significant levels; mandatory levels; comparisons; radiosondes; South America

INTRODUCCIÓN

La tropopausa es la capa delgada que separa la troposfera, región de la atmósfera terrestre dinámicamente activa caracterizada por transportes de calor y donde tienen lugar la mayoría de los fenómenos del tiempo, de la estratosfera, una región estable y estratificada (Vallis, 2006). La tropopausa se ubica dentro de la región denominada alta troposfera/baja estratosfera (upper troposphere/lower stratosphere, UTLS). La ubicación de la tropopausa es primordialmente relevante para la evaluación del intercambio estratosfera-troposfera (stratosphere-troposphere exchange, STE), transporte bidireccional de masa y especies químicas que tiene lugar en la UTLS (Lamarque y Hess, 2003). Variaciones en las concentraciones de vapor de agua, ozono y otros constituyentes

químicos tienen un impacto tanto en los fenómenos del tiempo (Soden y Fu, 1995; Goering *et al.*, 2001) como en el clima (Dessler *et al.*, 2013). La detección de regiones de fuentes y sumideros de diversos gases con origen tanto en la troposfera como en la estratosfera puede llevarse a cabo mediante la evaluación de la tasa de transporte vertical a través de la tropopausa, para lo cual es necesario conocer su ubicación exacta. Además de STE, el estudio de la tropopausa es relevante en la dinámica de los sistemas del tiempo. La frontogénesis de altura (Keyser y Shapiro, 1986; Wandishin *et al.*, 2000), la propagación (Martius *et al.*, 2010) y el rompimiento (Postel y Hitchman, 2001; Berrisford *et al.*, 2007) de ondas a lo largo de una superficie definida como tropopausa y la influencia de la convección tropical en la circulación general (Yuchechen *et al.*, 2010) se encuentran dentro de los tópicos que pueden estudiarse conociendo la posición de la tropopausa y su evolución. En latitudes medias la corriente en chorro (o jet) alcanza su máxima velocidad en los niveles de la tropopausa (Bluestein, 1993a, p. 296; Smith *et al.*, 2008). El flujo de los oestes en estos casos puede actuar como una barrera o permitir la propagación de perturbaciones desde la troposfera hacia la baja estratosfera (Canziani y Legnani, 2003; Nathan y Hodyss, 2010). El ensanchamiento de la región tropical, esto es, el avance de una tropopausa más alta (en promedio) hacia mayores latitudes (Wilcox *et al.*, 2012; Davis y Birner, 2013) y la evaluación de la influencia de actividades antrópicas (Santer *et al.*, 2003; Sausen y Santer, 2003) son dos tópicos relevantes para el cambio climático que también pueden estudiarse usando a la tropopausa como una herramienta de diagnóstico.

En general, la temperatura en la troposfera (estratosfera) disminuye (aumenta) con la altura (Vallis, 2006). En base a ello, la Organización Meteorológica Mundial (World Meteorological Organization, WMO) definió la *tropopausa térmica* como el “límite entre la troposfera y la estratosfera, en el que el gradiente vertical de temperatura experimenta un cambio brusco.” (WMO, 1992, p. 637) La formulación de esta tropopausa es también llamada *lapse rate tropopause* (LRT) debido a que el gradiente de temperatura $-\partial T/\partial z$, donde T y z son la temperatura y la altura, respectivamente, está presente en los cálculos. La definición de la LRT por parte de la WMO establece más precisamente que “(a) La *primera tropopausa* se define como el nivel más bajo en el cual el gradiente (de temperatura) decrece a $2^{\circ}\text{C km}^{-1}$ o menos, además de que el promedio del gradiente entre este nivel y todos los niveles superiores dentro de los 2 km no exceda de $2^{\circ}\text{C km}^{-1}$; (b) Si por encima de la primera tropopausa el promedio del gradiente entre un nivel y todos los niveles superiores dentro de 1 km excede $3^{\circ}\text{C km}^{-1}$, entonces se define una *segunda tropopausa* usando el mismo criterio que en (a). Esta tropopausa puede estar dentro o por encima de la capa de 1 km.” (WMO, 1957, p. 134)

Existen otras definiciones además de la LRT. La *tropopausa dinámica* (DYN) se basa en coordenadas isentrópicas (Hoskins *et al.*, 1985) y está definida en términos de un valor fijo de vorticidad potencial (VP), cantidad que se expresa en unidades de VP (UVP). Valores desde 1 a 5

UVP pueden encontrarse en la literatura (Dameris, 2003). Más recientemente la DYN fue determinada en función de gradientes isentrópicos de VP (Kunz *et al.*, 2011) o estimándola como el mínimo valor de la difusividad efectiva sobre superficies isentrópicas (Haynes y Shuckburg, 2000). Otras definiciones de tropopausa son la *tropopausa de punto frío* (Tang *et al.*, 2017) y la *tropopausa química*, que depende de las diferentes concentraciones de especies químicas (ej. ozono) en la alta troposfera y la baja estratosfera (Dameris, 2003). La mayoría de las publicaciones incluyen estudios de LRT y/o DYN.

La LRT puede calcularse con datos de radiosondeos, que consisten en información dinámica y termodinámica provista en distintos niveles de presión. Los perfiles verticales incluyen típicamente tanto niveles *obligatorios* (o *estándar*) como *significativos*. Un nivel obligatorio “corresponde a una presión tipo para la cual es preciso dar la temperatura y el viento observados (1000, 925, 850, 500, 400, 300, 250, 100, 70, 50, 30, 20 y 10 hPa).” (WMO, 1992, p. 371). Adicionalmente, la American Meteorological Society (AMS) también considera a 700, 200, 150, 7, 5, 3, 2 y 1 hPa como niveles estándar (AMS, 2014). Los niveles estándar se complementan con los significativos, los cuales corresponden a niveles de presión que se incluyen toda vez que se observa un cambio repentino en alguna de las variables medidas (en particular temperatura) durante el ascenso del radiosonda. En la actualidad, la mayoría de los radiosondas detectan variaciones en presión, temperatura y humedad (Dabbert *et al.*, 2003). Los niveles significativos pueden usarse para reproducir cualquier perfil vertical sin tener en cuenta la información provista por los niveles estándar (WMO, 1957, p. 137). Dicho de otro modo, los niveles estándar pueden interpolarse a partir de los significativos pero

la recíproca es incorrecta. En virtud de que los radiosondas transmiten sólo los niveles significativos en tiempo real la coincidencia de un nivel estándar y uno significativo es esporádica.

El hecho de que la LRT es un nivel significativo queda remarcado por la WMO por cuanto dentro de los datos a publicarse para cada observación aerológica están aquellos que se refieren a la tropopausa y a otros niveles significativos (WMO, 1957, p. 136). En consecuencia, las LRTs son calculadas de manera operativa siguiendo la definición de la WMO sobre perfiles verticales de temperatura incluyendo sólo niveles significativos. Un radiosondeo que tiene más de una LRT detectada incluye un evento de tropopausa múltiple (ETM). Aun cuando la ocurrencia de al menos cuatro LRTs simultáneas fue inferida en la literatura (Manney *et al.*, 2011) no existen restricciones a su número en un ETM, aunque lo más usual es tener a lo sumo dos LRTs. Intentar encontrar las LRTs aplicando la definición de la WMO sobre perfiles verticales que incluyen niveles estándar es incorrecto desde el punto de vista procedimental. Existen, sin embargo, algoritmos que permiten estimar la tropopausa térmica usando datos grillados de reanálisis o modelos expresados en niveles fijos de presión. La tropopausa obtenida de esta manera, la cual está en consonancia con la LRT, será denotada como LRTM.

La WMO define a un ETM como una “situación atmosférica frecuente en la que la tropopausa no aparece como una sola ‘superficie’ de discontinuidad térmica entre la troposfera y la estratosfera, sino como una serie de ‘láminas’ casi horizontales que se superponen en escalera.” (WMO, 1992, p. 411) Estas estructuras se llaman *quiebres de tropopausa* o *saltos de tropopausa* (Reiter, 1969). Generalmente ocurren en las proximidades de los jets de altura (upper-level jets, ULJs) y se concentran primordialmente en torno al jet subtropical (subtropical jet, STJ) en ambos hemisferios (Manney *et al.*, 2014). De hecho, el nivel de viento máximo se encuentra por encima (debajo) del flanco polar (ecuatorial) de la tropopausa, evidenciando que estas estructuras deben su existencia a la dinámica de los ULJs (Reiter, 1969). El desplazamiento latitudinal estacional del STJ (Archer y Caldeira, 2008) da lugar a que, en general, la región de quiebre de la tropopausa migre hacia mayores (menores) latitudes en el hemisferio estival (invernal).

Los ETM no se restringen al marco de referencia de LRT. Un ETM en el marco de DYN ocurre toda vez que una línea vertical interseca a una isolínea de VP más de una vez, lo cual constituye un *pliegue de la tropopausa* (*tropopause fold*) (Bluestein, 1993a, pp. 290–297; Spaete *et al.*, 1994). El intercambio de masa y constituyentes atmosféricos es una característica sobresaliente de los ETM en ambos marcos de referencia (Bluestein, 1993a, pp. 290–297). Más allá de los detalles sobre las discrepancias entre los quiebres y los pliegues de la tropopausa las características más generales de los diferentes procesos que dan lugar a ellos son comunes a ambos marcos de referencia y es por ello que la sigla ETM se generalizará para incluir tanto a quiebres como a pliegues. Una de las contribuciones a los ETM es la frontogénesis de altura en escala sinóptica por medio de la cual el STE extratropical tiene lugar debido a remolinos turbulentos en la vecindad de un ULJ (Reiter, 1969; Bluestein, 1993a, pp. 290–297). La intensificación tanto del frente de altura como del ULJ pueden

actuar como precursores de la ciclogénesis (Carlson, 1998). Un único evento de ETM durante una ciclogénesis explosiva puede llegar a aportar la séptima parte del STE descendente cuando se compara con los promedios diarios sobre una banda latitudinal particular (Spaete *et al.*, 1994). Dentro de los mecanismos meteorológicos que están en conexión con los ETM y se relacionan con los ULJs se cuentan el pasaje de frentes fríos (Bischoff *et al.*, 2007), la presencia de bajas segregadas —cuya formación está vinculada a incursiones hacia altas latitudes del STJ— (Price y Vaughan, 1993) y el rompimiento de ondas de Rossby (Jing y Banerjee, 2018). Los sistemas convectivos de mesoescala (Poulida *et al.*, 1996), tormentas (Tremblay y Servranckx, 1993) y el rompimiento de ondas de gravedad generadas por el terreno debido a inestabilidad convectiva (Lamarque *et al.*, 1996) también contribuyen a los ETM. En cuanto al último punto, los ULJs juegan un rol preponderante en los ETM debido a que son pasibles de generar ondas de gravedad (Plougonven y Snyder, 2005, 2007).

La interacción entre dos o más de los mecanismos descritos puede ocurrir. Considerando todos los procesos mencionados existen regiones preferenciales en el Globo donde los ETM son más

proclives a tener lugar (Schmidt *et al.*, 2006; Randel *et al.*, 2007; Añel *et al.*, 2008; Mehta *et al.*, 2011). Una de estas regiones es el norte del subcontinente indio donde los ETM representan al menos un 20% (Schmidt *et al.*, 2006; Randel *et al.*, 2007). Vale la pena destacar que los altos porcentajes allí están asociados a mayores intensidades del STJ (Schmidt *et al.*, 2006). Yuchechen y Canziani (2017) evaluaron las diferencias entre la LRTM y la LRT sobre el subcontinente indio para tres variables diferentes. Se encontró que la variabilidad de la diferencia entre ambas tropopausas se incrementa hacia el norte, mayormente durante el invierno boreal (Yuchechen and Canziani, 2017) cuando el STJ se intensifica (Schmidt *et al.*, 2006). Un STJ semi-estacionario, los Andes orientados de manera perpendicular al flujo de los oestes, la presencia de jets de capas bajas a ambos lados de la topografía (Garreaud y Muñoz, 2005; Vera *et al.*, 2006), los cuales interactúan con el STJ e incrementan la inestabilidad dinámica, la contribución de las bajas segregadas (Campetella y Possia, 2007) y de los sistemas convectivos de mesoescala (Velasco y Fritsch, 1987) y el pasaje de frentes fríos en latitudes tropicales (Myers, 1964; Parmenter, 1976) y extratropicales (Bischoff *et al.*, 2007) de Sudamérica son elementos asociados a los ETM en la región, por lo que el estudio de las diferentes tropopausas también es importante aquí.

Se requiere de niveles significativos para obtener la LRT, pero el cálculo de la LRTM está sujeto a la disponibilidad de niveles estándar de presión en particular, o de niveles de presión fijos provistos por los modelos numéricos en general. En este último caso la LRTM pueden obtenerse de los datos dados en puntos de grilla como salida de tales modelos (ej., productos de reanálisis) (Zängl y Hoinka, 2001; Reichler *et al.*, 2003), los cuales presentan cobertura mundial. Sin embargo, idealmente las comparaciones entre la LRT y la LRTM deben ser llevadas a cabo si las mismas fueron calculadas a partir de una base de datos en común. Las bases de datos descritas en la siguiente sección incluyen a tropopausas calculadas tanto a partir de niveles estándar como de

significativos provenientes de observaciones efectuadas sólo con radiosondeos, por lo que se presenta una excelente oportunidad de realizar tales comparaciones. El objetivo de este trabajo es entonces determinar las diferencias climatológicas estacionales entre la LRTM y la LRT en 59 estaciones aerológicas sudamericanas usando datos de radiosondeos. Como se explicará, los ETM se encuentran implícitamente incluidos en los cálculos, por lo que es posible evaluar el potencial impacto que tienen algunos de los fenómenos meteorológicos característicos de la región que dan lugar a ellos en tales diferencias.

DATOS Y METODOLOGÍA

Los radiosondeos usados en este trabajo fueron obtenidos de la base de datos global de radiosondeos del Departamento de Ciencias de la Atmósfera, Escuela de Ingeniería, Universidad de Wyoming (UWYO) (disponible en <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). Cada

sondeo individual de la red aerológica mundial que es transmitido en tiempo real se procesa en las instalaciones de la UWYO y se transcribe la información recibida en un formato estandarizado que consiste de tres distintos tipos de reporte. Estos reportes son amalgamados por software. Una interpolación es luego llevada a cabo sobre cada nivel que no necesariamente se encontraba incluido en cada uno de los reportes originales (Oolman, 2020). Los radiosondeos que se encuentran alojados en la página web de la UWYO son estos productos interpolados.

Inicialmente, se seleccionaron 66 estaciones aerológicas sudamericanas. Las mismas se listan en la Tabla A1. El período de estudio comprende 47 años entre enero 1973 y diciembre 2019, aunque algunas estaciones poseen registros más cortos. La mayoría de las estaciones en la red escogida poseen una rutina de lanzamiento de radiosondeos de una o dos veces al día a las 00Z y 12Z, esto es, medianoche y mediodía del Meridiano de Greenwich, respectivamente. Existen otras horas de lanzamiento menos frecuentes (ej. 06Z, 21Z) pero las dos mencionadas representan la mayor fracción del total en todas las estaciones. Algunos de los registros fueron combinados dado que representan a la misma localidad en distintos períodos (ver más abajo). Luego de esto, la red estudiada consiste de 59 estaciones, las cuales se muestran en la Figura 1.

De acuerdo a lo mencionado en la sección anterior los siguientes 21 niveles de presión se consideran como niveles estándar: 1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 100, 150, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2 y 1 hPa. Cada sondeo individual fue separado en niveles significativos y estándar. Las bases de datos de la LRT y la LRTM fueron construidas a partir de ellos. La base de datos de la LRT se elaboró utilizando los niveles significativos siguiendo la definición de la WMO con un algoritmo que detecta tropopausas múltiples; el código utilizado es una adaptación del que utiliza el Servicio Meteorológico Nacional de Argentina. Al separar los niveles significativos de los estándar se pierden aquellas LRTs que coinciden con un nivel estándar. En cuanto al gradiente vertical de temperatura se usó la variante $\gamma = \partial T / \partial z$. La primera LRT se encuentra cuando los

gradientes verticales satisfacen en promedio el criterio $\gamma \geq -2^{\circ}\text{C km}^{-1}$ por 2 km. Adicionalmente se requiere que la presión sea menor a 500 hPa para no asociar inversiones en la troposfera baja con tropopausas. Una LRT superior puede encontrarse si los gradientes verticales por encima de la primera LRT y todos los niveles más altos satisfacen en promedio la condición $\gamma \geq -3^{\circ}\text{C km}^{-1}$ por 1 km, con lo cual hay una separación mínima entre ambas tropopausas, y además $\gamma \geq -2^{\circ}\text{C km}^{-1}$ por 2 km para detectar a la segunda de ellas. La aplicación repetida de la última doble condición da lugar a encontrar más tropopausas superiores por encima de la segunda. Con el objetivo de minimizar la inclusión de inversiones en la estratosfera que no responden a la ubicación real de alguna tropopausa sino a otros fenómenos atmosféricos, como actividad de ondas de gravedad, el proceso se detiene cuando la presión de alguna de ellas es menor que 70 hPa. Las variables que se incluyen en cada LRT detectada son presión, altura, temperatura, temperatura potencial y viento (dirección e intensidad). Las LRTs fueron organizadas en grupos de acuerdo al número de

tropopausas detectadas. Por otro lado, la base de datos de la LRTM se construyó usando los niveles estándar con un programa que combina dos algoritmos que la obtienen de datos en puntos de grilla (Zängl y Hoinka, 2001; Reichler *et al.*, 2003). Los detalles de este software se encuentran en el Apéndice B. En él se aplicó el mismo criterio que para LRTs, es decir, una presión máxima de 500 hPa y una mínima de 70 hPa. Sólo presión, altura y temperatura se estiman en estos casos.

La Tabla 1 muestra los porcentajes de tropopausas detectadas LRT y LRTM para las 66 estaciones aerológicas originales. En el caso de LRTs se desagregan los eventos simples (LRT1) de los dobles (LRT2), triples (LRT3) y cuádruples (LRT4). No se encontraron eventos de orden superior en las estaciones incluidas. La detección de tropopausas es, en promedio, levemente menor para LRTs que para LRTMs. La Figura 2 muestra el porcentaje medio anual de detección de tropopausas LRT y LRTM, el valor medio anual de la cantidad de niveles significativos, el valor medio anual de niveles significativos entre 250 y 50 hPa —una capa que representa a la UTLS— y el valor medio anual de los niveles estándar para la red aerológica estudiada. Los porcentajes de LRTs se incrementan con el tiempo, con la detección representando aproximadamente 30% en los tempranos 1970s e incrementándose hasta 90% a fines de los 2010s. Como es esperable, el incremento de estos valores con el tiempo coincide con un aumento en el número de niveles significativos en general y de los referidos a la UTLS en particular. La relación, sin embargo, no es proporcional puesto que parece haber un número mínimo de niveles por sobre el cual la detección de LRTs se ve favorecida. Por inspección, dicho número mínimo parece ubicarse en torno a 30, valor alcanzado a finales de los 1990s y desde donde los porcentajes de LRTs se mantienen relativamente constantes para años posteriores. Los porcentajes de LRTMs también se incrementan con el tiempo a pesar de que el número de niveles estándar presenta poca variación. Esto puede explicarse por el hecho de que estos niveles son interpolados utilizando los significativos: una mayor cantidad de niveles significativos implica mayor información disponible más próxima a los niveles estándar, haciendo el proceso de interpolación más preciso en términos de la estimación de sus variables. La Figura 2

muestra también que hay períodos en los cuales el número de LRTs detectadas es mayor que el de LRTMs (más notoriamente a fines de los 1990s y comienzos de los 2000s) pero en general la proporción de LRTMs es mayor que la de LRTs, en acuerdo con la Tabla 1.

En lo referido a LRTs, las LRT1s son por lejos las más frecuentes en todas las estaciones de más bajas latitudes, y los porcentajes disminuyen, en general, hacia el sur en favor de los ETM. Por otro lado, los porcentajes de LRT3s y LRT4s son muy menores, con escasas excepciones para las primeras en un puñado de estaciones. De acuerdo con Yuchechen *et al.* (2017) existen localidades donde el número de ETM es marcadamente alto; todas ellas ocurren en la porción sur del área de estudio. Las LRT3+s pueden estar asociadas a los mismos fenómenos que las LRT2s (ej. frentes fríos que se adelantan a frentes cálidos y dan lugar a oclusiones, donde pueden encontrarse varias zonas baroclínicas en diferentes niveles (Saarikivi y Puhakka, 1990)).

Con el objeto de obtener bases de datos de la LRT y la LRTM consistidas internamente se calcularon los promedios mensuales y los correspondientes desvíos estándar para aplicar un proceso de selección que pueda detectar valores extremos potencialmente erróneos. El proceso de selección consistió en chequear si para cada variable el desvío respecto del promedio mensual excedió en valor absoluto 2 veces el desvío estándar. Esta opción particular proviene del hecho de que para una población con media μ y desvío estándar σ una distribución normal tiene 95% de su probabilidad en el intervalo $(\mu - 2\sigma, \mu + 2\sigma)$ (Hoel, 1984, p. 79). Para las bases de datos de la LRT el proceso de selección se aplicó a presión, altura, temperatura, temperatura potencial e intensidad del viento, para LRT1, LRT2, LRT3 y LRT4 de manera separada. La condición de exclusión fue obviada para viento si no existió suficiente información para calcular los promedios mensuales o los desvíos estándar. Por otra parte, en el caso de la LRTM el proceso de selección se aplicó a sus tres variables. En todos los casos, si la condición sobre el proceso de selección no se cumplió para al menos una de las variables de un registro particular entonces ese registro se excluyó, mientras que los registros que pasaron el proceso de selección conforman las bases de datos filtradas que se utilizaron en este estudio. Las distintas horas de lanzamiento se trataron de manera separada. El armado de las bases de datos filtradas fue efectuado con anterioridad al presente estudio por lo que el proceso de selección no tiene conexión con el tópico tratado. La Tabla A2 muestra los porcentajes de datos rechazados por el proceso de selección sin desagregar las distintas horas de lanzamiento. En general, los porcentajes para la LRTM son menores que los de LRT1, algo que puede atribuirse a que el número de variables tratadas en el primer caso es de sólo tres. De la misma manera, los rechazos para LRT2 son mayores que para LRT1 básicamente porque el proceso en el primer caso incluye el doble de variables. Algo similar ocurre cuando los porcentajes de rechazos de LRT3 se comparan con los de LRT2. Por otro lado, rechazos del 100% para LRT3 en algunas localidades indican insuficiente información para llevar a cabo el proceso de selección. Asimismo, las LRT4 fueron excluidas por el proceso de selección en todas las estaciones en las que fueron detectadas por la misma razón que para LRT3 o por la dispersión en cada una de las variables.

En la Tabla A1 se incluyen pares de estaciones con distintos identificadores WMO que se encuentran muy cercanas unas de otras y que también abarcan períodos complementarios (ej. 83779 y 83780). Estas estaciones representan la misma localidad a diferentes tiempos y por consiguiente se justifica la combinación de sus series temporales. El amalgamado fue también llevado a cabo en casos donde la proximidad de las estaciones no es tan evidente y los períodos no coinciden, pero la consolidación de sus series resulta en un registro más largo que representa la misma área (ej. 82930 y 82965). Existe también un caso de combinación donde los períodos se superponen y las estaciones están lo suficientemente cerca una de otra (80398 y 82411). Luego de esta reorganización de las bases de datos obtenidas con las 66 estaciones originales el número de

localidades se reduce a 59 (cf. Fig. 1). Las bases de datos filtradas comprenden 47 años en la mayoría de las estaciones.

Por la forma en la que fue determinada la LRTM su base de datos incluye eventos simples de tropopausa. Por otro lado, la base de datos de la LRT incluye LRT1s, LRT2s y LRT3s. En los dos últimos casos se utilizan las tropopausas más bajas para efectuar las comparaciones con la LRTM. La simultaneidad de la LRTM y de una de las tropopausas LRT mencionadas es requerida para que la diferencia entre ambas pueda calcularse y se incluya en el análisis. Con el fin de consolidar los resultados los valores individuales de $P_{LRTM} - P_{LRT}$, $z_{LRTM} - z_{LRT}$ y $T_{LRTM} - T_{LRT}$ para presión, altura y temperatura, respectivamente, en cada localidad individual fueron promediados estacional y espacialmente sobre bandas de latitud de 5° de ancho. Todas las horas de lanzamiento fueron incluidas en estos promedios. Las estaciones del año se refieren al Hemisferio Sur (HS), siendo verano, otoño, invierno y primavera definidos por los trimestres diciembre-enero-febrero, marzo-abril-mayo, junio-julio-agosto y septiembre-octubre-noviembre, respectivamente.

RESULTADOS

En primer lugar, se presentan algunos aspectos que hacen al desempeño del método de cálculo de la LRTM descrito en el Apéndice B. A este respecto, las diferencias $P_{LRTM} - P_{LRT}$, $z_{LRTM} - z_{LRT}$ y $T_{LRTM} - T_{LRT}$ se relacionaron con el número de niveles estándar y significativos y con un parámetro denominado en inglés *LRT sharpness* (o agudez), calculado como $(T(z_{LRT} + \Delta z) + T(z_{LRT} - \Delta z) - 2T(z_{LRT})) / \Delta z$, donde $\Delta z = 500 \text{ m}$ (Wirth, 2000), a través del cálculo del coeficiente de correlación de Spearman (ρ) con el objeto de determinar si existe dependencia entre las variables. A diferencia de la correlación de Pearson el coeficiente de Spearman actúa sobre los rangos de los datos en vez de hacerlo sobre los valores específicos de las variables (Wilks, 2006a, pp. 55–57). Cuanto mayor es el valor absoluto de ρ existe una relación más fuerte entre las variables correlacionadas. Además, valores positivos de ρ implican un crecimiento o decrecimiento simultáneo de ambas variables, esto es, las mismas se vinculan a través de una función monótona

creciente. Sin embargo, siendo esta metodología puramente exploratoria la misma no permite establecer la relación funcional. A la luz de los valores de ρ obtenidos, estacionalmente no parece existir un vínculo entre $P_{LRTM} - P_{LRT}$, $z_{LRTM} - z_{LRT}$ o $T_{LRTM} - T_{LRT}$ con el número de niveles estándar o significativos de los radiosondeos en ninguna de las bandas latitudinales (resultados no mostrados).

Los resultados con el sharpness son distintos. La Figura 3 muestra los valores estacionales de ρ para la correlación entre las diferencias mencionadas y el sharpness. Un patrón común a las tres variables es que la relación llega en general a un mínimo en la banda de 30°S–40°S (subtropical a

latitudes medias) en verano, otoño y primavera, y en la banda de 25°S–30°S (subtropical) en invierno. En estas bandas y sus alrededores el impacto del sharpness en la separación LRTM/LRT es inconclusa. Por otro lado, sin importar la época del año el valor de ρ es máximo en las latitudes más boreales (tropicales) del área de estudio, donde el sharpness parece tener un rol en la separación LRTM/LRT. Algo similar ocurre en la región más austral (latitudes medias a subpolares) pero con menores correlaciones. A grandes rasgos y sin considerar el signo las correlaciones para presión y altura son similares en las distintas épocas del año. El hecho de que, en general, las mayores correlaciones se obtienen para temperatura es un resultado esperado dado que el sharpness se define en términos de esta variable.

Se muestran en las Figuras 4, 5 y 6 los promedios estacionales de $P_{LRTM} - P_{LRT}$, $Z_{LRTM} - Z_{LRT}$ y $T_{LRTM} - T_{LRT}$, respectivamente. Los promedios de las diferencias fueron evaluados estadísticamente usando el test para muestras apareadas (Wilks, 2006b, pp. 141–143). El comportamiento general de $\overline{P_{LRTM}} - \overline{P_{LRT}}$ en las diferentes épocas del año es que adopta sus máximos valores absolutos en el área de estudio dentro de las latitudes más bajas del Hemisferio Norte (HN) donde se alcanzan valores positivos, que se observa un decrecimiento cuasi-homogéneo hacia el sur para alcanzar los valores más negativos entre 30°S y 40°S (latitudes subtropicales a medias del HS) dependiendo de la época del año, y que desde allí los valores retoman su incremento de manera paulatina más hacia el sur, alcanzando nuevamente valores positivos en las latitudes medias y subpolares del HS para todas las estaciones del año a excepción de la primavera, cuando los promedios permanecen negativos. Con contadas excepciones, puede apreciarse de la Figura 4 que $\overline{P_{LRTM}}$ y $\overline{P_{LRT}}$ son estadísticamente distinguibles en todas las bandas de latitud y todas las épocas del año. Esta es la primera indicación de que no existe intercambiabilidad entre la LRTM y la LRT. En general, las diferencias de presión son mayores en verano y otoño y menores en invierno. Más específicamente, los valores medios sobre todas las bandas latitudinales de la Figura 4 para otoño y verano son 2.17 hPa y 1.95 hPa, respectivamente, seguidos por primavera (1.51 hPa) e invierno (1.39 hPa) (resultados no mostrados).

En concordancia con la presión $\overline{Z_{LRTM}} - \overline{Z_{LRT}}$ (Fig. 5) exhibe sus valores más negativos en la región más boreal del área de estudio, con un incremento paulatino hacia el sur, cambiando de signo y

alcanzando los valores más positivos sobre latitudes subtropicales a medias entre 30°S y 45°S (dependiendo de la época del año) desde donde comienza un decrecimiento más hacia el sur llegando nuevamente a valores negativos en las latitudes más australes, excepto en primavera. En cuanto a $\overline{T_{LRTM}} - \overline{T_{LRT}}$ (Fig. 6), tiene una diferencia significativa positiva en la mayoría de las bandas de latitud a lo largo del año. Al igual que en las otras dos variables los mayores valores absolutos tienen lugar en las menores latitudes. Valores negativos o débilmente positivos ocurren en todas las estaciones del año en la franja de latitudes subtropicales a medias. Las diferencias se

incrementan más al sur hasta las latitudes subpolares. Los promedios sobre todas las bandas de latitud de la Figura 6 indican que las mayores (1.46°C) y menores (1.33°C) diferencias ocurren en primavera e invierno, respectivamente, con valores intermedios de 1.43°C (verano) y 1.40°C (otoño) (resultados no mostrados).

La Figura 7 muestra el desvío estándar estacional para $P_{LRTM} - P_{LRT}$. Una característica destacable es que el máximo valor se alcanza en la banda donde $\overline{P_{LRTM}} - \overline{P_{LRT}}$ tiene su valor más negativo, sin importar la estación del año. Asimismo, la máxima variabilidad sigue el desplazamiento latitudinal del STJ, cuya posición más austral (boreal) ocurre en el verano (invierno) austral (Satyamurty y Nobre, 1998, p. 124; Archer y Caldeira, 2008). Quizás una de las mayores contribuciones de los ULJs a la variabilidad provienen de su cortante vertical –la cual es proporcional al gradiente horizontal de temperatura a través del balance de viento térmico– favoreciendo inestabilidades que causan que la intensidad de las ondas se incremente, dando lugar a actividad de torbellinos de escala sinóptica (Bluestein, 1993b, p. 211–213; Pierrehumbert y Swanson, 1995; Houghton, 2002). Las interacciones entre los ULJs y la frontogénesis de altura es otra fuente de variabilidad, en especial cuando se considera a la tropopausa (Keyser y Shapiro, 1986; Shapiro y Keyser, 1990; Bluestein, 1993a). En cualquier caso, las bandas de latitud que muestran tanto las diferencias más negativas como los mayores desvíos estándar están asociadas a la presencia del STJ, sobre un área donde la magnitud de la diferencia de temperatura entre verano e invierno se encuentra por encima de 4°C (Hurrell *et al.*, 1998, p. 2). El máximo secundario de variabilidad entre 45°S y 50°S, presente en todas las épocas del año, puede atribuirse a la génesis y regeneración de sistemas ciclónicos al este de los Andes (Hoskins y Hodges, 2005; Lakkis *et al.*, 2021).

Las Figuras 8 y 9 muestran las distribuciones de P_{LRT} y P_{LRTM} para verano (panel a) e invierno (panel b) en Manaus y Ezeiza (identificadores WMO: 82332 y 87576, respectivamente). Estas dos estaciones fueron escogidas porque una de ellas (Manaus) se ubica en la parte norte de la región de estudio, mientras que Ezeiza se encuentra en la región de influencia del STJ. En el caso de Manaus (ubicada en la banda 0°–5°S) ambas distribuciones son unimodales en las dos épocas del año presentadas. En ambas épocas los histogramas de LRT y LRTM tienen un máximo en el intervalo 80–90 hPa y 100–110 hPa, respectivamente. Aun cuando aparecen LRTs y LRTMs más bajas, con valores de presión tan altos como 280 hPa (verano) y 180 hPa (invierno) para LRT, se observan pocas variaciones en el rango de presiones que abarcan las distribuciones cuando se

comparan verano e invierno para los intervalos de clase con mayores frecuencias. Si bien la banda de 0°–5°S presenta un desvío estándar muy similar en ambas épocas del año, el mismo es levemente mayor en el invierno (Fig. 7c), algo que también puede observarse de manera individual en Manaus (Figura 8c) por cuanto la distribución de $P_{LRTM} - P_{LRT}$ estandarizada de esta localidad indica que hay mayor cantidad de valores extremos en el invierno. Las Figuras 8a) y 8b) también

indican que el comportamiento $\overline{P_{LRTM}} > \overline{P_{LRT}}$ de una estación particular del norte de la región de estudio se encuentra en acuerdo con el promedio general de la banda correspondiente.

Por otra parte, Ezeiza se ubica en 30°S–35°S, banda para la cual el mayor y menor valor del desvío estándar de $P_{LRTM} - P_{LRT}$ ocurre en verano e invierno, respectivamente (Fig. 7). En esta localidad particular tanto las LRTs como las LRTMs están más altas en verano (Figura 9a) que en invierno (Figura 9b), y la diferencia entre los valores medios de los histogramas de verano e invierno es mucho más marcada que en Manaus. Las distribuciones estivales en Ezeiza son bimodales, con máximos levemente por encima de 200 hPa y en torno a 100 hPa, con el conteo de LRTs y LRTMs mayor para el nivel superior. En invierno las distribuciones están más cerca de ser unimodales, con ambos centros cercanos a 200 hPa, aunque con mayor probabilidad para LRTMs. Con respecto a la LRT, la bimodalidad estival en esta localidad es un efecto de incluir tanto a LRT1s como a las tropopausas más bajas de LRT2+s. En efecto, en promedio la tropopausa más baja de LRT2 en Ezeiza se encuentra más cercana a LRT1 en invierno mientras que la máxima separación ocurre en verano (Bischoff *et al.*, 2007). En este sentido, la Figura 9a) destaca la fidelidad del algoritmo LRTM en detectar o bien la tropopausa más cercana a LRT1 o a la tropopausa más baja de LRT2+s. Por otra parte, es esperable que el desvío estándar de $P_{LRTM} - P_{LRT}$ en esta localidad sea mayor en verano debido a que las diferencias de frecuencias en cada intervalo de clase en la Figura 9a) son mayores que en la Figura 9b). Esto se pone de manifiesto en la Figura 9c) que muestra la existencia de mayor cantidad de valores extremos en el verano. Una probable causa de este efecto puede vincularse con la detección de una tropopausa LRTM que se ubica en torno a una de las modas de la distribución y a una LRT ubicada de manera simultánea en la otra moda. Nuevamente, el comportamiento de una estación particular está de acuerdo con el comportamiento general de la banda que la incluye. Un análisis más pormenorizado puede llevarse a cabo en el resto de las localidades y bandas de latitud, aunque esto se encuentra fuera del objetivo del trabajo.

En términos generales, el desvío estándar de $z_{LRTM} - z_{LRT}$ (Fig. 10) evoluciona de una manera que está en línea con el de la diferencia de presión en el sentido de que los máximos valores parecen migrar conjuntamente con el STJ. La mayor variabilidad tiene lugar dentro de la banda 35°S–40°S en verano. A diferencia de la presión, las menores variabilidades ocurren no en las latitudes más boreales sino en las más australes. A excepción del verano, el máximo secundario entre 45°S y 50°S también se encuentra presente a lo largo del año. Estos máximos también pueden apreciarse en el desvío estándar de $T_{LRTM} - T_{LRT}$ (Fig. 11) en todas las épocas del año. En el caso de esta variable, los mayores valores son los que acompañan al STJ. Además, esta cantidad tiene máximos

secundarios al norte de 5°S o de 10°S (dependiendo de la época del año) que son aún mayores que los que se encuentran en la banda de 45°S–50°S. Para las bajas latitudes la mayor variabilidad ocurre en primavera entre 5°S y 10°S (Fig. 11d). Algunos de estos máximos locales secundarios de bajas latitudes también se encuentran en las Figuras 7 y 10, aunque mucho menos prominentes. El

pasaje de zonas frontales y la actividad convectiva asociada sobre la región de 5°S–25°S, ambas con un máximo durante la primavera (Satyamurty y Nobre, 1998, p. 129), pueden contarse como factores contribuyentes.

Los promedios latitudinales y sus correspondientes desvíos estándar muestran que la LRT y la LRTM tienen marcadas diferencias en la mayoría de las bandas de latitud por lo que las mismas no pueden utilizarse de manera intercambiable, esto es, una como reemplazo de la otra. Para la misma variable de la LRT y la LRTM se calculó el coeficiente de correlación de Spearman ρ con el objetivo de determinar si una de ellas puede obtenerse a partir de la otra. La Figura 12 muestra los valores de $\rho(P_{LRT}, P_{LRTM})$ presentados en las mismas bandas de latitud de ancho 5° utilizadas hasta el momento. Todos los valores de $\rho(P_{LRT}, P_{LRTM})$ son positivos. Las correlaciones muestran una componente zonal muy marcada, con los máximos (mínimos) valores ubicados en las latitudes más australes (boreales) del área de estudio. En promedio, el gradiente meridional de $\rho(P_{LRT}, P_{LRTM})$ es mayor en otoño (pasando de 0.13 a 0.91) y en verano (0.24 a 0.94). Puede observarse además que las correlaciones en las latitudes más boreales se incrementan para invierno y primavera. La Figura 13 muestra los diagramas de dispersión de P_{LRT} versus P_{LRTM} para los casos de otoño en los que las correlaciones entre ambas variables resultaron ser la mínima (0.13) y la máxima (0.91) de la estación. Para la mínima correlación (Fig. 13a) puede apreciarse una asociación directa entre las variables de regular a mala mientras que para la máxima (Fig. 13b) la asociación directa mejora notablemente.

Comparado con $\rho(P_{LRT}, P_{LRTM})$ existe similitud en los valores de $\rho(z_{LRT}, z_{LRTM})$ (Fig. 14). En cuanto a $\rho(T_{LRT}, T_{LRTM})$ (Fig. 15) hay un incremento de las correlaciones en la región norte del área de estudio, con lo cual las temperaturas de ambas tropopausas son las que mejor relación presentan en todas las bandas de latitud. En invierno y primavera se da una situación que no se observa en las otras dos variables y es que el valor de las correlaciones disminuye en latitudes intermedias (10°S–20°S y 20°S–25°S para invierno y primavera, respectivamente) para luego volver a aumentar hacia el sur.

En mayor o menor medida la relación directa que existe entre la LRT y la LRTM permite estimar una variable de la primera de ellas a partir de conocer la misma variable de la segunda. A tal fin, se escoge la función lineal $y_{LRT*} = \alpha x_{LRTM} + \beta$ por simplicidad. En esta relación x_{LRTM} e y_{LRT*} representan la misma variable (presión, altura o temperatura) para la tropopausa estimada LRT* y la LRTM. La pendiente adimensional α y la ordenada al origen β se calcularon aplicando cuadrados mínimos sobre las bandas de latitud trabajadas hasta el momento. Estos pares de coeficientes,

específicos de cada una de las bandas, permiten obtener los predictandos P_{LRT*} , z_{LRT*} y T_{LRT*} usando, respectivamente, los predictores P_{LRTM} , z_{LRTM} y T_{LRTM} . En acuerdo con las correlaciones positivas entre la LRT y la LRTM se espera que el valor de α sea positivo. Más aún,

cuanto mayor es el valor de ρ mayor será también el coeficiente α de manera tal de que se otorgue mayor peso a la LRTM.

Los valores estacionales de α y β para presión se muestran en la Figura 16. A excepción de la banda 15°S–20°S en invierno, cuando α excede levemente a la unidad (Fig. 16g), la pendiente es positiva y menor que la unidad en todas las bandas y épocas del año. A grandes rasgos este parámetro tiende a ser levemente mayor en las latitudes más australes mientras que los menores valores ocurren al norte en otoño (Fig. 16d). Por otro lado, y a excepción de 15°S–20°S en el invierno (Fig. 16h), la ordenada al origen es positiva.

La evaluación de las discrepancias entre las variables de tropopausa LRT* y el valor real de la LRT asociado usando la relación lineal de arriba se efectuó a través del error cuadrático medio (ECM). La Figura 16 muestra también los valores estacionales de ECM para presión. Al comparar los paneles de la Figura 7 con los correspondientes de ECM en la Figura 16 puede observarse que ECM se comporta de manera análoga al desvío estándar de $P_{LRTM} - P_{LRT}$ por cuanto el máximo puede asociarse en ambos casos a la migración del STJ. Las Figuras 17a) y 17b) muestran el diagrama de dispersión de P_{LRT} versus P_{LRTM} para las bandas de latitud de 35°S–40°S y de 5°N–0°, respectivamente, en verano. La primera de las bandas es la que, de acuerdo a la Figura 16, tiene el mayor valor de ECM mientras que la segunda presenta el mínimo valor. Para las mismas bandas de latitud las Figuras 17c) y 17d) muestran el diagrama de dispersión de P_{LRT} versus P_{LRT*} . Puede observarse para ambas bandas que con la recta de regresión se reduce la distancia de P_{LRT*} a P_{LRT} cuando se compara con la distancia original de P_{LRTM} a P_{LRT} .

Al igual que con la presión, en el caso de la altura (Fig. 18) una pendiente mayor a la unidad ocurre simultáneamente con un valor negativo de la ordenada al origen sólo en la banda 15°S–20°S en invierno (Figs. 18g and 18h). Por otro lado, las bandas latitudinales con máximos ECM (Figs. 18c, 18f, 18i and 18l) se encuentran en consonancia con la migración del STJ. Al igual que con la presión, las mayores desviaciones entre Z_{LRTM} y Z_{LRT} se asocian a mayores ECM, con lo cual un incremento local en la variabilidad de $Z_{LRTM} - Z_{LRT}$ puede nuevamente conectarse con la presencia de LRT múltiples asociadas al STJ de acuerdo a lo descrito en la interpretación de la Figura 9.

Para temperatura (Fig. 19) el menor valor de α tiene lugar durante la primavera para la banda de 5°S–10°S y está asociado al valor más negativo de β (Figs. 19j and 19k). Por otra parte, el máximo valor de ECM tiene lugar en el verano para 30°S–35°S (Fig. 19c), y el máximo ECM estacional también acompaña, al igual que en las otras dos variables, al desplazamiento latitudinal del STJ.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este trabajo se presentan las diferencias entre la LRTM y la LRT en 59 estaciones aerológicas de Sudamérica. Ambas tropopausas se obtuvieron a partir de perfiles verticales de temperatura que tienen origen en la misma base de datos de radiosondeos. La novedad del presente estudio radica en que, a nuestro mejor saber y entender, es el primero de su tipo efectuado en la región. La LRT fue calculada utilizando niveles significativos, y para el caso de ETM se consideró la tropopausa más baja. Por otra parte, se usaron los niveles estándar para estimar la posición de una única LRTM. La base de datos que se construyó para llevar a cabo el estudio puede utilizarse para otras investigaciones a futuro relacionadas con la tropopausa en la región. Como ejemplo, por medio de distintos índices de estabilidad (K, Lifted, Showalter, Totals Totals (Petty, 2008a)) y otros parámetros relacionados que miden la estabilidad local de la atmósfera (nivel de libre convección, CAPE (Petty, 2008a)), todos ellos definidos de manera colectiva como parámetros de estabilidad atmosférica (PEA) y obtenibles de cada radiosondeo individual, la estructura dinámica y termodinámica de la troposfera en la vertical puede asociarse con la posición de las diferentes tropopausas.

Este estudio sólo incluye aquellos eventos individuales para los cuales existió simultaneidad en la detección de la LRT y la LRTM. La falta de simultaneidad no fue cuantificada. Las comparaciones entre la LRTM y la LRT se llevaron a cabo de manera estacional y los resultados fueron condensados en bandas latitudinales de 5° de ancho. En términos de la presión la LRTM se posiciona en promedio por debajo de la LRT al norte de una latitud que depende de la época del año y que alcanza su posición más boreal (austral) en 20°S (30°S) en invierno (verano) (Fig. 4), siguiendo la migración latitudinal del STJ. Un cambio de signo, esto es, la LRTM por encima de la LRT en promedio, ocurre al sur de esta latitud. Este cambio de signo ocurre dentro de una banda de latitud de unos 20° de ancho, con la máxima separación entre la LRTM y la LRT ubicada en el centro de esta banda. La LRTM nuevamente se ubica por debajo de la LRT más al sur de este rango de latitudes, fenómeno que tiene lugar en todas las épocas del año a excepción de la primavera. De manera general ambas tropopausas son en promedio estadísticamente distinguibles en el sentido de que no pueden ser intercambiadas. Además, las mayores variabilidades de la diferencia entre la LRTM y la LRT se encontraron en la región de influencia del STJ, alcanzando su máximo valor estacional en la banda donde la LRTM se encuentra por encima de la LRT y en su máxima separación promedio (Figs. 4 y 7). El máximo absoluto de la variabilidad ocurre en el verano. Las altas variabilidades que siguen a la migración latitudinal del STJ son un resultado esperado. Resultados similares se encontraron para el subcontinente indio por cuanto la mayor variabilidad de la diferencia ocurre al norte de la región en el invierno local (Yuchechechen y Canziani, 2017) en consonancia con el STJ ubicado en su posición más boreal (Archer y Caldeira, 2008; Yanai y Wu, 2006). A este respecto, si la posición del STJ se puede utilizar como proxy para determinar el ensanchamiento de la región tropical (Maher *et al.*, 2020) entonces el análisis de tendencias llevado

a cabo sobre los máximos valores de variabilidad para la separación entre la LRTM y la LRT a escala estacional o anual podrían arrojar resultados sobre el avance de los trópicos desde un punto de vista completamente diferente al tratado hasta el momento en la literatura. En cuanto a la altura (Figs. 5 y 10) y la temperatura (Figs. 6 y 11), estas variables se comportan aproximadamente en correspondencia con la presión.

Algunos factores que podrían dar lugar a mayores discrepancias entre la LRTM y la LRT, como el número de niveles estándar y significativos o el sharpness fueron investigados, pero podría en un futuro ensayarse con la inclusión de parámetros complementarios con el fin de establecer relaciones adicionales. Por ejemplo, dada la manera en la que se calcularon en el presente estudio las diferencias LRTM/LRT se incluyeron diversos estados de la atmósfera. Más específicamente, fases positivas, neutras y negativas de diversos índices de circulación general (ICG) (ej., el índice de Oscilación del Sur (Ropelewski y Jones, 1987), la Oscilación de Madden-Julian (Zhang, 2005) y la Oscilación Decádica del Pacífico (Mantua *et al.*, 1997) en la troposfera, o la Oscilación Cuasi-Bienal que domina la variabilidad de la estratósfera tropical (Baldwin *et al.*, 2001)) fueron incluidas sin hacer distinción de eventos o períodos particulares. El desagregado de tales fases puede también resultar interesante con vistas a establecer si la diferencia LRTM/LRT tiene dependencia con ellas. A diferencia de los ICG que tienen en cuenta aspectos regionales o globales, los PEA caracterizan a los perfiles verticales de temperatura de manera individual. Al igual que con los ICG no se consideraron valores límite particulares de los PEA y la amplia gama de valores asociados a cada sondeo individual está implícitamente incorporada en los cálculos. Es por ello que también podrían vincularse las discrepancias LRTM/LRT con varios valores límite de los PEA y así refinar con una perspectiva local los estudios propuestos con los ICG.

Dado que ambas tropopausas son estadísticamente distinguibles se calcularon los valores de correlación de Spearman ρ para establecer si es posible obtener la variable de una de las tropopausas utilizando a la misma variable de la otra tropopausa como predictor. Todos los valores de ρ resultaron ser positivos por lo que, para la misma variable, ambas tropopausas se relacionan por medio de una función monótona creciente, aunque desconocida. La implementación de una regresión lineal utilizando una variable de la LRTM como predictor para estimar la misma variable de la LRT resultó en los parámetros de regresión (pendiente y ordenada al origen) presentados en las Figuras 16, 18 y 19 para presión, altura y temperatura, respectivamente. Ellos permiten el cálculo de las variables de la LRT a partir de las correspondientes de la LRTM en las 59 estaciones aerológicas incluidas en este estudio. Estrictamente hablando, estos coeficientes específicos de cada banda de latitud son útiles para la base de datos de radiosondeos de la cual fueron obtenidos y su uso no debiera extenderse a otras fuentes de datos sin efectuar los chequeos previos. Más allá de ello, se seleccionó una función lineal por su simplicidad, pero escoger funciones más elaboradas puede reducir los ECM en algunas áreas, aunque la inclusión de múltiples tropopausas impone una restricción a tal minimización, especialmente en aquellas regiones donde hay una variabilidad

intrínseca debido a la baroclinicidad. Por otro lado, el trabajo se centró en establecer la relación funcional entre la misma variable, pero el análisis puede extenderse con el cálculo de correlaciones cruzadas, esto es, relacionar una variable de la LRT con otra variable diferente de la LRTM. A diferencia de utilizar pares de variables simultáneos también pueden efectuarse estudios que consideren series desfasadas en el tiempo. Todos estos tópicos son materia de investigación futura. Las tropopausas LRTM y LRT fueron calculadas desde dos bases de datos consistidas internamente que tienen el mismo origen común en los radiosondeos. El grado de coincidencia entre ambas tropopausas con origen en la misma fuente de información fue evaluado. Una aplicación directa de los resultados presentados es particularmente útil en los casos de las estaciones aerológicas incluidas que de manera rutinaria informan niveles significativos pero que pueden reportar sólo niveles estándar en alguna situación excepcional. En estos casos las LRTs pueden obtenerse fácilmente con las LRTMs haciendo uso de los coeficientes provistos. Con una validación apropiada estos mismos coeficientes pueden también utilizarse en otros puntos ubicados en Sudamérica y los océanos adyacentes para los cuales no existen observaciones de radiosondeos pero sí hay disponibilidad de niveles de presión fijos como resultado de simulaciones numéricas provistas en puntos de grilla a escala global (ej., reanálisis). Estos datos pueden usarse en reemplazo de los radiosondeos para obtener la LRTM y luego la LRT, siempre y cuando estos puntos no se encuentren muy alejados de la región que fue analizada aquí de modo tal de no invalidar su uso por la distancia. Asimismo, la metodología aquí aplicada puede extenderse a otras regiones del planeta.

APÉNDICE A

La Tabla A1 muestra las 66 estaciones aerológicas que fueron seleccionadas para este estudio. Se incluye la ubicación de cada una de ellas (latitud y longitud) junto con el lapso de tiempo representado. Para las celdas adjuntas que tienen su identificador WMO marcado con un asterisco las series de tiempo asociadas fueron combinadas. Adicionalmente, las series de tiempo de las estaciones 80398 y 82411 también fueron combinadas debido a su proximidad. La Tabla A2 presenta los porcentajes de datos rechazados en las localidades de la Tabla A1 luego de haber aplicado el proceso de selección estadístico descrito en la sección Datos y Metodología.

APÉNDICE B – CÁLCULO DE TROPOPAUSAS TÉRMICAS A PARTIR DE NIVELES ESTÁNDAR

El método de cálculo para la LRTM radica en una combinación de los presentados en Zängl y Hoinka (2001) y Reichler *et al.* (2003). Se basa en que la LRT está definida con condiciones sobre el gradiente vertical de temperatura $\gamma = \partial T / \partial z$, siendo T y z la temperatura y la coordenada vertical, respectivamente. Introduciendo la variación de T con la presión P puede escribirse $\gamma = (\partial T / \partial P)(\partial P / \partial z)$. Asumiendo equilibrio hidrostático resulta $\gamma = -\rho g(\partial T / \partial P)$, siendo ρ y g la

densidad del aire seco y la aceleración de la gravedad, respectivamente. La ecuación de gas ideal $PV = nRT$, con n el número de moles y $R = 8.314 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$, permite reemplazar ρ en γ como se describe. Multiplicando la ecuación de gas ideal a ambos lados por la masa M resulta en $P = \rho nRT/M$ ($\rho = M/V$ por definición). Considerando que el aire seco es una mezcla de gases, M se calcula utilizando la i -ésima masa molar m_i pesada por su fracción molar n_i/n . Es decir, $M/n = \sum_i n_i m_i / \sum_i n_i = \bar{m}_d$ es el valor más representativo para la masa molar del aire seco. Reemplazando este resultado en la última expresión para la ecuación de gas ideal resulta $P = \rho R_d T$, con $R_d = R/\bar{m}_d = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ si sólo se consideran como constituyentes del aire seco al nitrógeno, al oxígeno, al dióxido de carbono y al argón (Petty, 2008b). Al introducir P^κ (siendo $\kappa = R_d/C_p$ el parámetro que aparece en la definición de la temperatura potencial $\theta \propto TP^{-\kappa}$, con C_p el calor específico del aire seco a presión constante) en la última expresión para γ queda $\gamma = -\rho g(\partial T/\partial P^\kappa)(\partial P^\kappa/\partial P)$ y reemplazando ρ de la ecuación de gas ideal se obtiene $\gamma = -(g/C_p)(P^\kappa/T)(\partial T/\partial P^\kappa)$. De este modo, γ es proporcional al gradiente adiabático seco $\gamma_d = -g/C_p$. En vista de que tres de los gases constituyentes del aire seco son diatómicos podemos poner $C_p = 3.5R_d$, con lo cual $\gamma_d = -9.8 \text{ K km}^{-1}$ y $\kappa = 0.286$. La expresión de γ se utiliza para determinar la posición z_{LRTM} para luego encontrar P_{LRTM} y T_{LRTM} .

El algoritmo que encuentra la tropopausa toma la información disponible de N niveles estándar. Para ello, se crean $N - 1$ niveles intermedios de tal manera que el número total de niveles a utilizar es $2N - 1$. Los índices pares corresponden a los niveles intermedios sobre los cuales se evaluará γ , mientras que los impares corresponden a los niveles estándar originales. La altura en cada nivel intermedio se estima como el valor medio de los dos niveles contiguos, esto es $z_{2i} = (z_{2i+1} + z_{2i-1})/2$ para $1 \leq i \leq N - 1$. T y P^κ en cada nivel intermedio se calculan de la misma manera. La derivada $\partial T/\partial P^\kappa$ se computa por medio de diferencias finitas, es decir $(\partial T/\partial P^\kappa)_{2i} = (T_{2i+1} - T_{2i-1})/(P_{2i+1}^\kappa - P_{2i-1}^\kappa)$. Así, γ en cada nivel intermedio se calcula como sigue

$$\gamma_{2i} = \frac{T_{2i+1} - T_{2i-1}}{P_{2i+1}^\kappa - P_{2i-1}^\kappa} \frac{P_{2i+1}^\kappa + P_{2i-1}^\kappa}{T_{2i+1} + T_{2i-1}} \gamma_d \quad (\text{B1})$$

En consonancia con la definición de la LRT (WMO, 1957, p. 134) la existencia de un índice particular j para el cual dos niveles intermedios contiguos $2j$ y $2j + 2$ satisfacen las condiciones $\gamma_{2j} \leq \gamma_C$ y $\gamma_{2j+2} > \gamma_C$, con $\gamma_C = -2 \text{ K km}^{-1}$, marca la ubicación potencial de la LRTM entre estos dos niveles. Asumiendo una variación lineal de γ con la altura, z_{LRTM} se obtiene por interpolación usando los valores de altura y gradiente de temperatura en los dos niveles intermedios mencionados

$$z_{LRTM} = z_{2j} + \frac{\gamma_C - \gamma_{2j}}{\gamma_{2j+2} - \gamma_{2j}} (z_{2j+2} - z_{2j}) \quad (\text{B2})$$

Dado que la LRTM se ubica entre dos niveles estándar su presión P_{LRTM} se calcula en términos de las presiones de estos dos niveles. Se asume que z es proporcional a $\ln P$. Si $z_{LRTM} > z_{2j+1}$ los valores de P_{LRTM} y z_{LRTM} pueden relacionarse por la expresión $(z_{LRTM} - z_{2j+1}) / (z_{2j+3} - z_{2j+1}) = \ln(P_{LRTM}/P_{2j+1}) / \ln(P_{2j+3}/P_{2j+1})$, donde tanto el numerador como el denominador en la fracción de la derecha de la igualdad son negativos. De manera similar, si $z_{LRTM} < z_{2j+1}$ se tiene $(z_{LRTM} - z_{2j+1}) / (z_{2j-1} - z_{2j+1}) = \ln(P_{LRTM}/P_{2j+1}) / \ln(P_{2j-1}/P_{2j+1})$, y en este caso el numerador y el denominador de la fracción a la derecha de la igualdad son positivos. Combinando ambas expresiones se tiene

$$P_{LRTM} = \begin{cases} P_{2j+1} \exp[\ln(P_{2j+3}/P_{2j+1}) (z_{LRTM} - z_{2j+1}) / (z_{2j+3} - z_{2j+1})] & z_{LRTM} > z_{2j+1} \\ P_{2j+1} \exp[\ln(P_{2j+1}/P_{2j-1}) (z_{LRTM} - z_{2j+1}) / (z_{2j+1} - z_{2j-1})] & z_{LRTM} < z_{2j+1} \end{cases} \quad (B3)$$

En línea con el cálculo de la LRT, tropopausas LRTM para las cuales $P_{LRTM} > 500$ hPa son descartados. En cuanto a T_{LRTM} , se estima por extrapolación asumiendo una variación lineal de la temperatura con la altura. Entonces, $T_{LRTM} = T_{2j+1} + \gamma_{2j}(z_{LRTM} - z_{2j+1})$ si $z_{LRTM} > z_{2j+1}$. Se usa el valor de γ en el nivel intermedio $2j$ debido a que $T_{LRTM} < T_{2j+1}$. De manera similar, $T_{LRTM} = T_{2j+1} + \gamma_{2j+2}(z_{LRTM} - z_{2j+1})$ si $z_{LRTM} < z_{2j+1}$. Con el fin de establecer si la LRTM está de acuerdo con la definición de la WMO se verifica si la condición $(T_{2j+1} - T_{LRTM}) / (z_{2j+1} - z_{LRTM}) > \gamma_c$ se mantiene en los niveles estándar por encima de z_{LRTM} por al menos 2 km.

Agradecimientos: Los autores agradecen los comentarios de dos revisores anónimos. Este trabajo fue financiado en conjunto por la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Tecnológica Nacional (UTN) y la Facultad Regional Buenos Aires UTN a través de los proyectos PID MSUTNBA0004570 y MSUTNBA0006539.

REFERENCIAS

- American Meteorological Society, 2014. Glossary of Meteorology: Mandatory level. 9 September. Disponible online: https://glossary.ametsoc.org/wiki/Mandatory_level.
- Añel, J.A., J.C. Antuña, L. de la Torre, J.M. Castanheira, L. Gimeno, 2008. Climatological features of global multiple tropopause events. *J. Geophys. Res.*, 113: D00B08.
- Archer, C., K. Caldeira, 2008. Historical trends in the jet streams. *Geophys. Res. Lett.*, 35 (8): L08803.
- Baldwin, M.P., L.J. Gray, T.J. Dunkerton, K. Hamilton, P.H. Haynes, W.J. Randel, J.R. Holton, M.J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D.B.A. Jones, J.S. Kinnnersley, C. Marquardt, K. Sato, M. Takahashi, 2001. The Quasi-Biennial Oscillation. *Rev. Geophys.*, 39 (2): 179–229.

-
- Berrisford, P., B.J. Hoskins, E. Tyrlis, 2007. Blocking and Rossby Wave Breaking on Dynamical Tropopause in the Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, 64 (8): 2881–2898.
- Bischoff, S.A., P.O. Canziani, A.E. Yuchechechen, 2007. The tropopause at southern extratropical latitudes: Argentine operational rawinsonde climatology. *Int. J. Climatol.*, 27 (2): 189–209.
- Bluestein, H.B., 1993a. Fronts and Jets. En: *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes, Volume II*. Oxford University Press, New York. 238–425.
- Bluestein, H.B., 1993b. The Behavior of Synoptic-Scale, Extratropical Systems, in: *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes, Volume II*, Oxford University Press, New York, pp. 3–237.
- Campetella, C.M., N.E. Possia, 2007. Upper-level cut-off lows in southern South America. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 96 (1-2): 181–191.
- Canziani, P.O., W.E. Legnani, 2003. Tropospheric–stratospheric coupling: Extratropical synoptic systems in the lower stratosphere. *Q. J. R. Meteorolog. Soc.*, 129: 2315–2329.
- Carlson, T.N., 1998. Upper-tropospheric fronts and jet streaks. En: *Mid-Latitude Weather Systems*. American Meteorological Society, Boston. 404–447.
- Dabbert, W.F.; Shellhorn, R.; Cole, H.; Paukkunen, A.; Hörhammer, J.; Antikainen, V., 2003. Radiosondes, in: Holton, J.R., Curry, J.A., Pyle, J.A. (Eds.), *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, Academic Press, London, Volume 5, pp. 1900–1913.
- Dameris, M., 2003. Tropopause. En: *Encyclopedia of Atmospheric Sciences, Volume 6*. Holton, J.R., Curry, J.A., Pyle, J.A. (Eds). Academic Press, London. 2345–2348.
- Davis, N.A., T. Birner, 2013. Seasonal to multidecadal variability of the width of the tropical belt. *J. Geophys. Res. D: Atmos.*, 118: 7773–7787.
- Dessler, A.E., M.R. Schoeberl, T. Wang, S.M. Davis, K.H. Rosenlof, 2013. Stratospheric water vapor feedback. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 110 (45): 18087–18091.
- Garreaud, R.D., R.C. Muñoz, 2005: The Low-Level Jet off the West Coast of Subtropical South America: Structure and Variability. *Mon. Weather Rev.*, 133: 2246–2261.
- Goering, M.A., W.A. Gallus Jr., M.A. Olsen, J.L. Stanford, 2001. Role of stratospheric air in a severe weather event: Analysis of potential vorticity and total ozone. *J. Geophys. Res.*, 106 (D11): 11813–11823.
- Haynes, P., E. Shuckburgh, 2000. Effective diffusivity as a diagnostic of atmospheric transport 2. Troposphere and lower stratosphere. *J. Geophys. Res. Atmos.*, D18: 22795–22810.
- Hoel, P.G., 1984. Some Particular Probability Distributions. En: *Introduction to Mathematical Statistics*, fifth ed. Wiley, LaVergne. 53–101.
- Hoskins, B.J., K.I. Hodges, 2005. A New Perspective on Southern Hemisphere Storm Tracks. *J. Clim.*, 18 (20): 4108–4129.
- Hoskins, B.J., M.E. McIntyre, A.W. Robertson, 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Q. J. R. Meteorolog. Soc.*, 111 (470): 877–946.

-
- Houghton, J., 2002. The general circulation. En: *The Physics of Atmospheres*, third ed. Cambridge University Press, New York. 145–172.
- Hurrell, J.W., H. van Loon, D.J. Shea, 1998. The Mean State of the Troposphere. En: *Meteorology of the Southern Hemisphere*. Karoly, D.J., Vincent, D.G. (Eds). American Meteorological Society, Boston. 1–46.
- Jing, P., S. Banerjee, 2018. Rossby Wave Breaking and Isentropic Stratosphere-Troposphere Exchange During 1981–2015 in the Northern Hemisphere. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 123 (17): 9011–9025.
- Keyser, D., M.A. Shapiro, 1986. A Review of the Structure and Dynamics of Upper-Level Frontal Zones. *Mon. Wea. Rev.*, 114 (2): 452–499.
- Kunz, A., P. Konopka, R. Müller, L.L. Pan, 2011. Dynamical tropopause based on isentropic potential vorticity gradients. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 116 (1): 1–13.
- Lakkis, S.G., P.O. Canziani, J.O. Rodriguez, A.E. Yuchechen, A. O'Neill, K.H. Albers, K. Hodges, 2021. Early 21st Century cyclone climatology: a 3D perspective. Basic Characterization. *Int. J. Climatol.*, 41 (7): 4019–4046.
- Lamarque, J.F., P. Hess, 2003. Stratosphere–Troposphere Exchange: Local Processes. En: *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, Volume 5. Holton, J.R., Curry, J.A., Pyle, J.A. (Eds). Academic Press, London. 2143–2150.
- Lamarque, J.-F., A.O. Langford, M.H. Proffitt, 1996. Cross-tropopause mixing of ozone through gravity wave breaking: Observation and modeling. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 101 (D17): 22969–22976.
- Maher, P., M.E. Kelleher, P.G. Sansom, J. Methven, 2020. Is the subtropical jet shifting polewards? *Clim. Dyn.*, 54 (3–4): 1741–1759.
- Manney, G.L., M.I. Hegglin, W.H. Daffer, M.L. Santee, E.A. Ray, S. Pawson, M.J. Schwartz, C.D. Boone, L. Froidevaux, N.J. Livesey, W.G. Read, K.A. Walker, 2011. Jet characterization in the upper troposphere/lower stratosphere (UTLS): application to climatology and transport studies. *Atmos. Chem. Phys.*, 11 (12): 6115–6137.
- Manney, G.L., M.I. Hegglin, W.H. Daffer, M.J. Schwartz, M.L. Santee, S. Pawson, 2014. Climatology of Upper Tropospheric–Lower Stratospheric (UTLS) Jets and Tropopauses. *J. Clim.*, 27 (9): 3248–3271.
- Mantua, N.J., S.R. Hare, Y. Zhang, J.M. Wallace, R.C. Francis, 1997. A Pacific Interdecadal Oscillation with Impacts on Salmon Production. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 78 (6): 1069–1079.
- Martius, O., C. Schwierz, H.C. Davies, 2010. Tropopause-Level Waveguides. *J. Atmos. Sci.*, 67 (3): 866–879.
- Mehta, S.K.; Ratnam, M.V.; Murthy, B.V.K., 2011. Multiple tropopauses in the tropics: A cold point approach. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 116 (20): 1–10.

-
- Myers, V.A., 1964. A cold front invasion of southern Venezuela. *Mon. Weather Rev.*, 92 (11): 513–521.
- Nathan, T.R., D. Hodyss, 2010. Troposphere–stratosphere communication through local vertical waveguides. *Q. J. R. Meteorolog. Soc.*, 136: 12–19.
- Oolman, L.D., 2020. Department of Atmospheric Science, University of Wyoming, Laramie, WY, USA. Comunicación personal.
- Parmenter, F.C., 1976. A Southern Hemisphere cold front passage at the Equator. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 57 (12): 1435–1440.
- Petty, G.W., 2008a. Atmospheric Stability. En: *A First Course in Atmospheric Thermodynamics*. Sundog Publishing, Madison. 239–278.
- Petty, G.W., 2008b. Physical Properties of Air. En: *A First Course in Atmospheric Thermodynamics*. Sundog Publishing, Madison. 61–82.
- Pierrehumbert, R.T., K.L. Swanson, 1995. Baroclinic Instability. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 27: 419–467.
- Plougonven, R., C. Snyder, 2005. Gravity waves excited by jets: propagation versus generation. *Geophys. Res. Lett.*, 32 (18): 1–4.
- Plougonven, R., C. Snyder, 2007. Inertia–Gravity Waves Spontaneously Generated by Jets and Fronts. Part I: Different Baroclinic Life Cycles. *J. Atmos. Sci.*, 64 (7): 2502–2520.
- Postel, G.A., M.H. Hitchman, 2001. A Case Study of Rossby Wave Breaking along the Subtropical Tropopause. *Mon. Weather Rev.*, 129 (10): 2555–2569.
- Poulida, O., R.R. Dickerson, A. Heymsfield, 1996. Stratosphere-troposphere exchange in a midlatitude mesoscale convective complex. 1. Observations. *J. Geophys. Res.*, 101 (D3): 6823.
- Price, J.D., G. Vaughan, 1993. The potential for stratosphere–troposphere exchange in cut-off-low systems. *Q. J. R. Meteorolog. Soc.*, 119 (510): 343–365.
- Randel, W.J., D.J. Seidel, L.L. Pan, 2007. Observational characteristics of double tropopauses. *J. Geophys. Res.*, 112 (7), 1–13.
- Reichler, T.; Dameris, M.; Sausen, R., 2003. Determining the tropopause height from gridded data. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (20): 2042.
- Reiter, E., 1969. Tropospheric Circulation and Jet Streams. En: *World Survey of Climatology*, Volume 4. Landsberg, H.E. (Ed). Elsevier, Amsterdam. 85–203.
- Ropelewski, C.F., P.D. Jones, 1987. An Extension of the Tahiti–Darwin Southern Oscillation Index. *Mon. Weather Rev.*, 115 (9): 2161–2165.
- Saarikivi, P., T. Puhakka, 1990. The structure and evolution of a wintertime occluded front. *Tellus Ser. A.*, 42A: 122–139.
- Santer, B.D., R. Sausen, T.M.L. Wigley, J.S. Boyle, K. AchutaRao, C. Doutriaux, J.E. Hansen, G.E. Meehl, E. Roeckner, R. Ruedy, G. Schmidt, K.E. Taylor, 2003. Behavior of tropopause height and

atmospheric temperature in models, reanalyses, and observations: Decadal changes. *J. Geophys. Res.*, 108 (D1): 4002.

Satyamurty, P., C.A. Nobre, 1998. Meteorology of the Tropics: South America. En: *Meteorology of the Southern Hemisphere*. Karoly, D.J., Vincent, D.G. (Eds). American Meteorological Society, Boston. 119–139.

Sausen, R., B.D. Santer, 2003. Use of changes in tropopause height to detect human influences on climate. *Meteorol. Z.*, 12 (3): 131–136.

Schmidt, T., G. Beyerle, S. Heise, J. Wickert, M. Rotacher, 2006. A climatology of multiple tropopauses derived from GPS radio occultations with CHSMP and SAC-C. *Geophys. Res. Lett.*, 33 (4): 1–4.

Shapiro, M.A., D. Keyser, 1990. Fronts, Jet Streams and the Tropopause. En: *Extratropical Cyclones*. Newton, C.W., Holopainen, E.O. (Eds). American Meteorological Society, Boston. 167–191.

Smith, R.B., B.K. Woods, J. Jensen, W.A. Cooper, J.D. Doyle, Q. Jian, 2008. Mountain Waves Entering the Stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, 65 (8): 2543–2562.

Soden, B.J., R. Fu, 1995. A Satellite Analysis of Deep Convection, Upper-Tropospheric Humidity, and the greenhouse Effect. *J. Clim.*, 8: 2333–2351.

Spaete, P., D. Johnson, T. Schaack, 1994. Stratospheric–Tropospheric Mass Exchange during the President’s Day Storm. *Mon. Weather Rev.*, 122 (3): 424–439.

Tang, C., X. Li, J. Li, C. Dai, L. Deng, H. Wei, 2017. Distribution and trends of the cold-point tropopause over China from 1979 to 2014 based on radiosonde dataset. *Atmos. Res.*, 193: 1–9.

Tremblay, J., R. Servranckx, 1993. Beryllium-7 as a tracer of stratospheric ozone: A case study. *J. Radioanal. Nucl. Chem. Art.*, 172 (1): 49–56.

Vallis, G.K., 2006. Zonally Averaged Mid-latitude Atmospheric Circulation. En: *Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics—Fundamentals and Large-Scale Circulation*. Cambridge University Press, Cambridge. 485–540.

Velasco, I., J. Fritsch, 1987. Mesoscale Convective Complexes in the Americas. *J. Geophys. Res.*, 92 (D8): 9591–9613.

Vera, C., J. Baez, M. Douglas, C.B. Emmanuel, J. Marengo, J. Meitin, M. Nicolini, J. Noguez-Paegle, J. Paegle, O. Penalba, P. Salio, C. Saulo, M.A. Silva Dias, P. Silva Dias, E. Zipser, 2006. The South American Low-Level Jet Experiment. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 87 (1): 63–78.

Wandishin, M.S., J.W. Nielsen-Gammon, D. Keyser, 2000. A Potential Vorticity Diagnostic Approach to Upper-Level Frontogenesis within a Developing Baroclinic Wave. *J. Atmos. Sci.*, 57 (24): 3918–3938.

Wilcox, L.J., B.J. Hoskins, K.P. Shine, 2012. A global blended tropopause based on ERA data. Part II: Trends and tropical broadening. *Q. J. R. Meteorolog. Soc.*, 138: 576–584.

-
- Wilks, D.S., 2006a. Empirical Distributions and Exploratory Data Analysis. En: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, second ed. Dmowska, R., Hartmann, D., Rossby, H.T. (Eds). Academic Press, Burlington. 23–70.
- Wilks, D.S., 2006b. Hypothesis Testing. En: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, second ed. Dmowska, R., Hartmann, D., Rossby, H.T. (Eds). Academic Press, Burlington. 131–177.
- Wirth, V., 2000. Thermal versus dynamical tropopause in upper-tropospheric balanced flow anomalies. *Q. J. R. Meteorolog. Soc.*, 126: 299–317.
- World Meteorological Organization (WMO), 1992. *International Meteorological Vocabulary*, second ed. Secretariat of the WMO, Geneva. pp. 784.
- World Meteorological Organization (WMO), 1957. *Meteorology — a three-dimensional science*, second session of the Commission for Aerology. En: *WMO Bulletin*, Volume VI, No. 4. Secretariat of the WMO, Geneva. 134–138.
- Yanai, M., G.-X. Wu, 2006. Effects of the Tibetan Plateau. En: *The Asian Monsoon*. Wang B. (Ed). Springer, Chichester. 513–549.
- Yuchechen, A.E., S.A. Bischoff, P.O. Canziani, 2010. Latitudinal height couplings between single tropopause and 500 and 100 hPa within the Southern Hemisphere. *Int. J. Climatol.*, 30: 492–508.
- Yuchechen, A.E., P.O. Canziani, 2017. A comparison between thermal tropopauses derived from mandatory and significant levels for the Indian subcontinent upper-air network. *Atmos. Sci. Lett.*, 18 (5): 207–214.
- Yuchechen, A.E., P.O. Canziani, S.A. Bischoff, 2017. Stratosphere/troposphere joint variability in southern South America as estimated from a principal components analysis. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 129 (3): 247–271.
- Zängl, G, K.P. Hoinka, 2001. The Tropopause in the Polar Regions. *J. Clim.*, 14 (14): 3117-3139.
- Zhang, C., 2005. Madden-Julian Oscillation. *Rev. Geophys.*, 43 (2): RG2003.

Tablas

Identificador WMO	LRT					LRTM
	Detectadas	LRT1	LRT2	LRT3	LRT4	Detectadas
80222	70.77	94.07	5.93	0.00	0.00	73.05
80398	83.01	93.29	6.71	0.00	0.00	82.38
81405	83.74	95.13	4.87	0.00	0.00	83.51
82022	86.18	93.68	6.32	0.00	0.00	85.56
82026	78.13	93.46	6.54	0.00	0.00	91.04
82099	85.86	93.28	6.70	0.02	0.00	87.09
82193	80.84	93.93	6.07	0.00	0.00	80.63
82244	73.85	93.95	6.05	0.00	0.00	93.79
82280	46.36	93.88	6.04	0.08	0.00	53.17
82281	53.92	93.64	6.36	0.00	0.00	76.85
82332	73.60	94.64	5.35	0.01	0.00	73.48
82397	72.14	93.82	6.18	0.00	0.00	73.81
82400	77.64	93.67	6.33	0.00	0.00	79.10
82411	62.63	93.55	6.45	0.00	0.00	87.34
82532	72.08	93.02	6.98	0.00	0.00	89.67
82599	78.88	93.41	6.59	0.00	0.00	80.06
82678	78.49	92.27	7.73	0.00	0.00	79.81
82705	89.87	93.54	6.46	0.00	0.00	89.51
82765	73.41	92.30	7.70	0.00	0.00	75.80
82824	84.71	92.58	7.42	0.00	0.00	85.69
82900	64.43	94.17	5.83	0.00	0.00	67.23
82917	66.42	91.00	9.00	0.00	0.00	85.89
82930	34.89	93.60	6.40	0.00	0.00	37.39
82965	88.93	92.07	7.92	0.01	0.00	87.62
82983	81.65	93.14	6.86	0.00	0.00	83.55
83208	77.72	90.66	9.33	0.01	0.00	76.96
83229	73.27	91.55	8.45	0.00	0.00	75.63
83288	81.82	90.41	9.59	0.00	0.00	83.30
83362	87.95	90.48	9.52	0.00	0.00	86.52
83378	73.93	90.61	9.38	0.01	0.00	73.93
83498	82.05	88.96	11.04	0.00	0.00	82.09
83525	52.19	87.12	12.88	0.00	0.00	93.19
83554	89.28	88.64	11.36	0.00	0.00	91.25
83566	93.06	88.11	11.89	0.00	0.00	92.51
83612	57.18	90.53	9.47	0.00	0.00	58.07
83649	81.61	87.13	12.87	0.00	0.00	94.03

83650	71.17	86.37	13.63	0.00	0.00	76.08
83746	78.85	85.08	14.89	0.03	0.00	79.21
83768	49.13	81.38	18.62	0.00	0.00	94.71
83779	95.02	81.92	18.05	0.03	0.00	93.03
83780	60.08	86.82	13.18	0.00	0.00	61.23
83827	89.96	79.15	20.76	0.09	0.00	87.97
83840	73.12	78.55	21.40	0.05	0.00	73.19
83899	94.64	66.76	33.02	0.22	0.00	94.37
83928	66.79	61.32	38.05	0.63	0.00	91.62
83937	69.31	57.93	41.54	0.51	0.02	93.59
83971	80.79	64.24	35.25	0.51	0.00	83.08
84628	56.38	93.75	6.23	0.02	0.00	60.01
84629	53.45	97.50	2.50	0.00	0.00	50.33
85201	65.73	92.15	7.85	0.00	0.00	72.64
85442	70.14	84.03	15.89	0.09	0.00	78.63
85543	70.32	68.90	30.55	0.55	0.00	80.76
85586	97.18	44.36	53.52	2.13	0.00	96.45
85799	82.91	67.72	31.10	1.18	0.00	93.36
85934	85.12	72.77	25.06	2.15	0.02	92.47
87047	75.55	87.23	12.71	0.06	0.00	68.87
87155	79.49	76.03	23.75	0.22	0.00	73.93
87344	80.99	62.11	36.82	1.07	0.00	78.67
87418	69.34	64.49	34.34	1.17	0.00	71.05
87420	48.80	84.31	15.69	0.00	0.00	22.49
87576	84.93	56.23	42.57	1.19	0.01	88.40
87623	84.55	56.18	42.34	1.49	0.00	79.21
87715	79.72	65.32	33.23	1.44	0.00	82.32
87748	62.39	80.78	18.92	0.30	0.00	63.76
87860	88.46	64.51	33.21	2.26	0.02	90.29
88889	96.65	73.12	25.14	1.71	0.02	89.84
Promedio	75.12					79.67

Tabla 1 – Porcentajes de tropopausas LRT y LRTM para el período completo de análisis (1 enero 1973–31 diciembre 2019) en las 66 estaciones aerológicas seleccionadas. Los valores se calcularon en base a los radiosondeos disponibles. Para LRTs se desglosan los porcentajes en eventos simples (LRT1), dobles (LRT2), triples (LRT3) y cuádruples (LRT4). Se incluyen todas las horas de lanzamiento.

Identificador WMO	Nombre	Coordenadas		Período
		Latitud	Longitud	
80222	Bogotá	4°41'60"N	74°09'00"O	01-Ene-1973/31-Dic-2019
80398*	Leticia	4°33'00"S	69°31'48"O	30-Ago-1985/31-Dic-2019
81405	Cayenne-Rochambeau	4°49'48"N	52°22'12"O	02-Ene-1973/30-Oct-2019
82022	Boa Vista	2°49'48"N	60°42'00"O	29-Dic-1976/31-Dic-2019
82026	Tiriós	2°28'48"N	55°58'48"O	25-Nov-2006/31-Dic-2019
82099	Macapá	0°03'00"N	51°04'12"O	01-Jun-2005/31-Dic-2019
82193	Belém	1°22'48"S	48°28'48"O	05-Ene-1973/31-Dic-2019
82244	Santarém	2°25'48"S	54°43'12"O	01-Dic-2006/31-Dic-2019
82280*	São Luís	2°31'48"S	44°17'60"O	02-Ene-1973/15-Ago-2004
82281*	São Luís	2°35'60"S	44°13'48"O	01-Oct-2004/31-Dic-2019
82332	Manaus	3°09'00"S	59°58'48"O	29-Ene-1973/31-Dic-2019
82397	Fortaleza	3°45'36"S	38°35'60"O	10-Ago-1973/26-Jul-2019
82400	Fernando de Noronha	3°50'60"S	32°24'36"O	16-Jun-1974/08-Nov-2019
82411*	Tabatinga	3°40'12"S	69°40'12"O	27-Abr-1987/31-Dic-2019
82532	Manicoré	5°49'12"S	61°16'48"O	01-Nov-2006/31-Dic-2019
82599	Natal	5°54'36"S	35°15'00"O	27-Ene-1973/15-Dic-2019
82678	Florianópolis	6°45'36"S	43°00'36"O	03-Ene-1973/05-Abr-2019
82705	Cruzeiro do Sul	7°37'12"S	72°40'12"O	25-Sep-2004/29-Dic-2019
82765	Carolina	7°19'48"S	47°27'36"O	02-Ene-1973/31-Dic-2019
82824	Porto Velho	8°45'36"S	63°54'36"O	10-Jun-1982/31-Dic-2019
82900	Recife	8°03'00"S	34°54'36"O	02-Ene-1973/07-Dic-2019
82917	Rio Branco	10°00'00"S	67°48'00"O	03-Oct-2004/31-Dic-2019
82930*	Cachimbo-in-Pará	9°22'12"S	54°54'00"O	07-May-1976/14-Dic-1987
82965*	Alta Floresta	9°51'36"S	56°05'60"O	12-Nov-1988/31-Dic-2019
82983	Petrolina	9°22'48"S	40°28'48"O	07-Feb-1973/31-Dic-2019
83208	Vilhena	12°41'60"S	60°05'60"O	23-Ene-1973/31-Dic-2019
83229	Salvador	13°00'36"S	38°30'36"O	06-Ene-1973/25-Oct-2018
83288	Bom Jesus da Lapa	13°15'36"S	43°24'36"O	29-Ene-1973/31-Ene-2019
83362	Cuiabá	15°38'60"S	56°05'60"O	12-Sep-1992/31-Dic-2019
83378	Brasília	15°51'36"S	47°55'48"O	02-Ene-1973/31-Dic-2019
83498	Caravelas	17°43'48"S	39°15'00"O	14-May-1974/06-Ago-2016
83525	Uberlândia	18°52'12"S	48°13'12"O	07-Oct-2006/31-Dic-2019
83554	Corumbá	19°00'00"S	57°40'12"O	24-May-2002/31-Dic-2019

83566	Belo Horizonte	19°37'12"S	43°34'12"O	01-Ago-1994/31-Dic-2019
83612	Campo Grande	20°27'36"S	54°39'36"O	05-Ene-1973/31-Dic-2019
83649	Vitória	20°16'12"S	40°16'48"O	04-Ene-1977/31-Dic-2019
83650	Trindade	20°30'00"S	29°18'36"O	02-Ene-1973/16-Abr-2019
83746	Rio de Janeiro-Galeão	22°48'36"S	43°15'00"O	01-Ene-1973/31-Dic-2019
83768	Londrina	23°19'48"S	51°07'48"O	04-Ene-1978/31-Dic-2019
83779*	São Paulo-Campo de Marte	23°31'12"S	46°37'48"O	01-Dic-2000/31-Dic-2019
83780*	São Paulo-Congonhas	23°36'36"S	46°39'00"O	02-Ene-1973/26-Oct-2000
83827	Foz do Iguaçu	25°30'36"S	54°34'48"O	27-Oct-1992/31-Dic-2019
83840	Curitiba	25°30'36"S	49°09'36"O	02-Ene-1973/31-Dic-2019
83899	Florianópolis	27°40'12"S	48°32'60"O	30-Jul-1975/31-Dic-2019
83928	Uruguaiana	29°46'48"S	57°01'48"O	26-Ene-1977/31-Dic-2019
83937	Santa María	29°43'12"S	53°42'00"O	01-Jun-2006/31-Dic-2019
83971	Porto Alegre	30°00'00"S	51°10'48"O	03-Ene-1973/31-Dic-2019
84628*	Lima-Callao	12°00'00"S	77°06'36"O	08-Ene-1973/31-Dic-2019
84629*	Lima-Las Palmas	12°09'36"S	77°00'36"O	19-Nov-2008/30-Nov-2011
85201	La Paz	16°30'36"S	68°10'48"O	18-Oct-1973/21-Feb-1996
85442	Antofagasta	23°25'48"S	70°26'60"O	04-Ene-1973/31-Dic-2019
85543*	Valparaíso-Quintero	32°46'48"S	71°30'36"O	10-Ene-1973/04-May-2002
85586*	Valparaíso-Santo Domingo	33°39'00"S	71°36'36"O	24-Ago-1999/31-Dic-2019
85799	Puerto Montt	41°25'48"S	73°05'60"O	24-Ene-1973/31-Dic-2019
85934	Punta Arenas	53°00'00"S	70°50'60"O	22-Jul-1976/31-Dic-2019
87047	Salta	24°51'00"S	65°28'48"O	03-Ene-1973/26-Mar-2014
87155	Resistencia	27°27'00"S	59°02'60"O	02-Ene-1973/31-Dic-2019
87344	Córdoba	31°19'12"S	64°13'12"O	04-Ene-1973/31-Dic-2019
87418*	Mendoza-El Plumerillo	32°49'48"S	68°46'48"O	21-Ene-1976/30-Dic-2019
87420*	Mendoza	32°52'48"S	68°50'60"O	02-Ene-1973/28-Nov-1975
87576	Buenos Aires-Ezeiza	34°48'36"S	58°31'48"O	01-Ene-1973/31-Dic-2019
87623	Santa Rosa	36°33'36"S	64°15'36"O	09-Ene-1973/31-Dic-2019
87715	Neuquén	38°57'00"S	68°07'48"O	01-Ene-1973/31-Dic-2019
87748	Bahía Blanca	38°43'48"S	62°10'12"O	22-Ene-1973/16-Mar-1994
87860	Comodoro Rivadavia	45°46'48"S	67°30'00"O	02-Ene-1973/22-Dic-2019
88889	Mount Pleasant	51°48'36"S	58°27'00"O	27-Mar-1988/31-Dic-2019

Tabla A1 – Estaciones aerológicas utilizadas en este estudio. Se combinaron las series temporales de las estaciones marcadas con un asterisco.

Identificador WMO	Rechazos (%)				Identificador WMO	Rechazos (%)			
	LRT1	LRT2	LRT3	LRTM		LRT1	LRT2	LRT3	LRTM
80222	7.54	20.45	–	4.43	83566	10.45	20.12	–	6.40
80398	10.30	21.58	–	4.21	83612	7.26	18.31	–	4.07
81405	11.18	20.59	–	5.18	83649	11.34	20.06	–	8.19
82022	12.44	19.19	–	8.57	83650	8.32	19.21	–	5.55
82026	12.85	16.41	–	7.23	83746	8.75	18.08	71.43	5.09
82099	11.70	19.09	100.00	6.36	83768	11.87	21.07	–	9.08
82193	8.51	18.12	–	3.07	83779	11.49	20.77	33.33	7.02
82244	13.29	14.23	–	7.78	83780	8.45	18.52	–	4.97
82280	9.78	15.19	100.00	9.53	83827	11.06	20.29	44.44	5.44
82281	12.69	12.62	–	8.05	83840	8.88	19.30	11.11	5.04
82332	7.59	21.23	100.00	3.96	83899	10.31	22.27	4.76	5.78
82397	7.40	23.86	–	4.47	83928	10.30	20.98	19.35	6.07
82400	8.67	22.62	–	5.10	83937	10.45	22.28	25.81	6.02
82411	11.86	11.92	–	7.28	83971	9.57	20.80	17.14	5.76
82532	12.38	14.94	–	7.91	84628	9.20	16.79	100.00	4.30
82599	8.64	21.02	–	4.73	84629	9.40	50.00	–	11.50
82678	7.51	25.12	–	5.42	85201	8.22	21.13	–	5.15
82705	12.15	20.34	–	7.04	85442	9.02	18.01	45.45	5.43
82765	6.26	23.59	–	5.98	85543	11.80	18.69	14.75	6.87
82824	10.48	20.50	–	4.20	85586	11.28	20.40	21.97	7.18
82900	7.17	21.25	–	4.90	85799	12.09	21.48	22.09	7.78
82917	12.48	19.22	–	8.11	85934	11.27	19.96	24.16	6.90
82930	11.67	8.82	–	9.62	87047	8.45	19.28	50.00	6.73
82965	10.96	18.97	100.00	4.12	87155	9.03	18.05	3.57	5.98
82983	8.35	17.34	–	4.09	87344	9.40	22.16	25.93	6.15
83208	8.10	17.58	100.00	3.13	87418	10.41	20.22	25.00	6.11
83229	7.66	19.68	–	4.73	87420	5.81	31.25	–	17.02
83288	8.97	19.26	–	4.81	87576	11.51	21.56	20.43	6.00
83362	10.10	17.79	–	4.18	87623	11.24	20.98	23.66	7.14
83378	7.52	17.67	100.00	2.96	87715	11.78	18.60	13.21	7.43
83498	7.53	17.24	–	4.29	87748	11.50	17.04	57.14	8.77
83525	11.70	17.69	–	8.39	87860	11.75	20.33	26.41	6.90
83554	11.38	19.02	–	6.58	88889	11.81	20.16	21.23	7.47

Tabla A2 – Porcentaje de datos rechazados por el proceso de selección para LRTs y LRTMs. Se incluyen todas las horas de lanzamiento.

Figuras

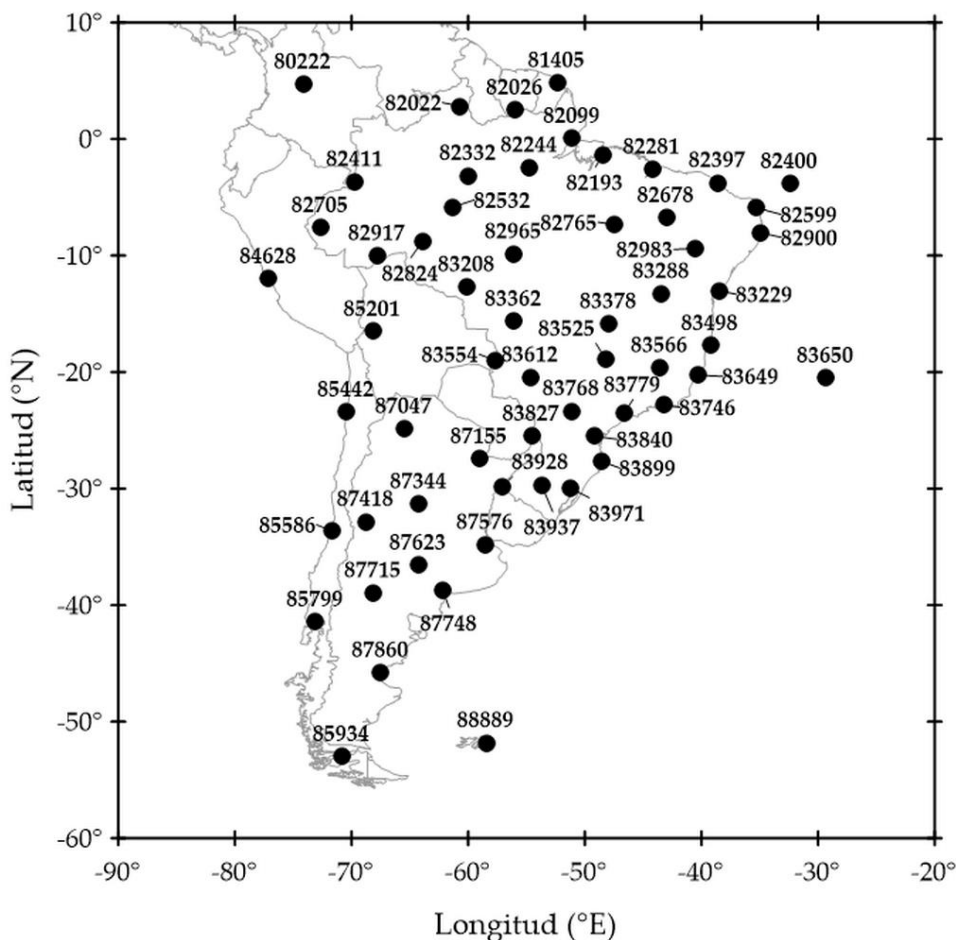


Figura 1 – Estaciones aerológicas usadas en este estudio. Se utilizan los identificadores de la WMO (Tabla A1). Para estaciones con series temporales combinadas se usa el identificador asociado con la serie temporal más reciente o el número más alto.

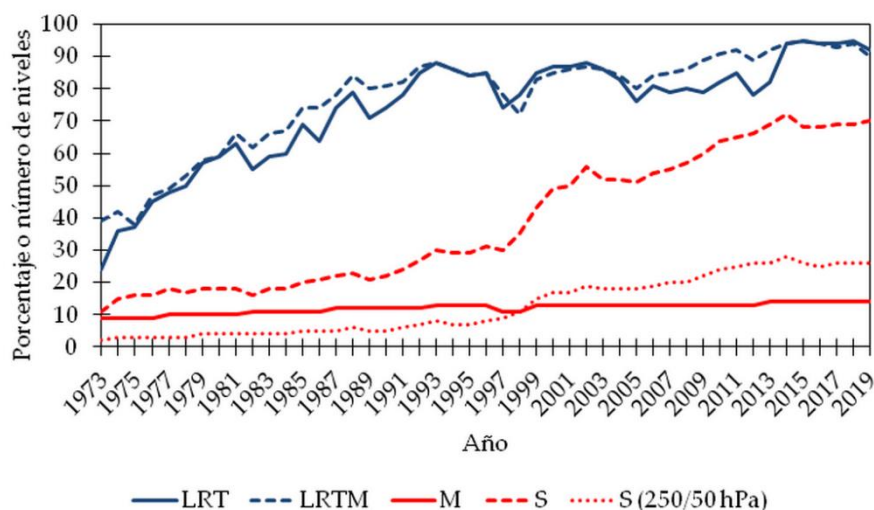


Figura 2 – Porcentajes medios anuales de LRTs y LRTMs detectadas en la red aerológica analizada. También se muestran los valores medios anuales de niveles estándares (M), significativos (S) y significativos entre 250 y 50 hPa.

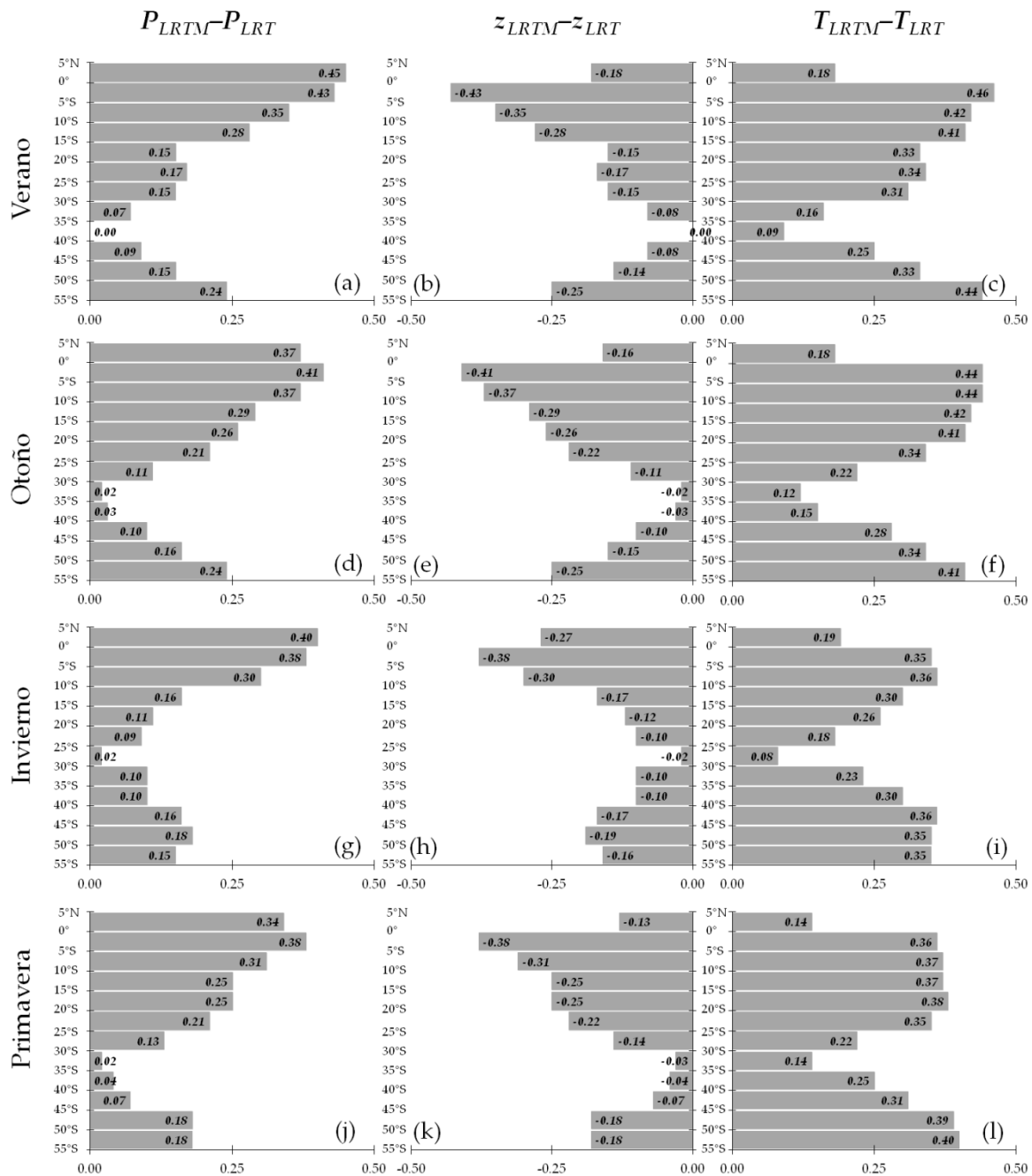


Figura 3 – Coeficientes de correlación de Spearman entre $P_{LRTM} - P_{LRT}$ y el LRT sharpness en bandas latitudinales de ancho 5° para (a) verano, (d) otoño, (g) invierno y (j) primavera; entre $z_{LRTM} - z_{LRT}$ y el LRT sharpness para (b) verano, (e) otoño, (h) invierno y (k) primavera; entre $T_{LRTM} - T_{LRT}$ y el LRT sharpness para (c) verano, (f) otoño, (i) invierno y (l) primavera.

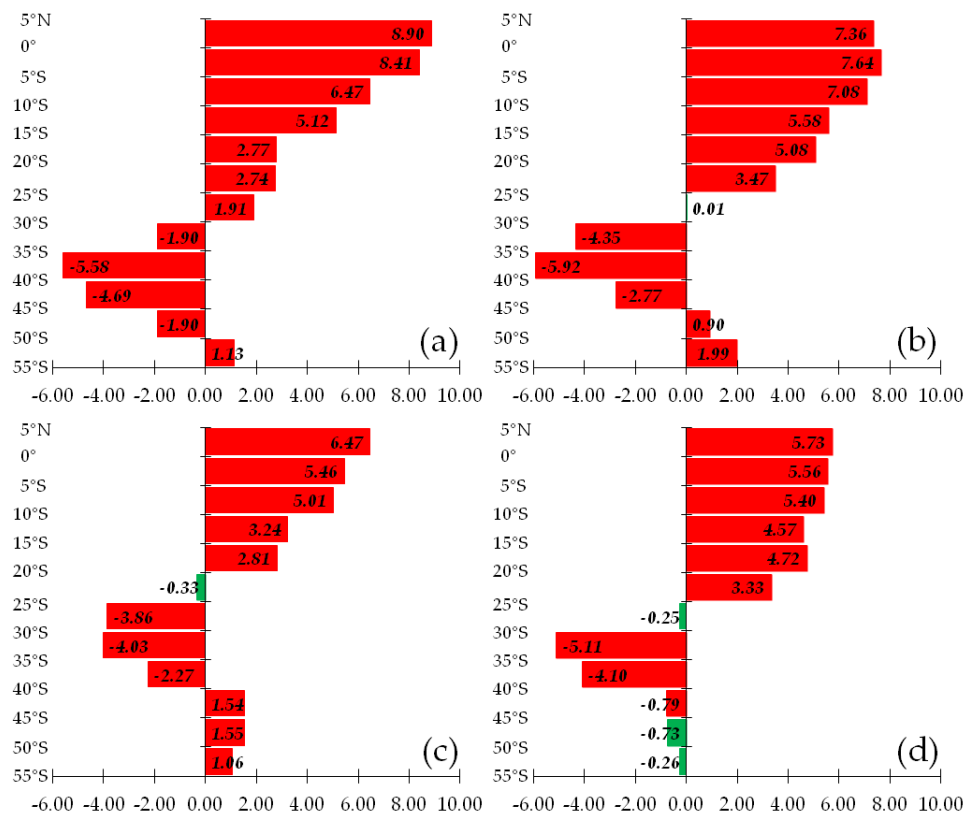


Figura 4 – Promedios estacionales de $P_{LRTM} - P_{LRT}$ (en hPa) sobre bandas de latitud de ancho 5° para (a) verano, (b) otoño, (c) invierno y (d) primavera. Las barras rojas indican que $\overline{P_{LRTM}}$ es estadísticamente diferente de $\overline{P_{LRT}}$ con un nivel de significancia del 95%; las barras verdes indican lo contrario.

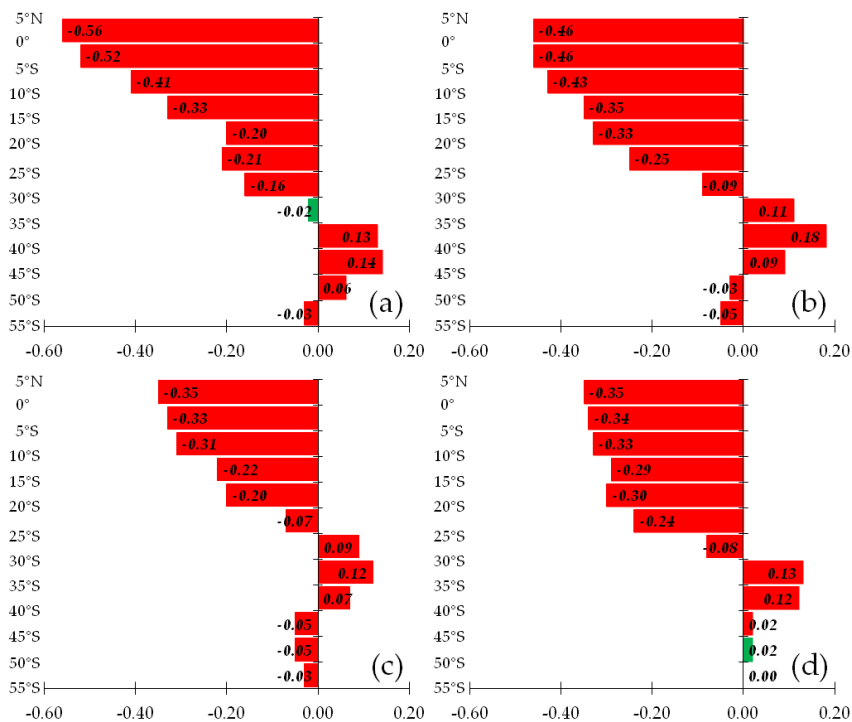


Figura 5 – Ídem a la Figura 4 para la diferencia $z_{LRTM} - z_{LRT}$ (en km).

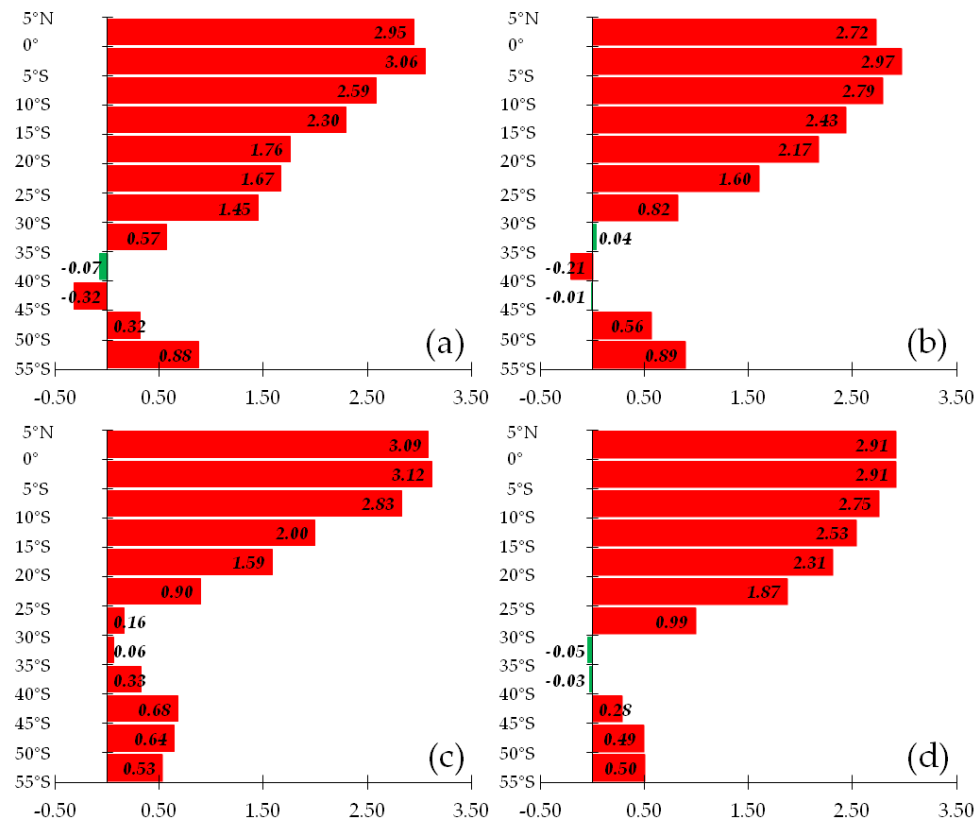


Figura 6 – Ídem a la Figura 4 para la diferencia $T_{LRTM} - T_{LRT}$ (en $^{\circ}\text{C}$).

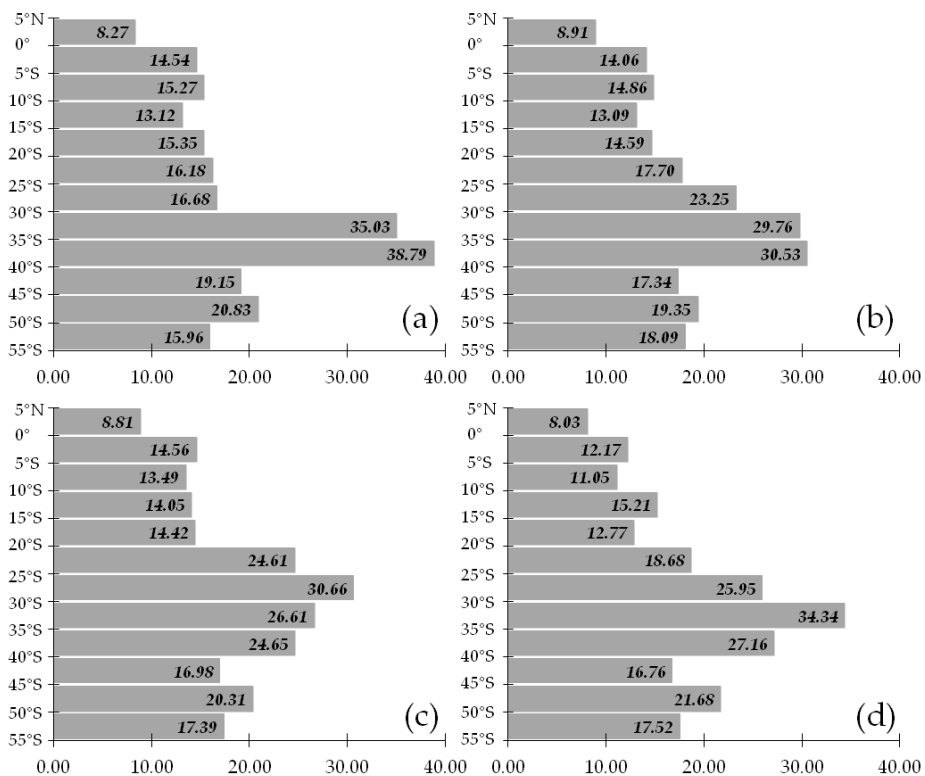


Figura 7 – Desvíos estándar estacionales de $P_{LRTM} - P_{LRT}$ (en hPa) sobre bandas de latitud de ancho 5° para (a) verano, (b) otoño, (c) invierno y (d) primavera.

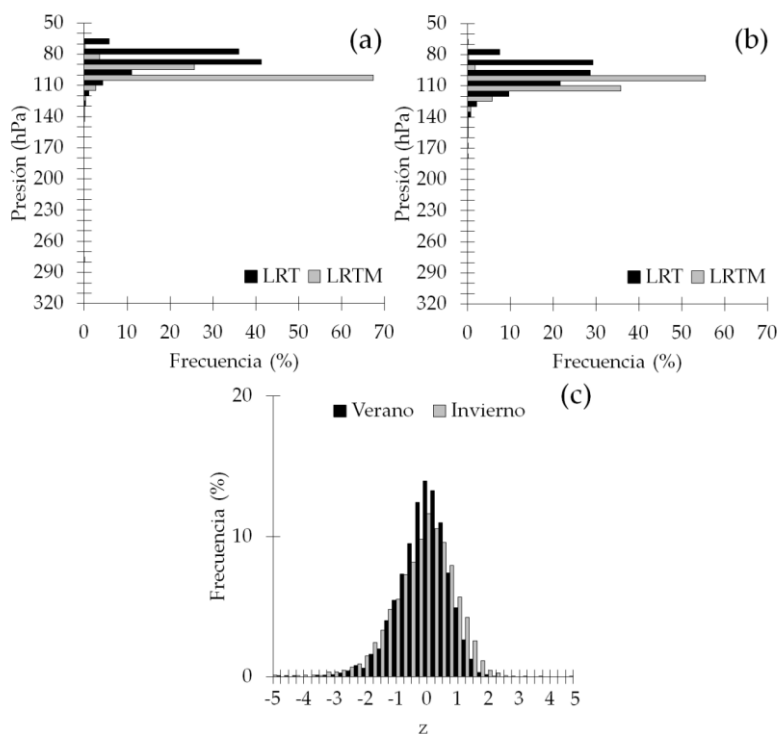


Figura 8 – Distribuciones de P_{LRT} y P_{LRTM} en Manaus (identificador WMO: 82332) para (a) verano y (b) invierno, y para la $P_{LRTM} - P_{LRT}$ estandarizada en ambas épocas del año (c). El número de casos utilizados para confeccionar los histogramas es 2587 y 3279 para (a) y (b), respectivamente.

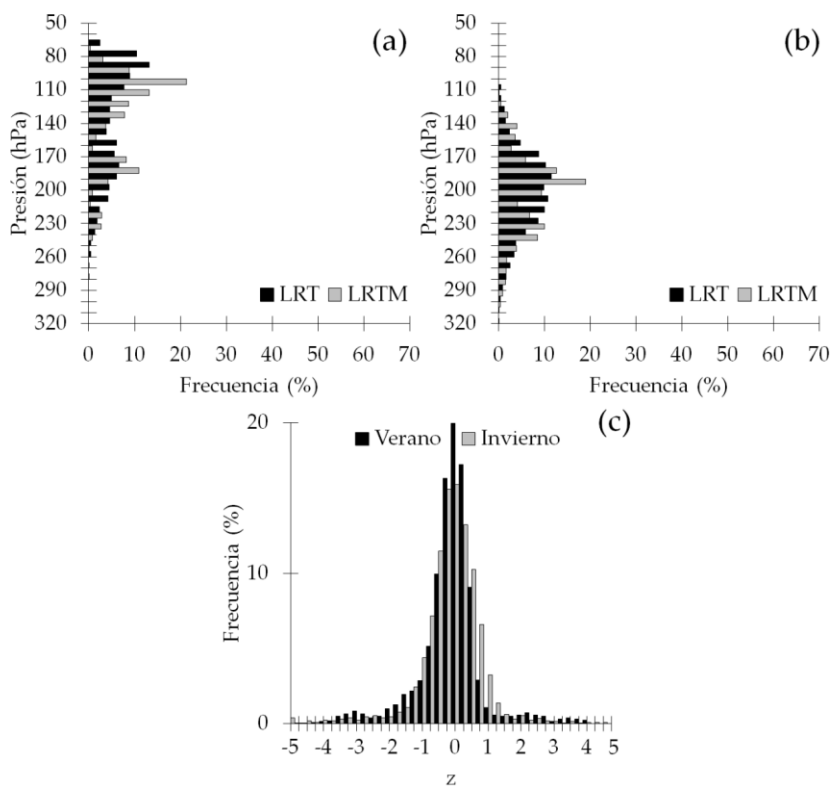


Figura 9 – Ídem a la Figura 8 en Ezeiza (identificador OMM: 87576). El número de casos utilizados para confeccionar los histogramas es 3801 y 3849 para (a) y (b), respectivamente.

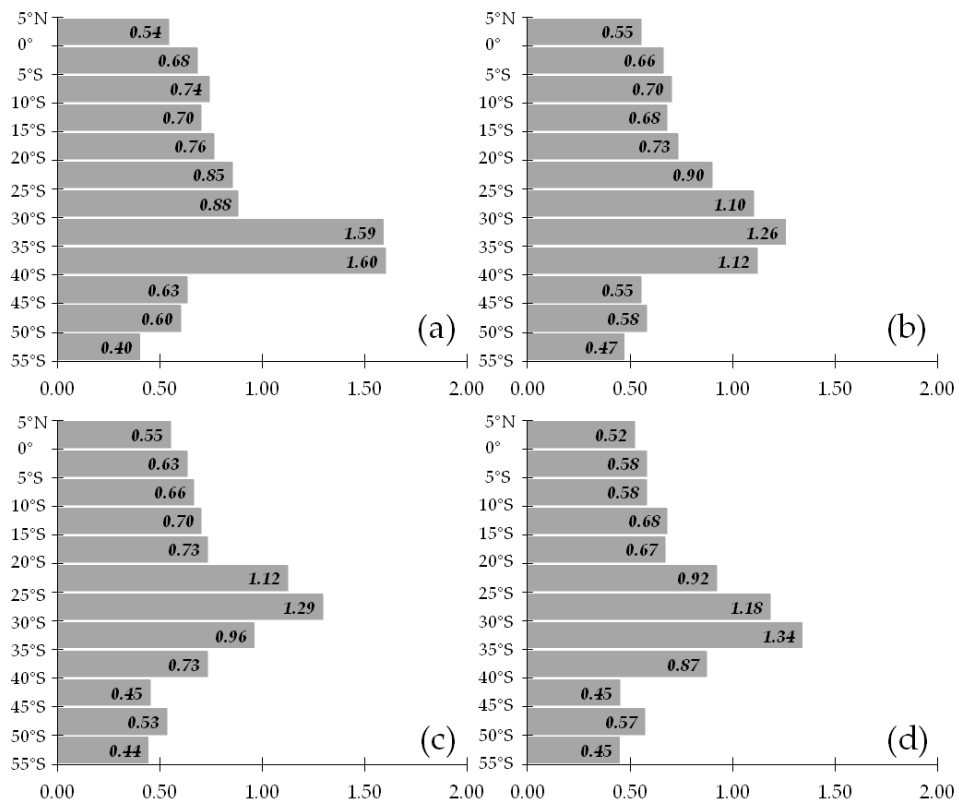


Figura 10 – Ídem a la Figura 7 para $z_{LRTM} - z_{LRT}$ (en km).

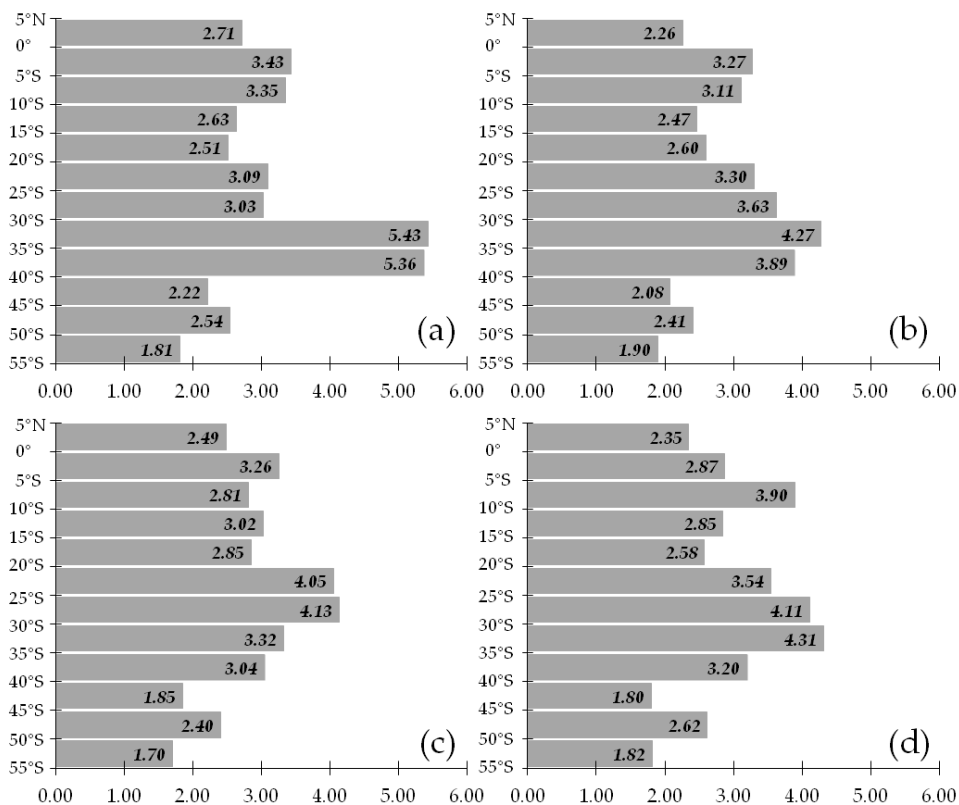


Figura 11 – Ídem a la Figura 7 para $T_{LRTM} - T_{LRT}$ (en °C).

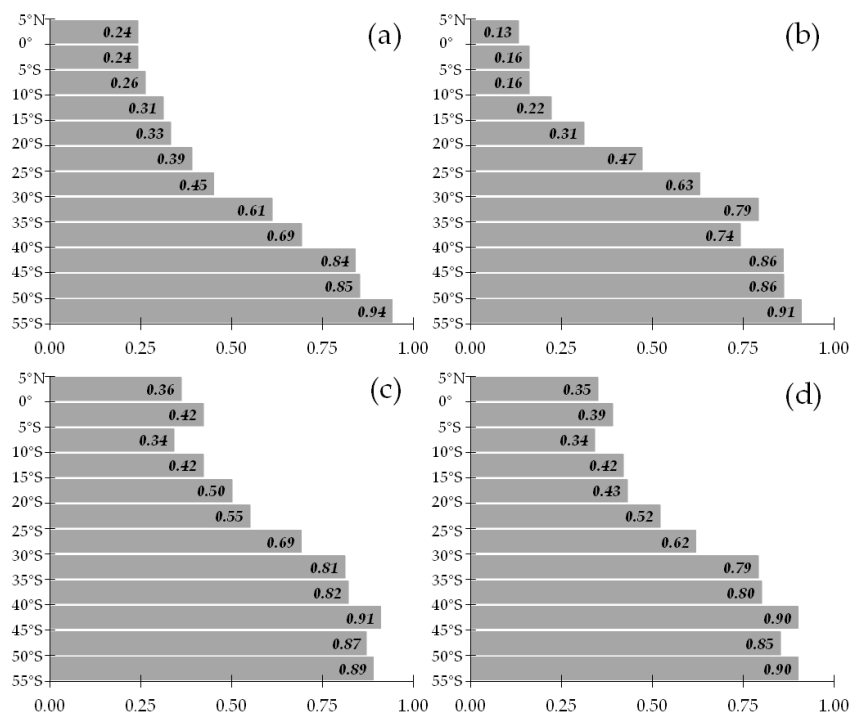


Figura 12 – Coeficiente de correlación de Spearman (ρ) calculados para los pares P_{LRT}/P_{LRTM} sobre bandas de latitud de ancho 5° para (a) verano, (b) otoño, (c) invierno y (d) primavera. Se incluyeron todos los pares P_{LRT}/P_{LRTM} de las bases de datos filtradas sin importar la hora de lanzamiento.

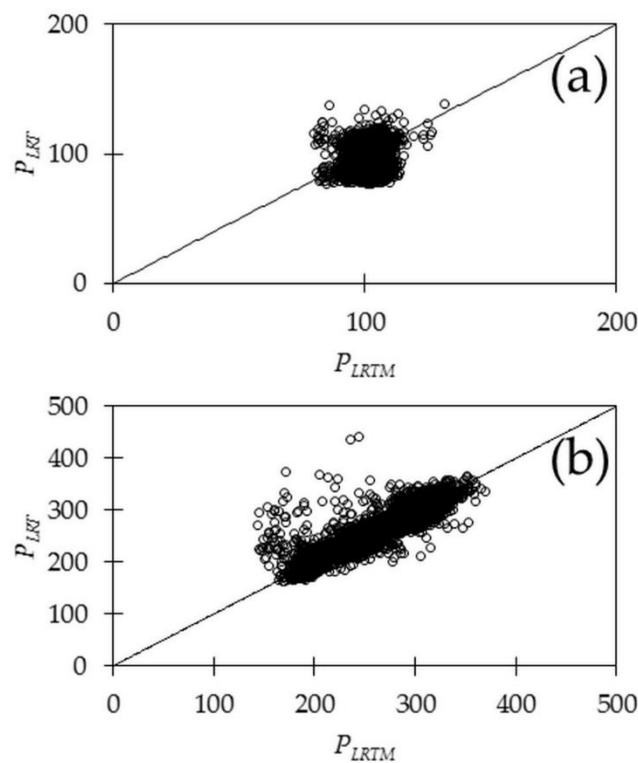


Figura 13 – Diagramas de dispersión de P_{LRT} versus P_{LRTM} para (a) la banda de latitud de $5^\circ\text{N}-0^\circ$ y (b) la banda de latitud de $50^\circ\text{S}-55^\circ\text{S}$, para otoño en ambos casos. Valores expresados en hPa.

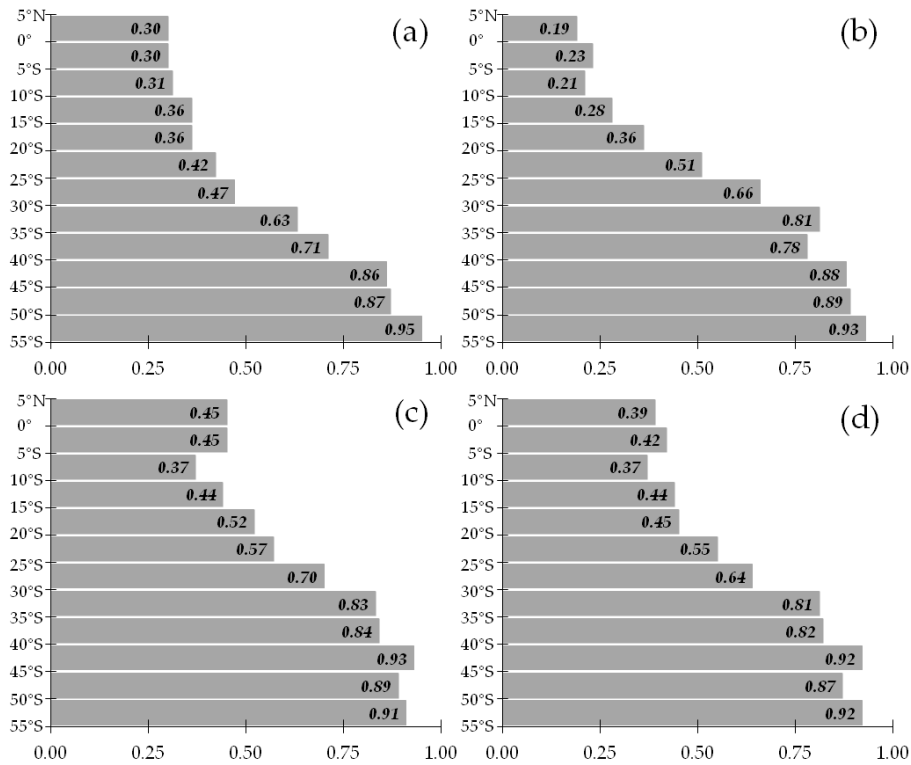


Figura 14 – Ídem a la Figura 12 para $\rho(z_{LRT}, z_{LRTM})$.

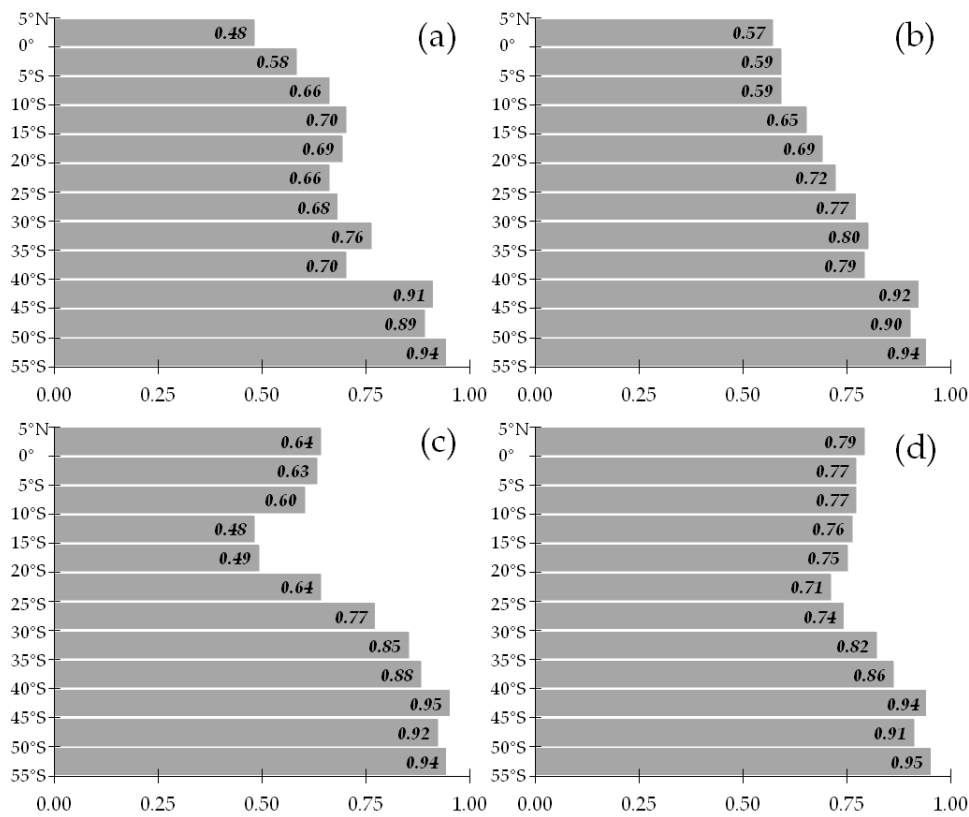


Figura 15 – Ídem a la Figura 12 para $\rho(T_{LRT}, T_{LRTM})$.

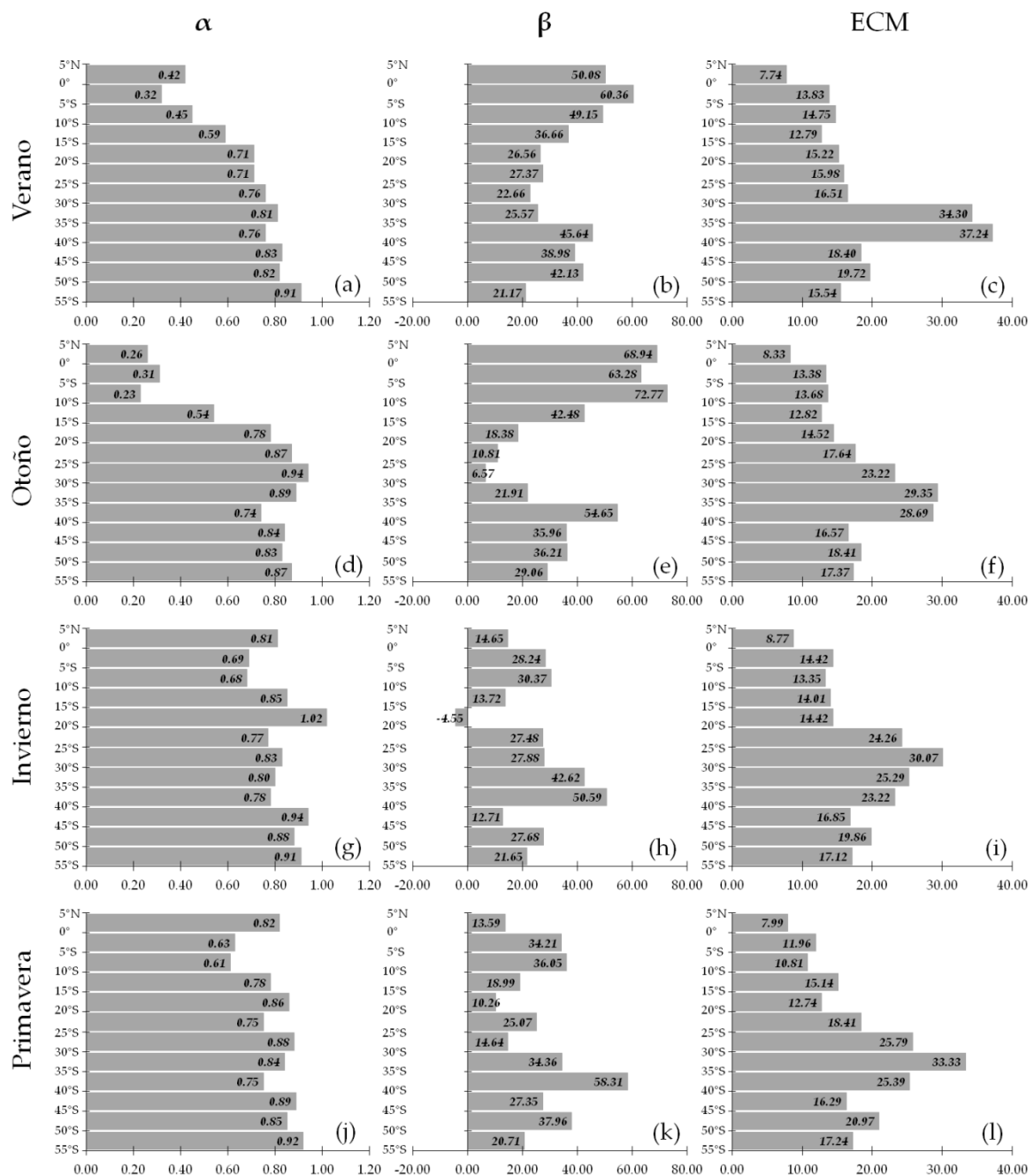


Figura 16 – Valores estacionales de la pendiente (α) (izquierda) y la ordenada al origen (β) (centro) para la estimación de P_{LRT} a partir de P_{LRTM} con la relación lineal $P_{LRT*} = \alpha P_{LRTM} + \beta$. La discrepancia entre la variable LRT^* y la LRT real fue estimada con el error cuadrático medio (ECM) (derecha). Los paneles (a–c), (d–f), (g–i) y (j–l) muestran los valores para verano, otoño, invierno y primavera, respectivamente. Todos los valores de α son significativos al 95%. β y ECM expresados en hPa.

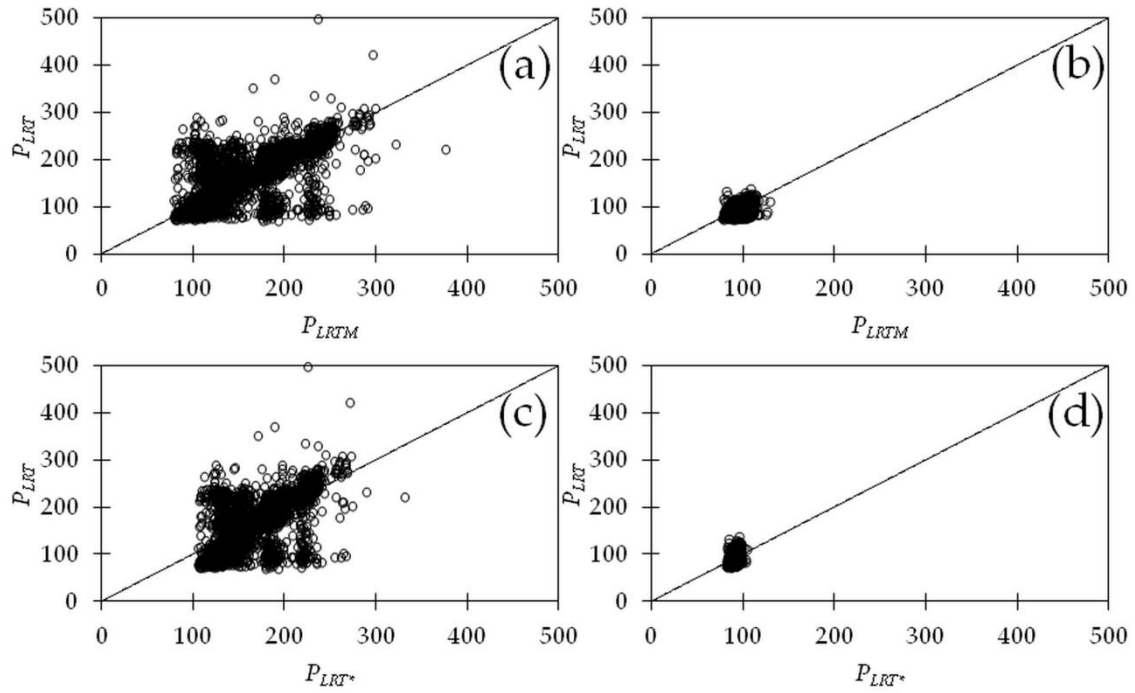


Figura 17 – Diagramas de dispersión de P_{LRT} versus P_{LRTM} para (a) la banda de latitud de 35°S–40°S y (b) la banda de latitud de 5°N–0°, para verano en ambos casos. Los paneles (c) y (d) muestran los diagramas de dispersión de P_{LRT} versus P_{LRT^*} para las mismas bandas. Valores expresados en hPa.

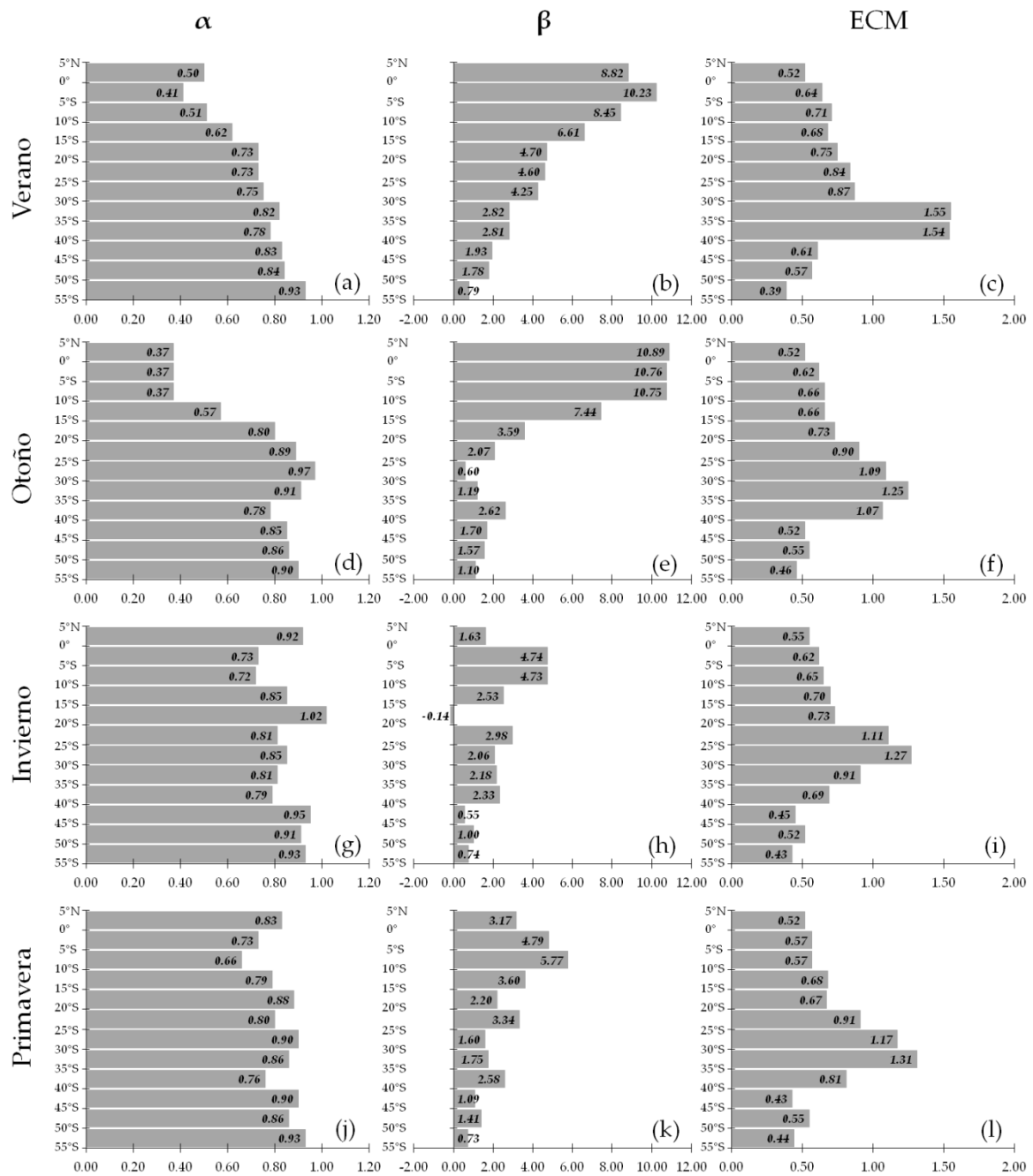


Figura 18 – Ídem a la Figura 16 pero para altura con $z_{LRT*} = \alpha z_{LRTM} + \beta$. Todos los valores de α son significativos al 95%. β y ECM expresados en km.

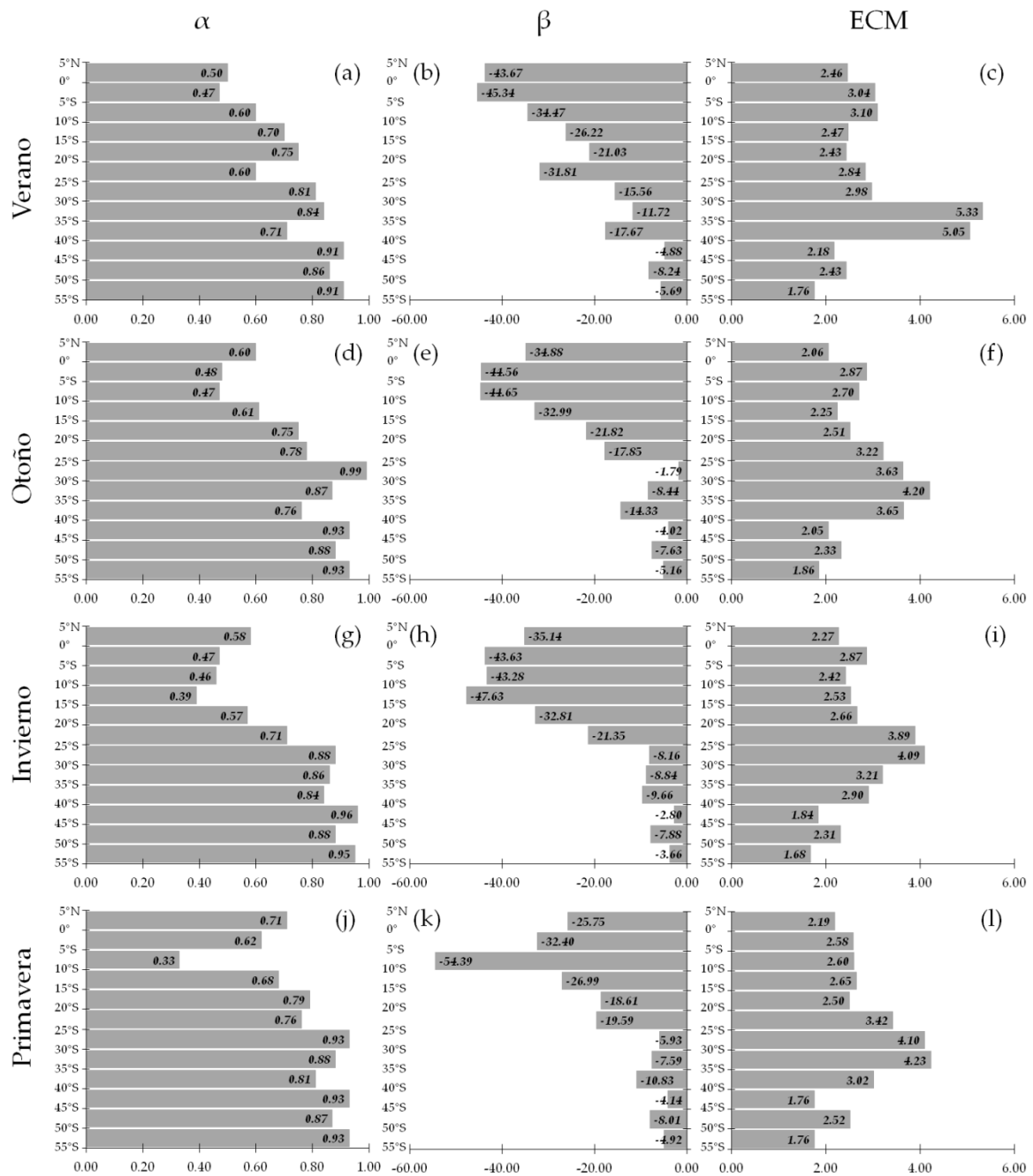


Figura 19 – Ídem a la Figura 16 pero para temperatura con $T_{LRT*} = \alpha T_{LRTM} + \beta$. Todos los valores de α son significativos al 95%. β y ECM expresados en °C.