

ISSN EN LÍNEA 1852-7744
VOLUMEN 44 (1)2022



Buenos Aires, Argentina
www.aagg.org.ar

GEOACTIVA

Publicación de la Asociación Argentina
de Geofísicos y Geodestas

VOL. 44 (1) 2022

Trabajos de investigación

PATRONES DE VARIABILIDAD HIDROCLIMÁTICA EN LOS ANDES CENTRALES (30-37°S) DE ARGENTINA

Carolina Lauro; Alberto I.J. Vich; Juan A. Rivera; Sebastián Otta; Stella Maris Moreiras; Luis Bastidas; Emilce Vaccarino

1

ANÁLISIS DE ANOMALÍAS DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO Y DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA VINCULADAS CON ACTIVIDAD SÍSMICA EN LAS PLACAS SCOTIA Y SANDWICH

Arecco, María Alejandra; Larocca, Patricia A.; Otero, Lidia A.; Mora, Mariana C.; Canero, María Florencia

23

DINÁMICA DE LAS TIERRAS IRRIGADAS EN EL CENTRO-OESTE DE ARGENTINA DURANTE EL PERÍODO 1986-2018: ANÁLISIS A PARTIR DE LA ANOMALÍA DEL ÍNDICE DE VEGETACIÓN MEJORADO

Sebastián A. Otta; Esteban G. Jobbágy; Alberto I. J. Vich; Ernesto F. Viglizzo; Carolina Lauro; Emilce Vaccarino; Luis Bastidas

35

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. Yuchechen; S. Gabriela Lakkis; Pablo O. Canziani

56

PATRONES DE VARIABILIDAD HIDROCLIMÁTICA EN LOS ANDES CENTRALES (30-37°S) DE ARGENTINA

**Carolina Lauro^{1*}, Alberto I.J. Vich^{1,2}, Juan A. Rivera¹, Sebastián Otta¹, Stella Maris
Moreiras^{1,3}, Luis Bastidas¹, Emilce Vaccarino¹**

¹Instituto Argentino de Nivología Glaciología y Ciencias Ambientales, CCT Mendoza-CONICET

²Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Nacional de Cuyo, Argentina

³Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional de Cuyo, Argentina

*clauro@mendoza-conicet.gob.ar

RESUMEN

Los procesos hidroclimáticos se caracterizan por presentar ciclos que se repiten con una determinada frecuencia. En particular, la precipitación y el caudal de las cuencas de los Andes Centrales presentan una gran variabilidad interanual y decenal. Entender el origen de dichos ciclos nos permite conocer la influencia de diversos fenómenos en los componentes del ciclo hidrológico para mejorar la gestión de los recursos hídricos.

El objetivo del presente estudio es identificar el rol de algunos de los forzantes climáticos en los modos de variabilidad de la precipitación y de los caudales, durante los últimos 60 años de registros en las cuencas de los ríos San Juan, Mendoza, Tunuyán, Diamante, Atuel, Grande y Barrancas, pertenecientes al sistema hidrográfico del río Colorado. Para detectar intervalos de tiempo-frecuencia en que dos series de tiempo tienen fuerte interacción, se realizó un análisis de coherencia de ondas entre las variables hidroclimáticas y diversos índices climáticos.

En las series de precipitación y caudal de toda la región se encuentran correlaciones significativas entre con el índice oceánico de El Niño (ONI). Además, se identificaron ciclos de mayor intensidad en las bandas 2-8 años en el período comprendido entre 1970-2000, que explica la variabilidad de alta frecuencia en la precipitación y el caudal. En el caso de asociar las señales de baja frecuencia con el índice de la Oscilación Decenal del Pacífico (PDO), se identificó una coherencia significativa con el caudal en períodos de 8-16 años. Al sur de los 35°S se identifica una relación inversa con el índice del Modo Anular del Sur (SAM).

Palabras claves: PERIODICIDAD, FORZANTES CLIMÁTICOS, PRECIPITACIÓN, CAUDAL, ARGENTINA.

ABSTRACT

Hydroclimatic processes are characterized by cycles that repeat with a certain frequency. In particular, precipitation and streamflow in the the Central Andes basins show a large interannual and decadal scale variability. Understanding the origin of these cycles allows us to identify the influence of ocean-atmosphere circulation on the components of the hydrological cycle to improve the management of water resources. The aim of this study is to identify the main climatic forcings associated with the modes of variability of precipitation and streamflows during the last 60 years in the main Central Andean rivers (San Juan, Mendoza, Tunuyán, Diamante, Atuel, Grande, and Barrancas basins). A coherence analysis between hydroclimatic variables and various climate indices facilitates the detection of those frequencies where the two time series interact. Significant correlations exist between the Oceanic Niño Index (ONI), precipitation, and streamflow. Higher intensity cycles were identified in the 2-8 year bands in the period between 1970-2000, which explains the high-frequency variability in precipitation and streamflow. The Pacific Decadal Oscillation (PDO) and streamflow in decadal periods show a significant coherence detected in the San Juan, Mendoza, and Atuel River basins, whereas, streamflow and precipitations records located south 35°S reveal a negative relation with the Southern Annular Mode (SAM) index.

Key words: PERIODICITY, CLIMATIC FORCING, PRECIPITATION, FLOW, ARGENTINA.

INTRODUCCIÓN

La interacción entre el sistema climático y el sistema hidrológico ocurre en un conjunto amplio de diversas escalas temporales y espaciales, desde la generación de crecidas repentinas que ocurren en el lapso de minutos afectando áreas limitadas a la ocurrencia de sequías que perduran por varios años y afectan amplias regiones. Por ello, el estudio de la dinámica conjunta de ambos sistemas permite mejorar la predicción de los eventos hidroclimáticos que generan impactos negativos a nivel socioeconómico.

La variabilidad del clima se refiere a las fluctuaciones en diversas escalas temporales que se dan en las condiciones medias y extremas de las variables hidroclimáticas obtenidas en un lugar o región, pudiendo atribuirse a procesos naturales o antrópicos (IPCC, 2021a; van der Wiel & Bintanja, 2021). Típicamente, estos procesos de variabilidad representan cambios periódicos o cuasi-periódicos dentro de una misma estación (interestacionales), de un año a otro (interanuales), o en escalas de décadas (interdecenales), asociados a estructuras recurrentes espacio-temporales de variabilidad en el sistema climático conocidas como modos de variabilidad, que resultan de procesos naturales de la variabilidad interna (Branstator y Selten, 2009; IPCC, 2021b; Norel et al., 2021). Mediante patrones de teleconexiones es posible que los cambios en estos modos de variabilidad

generen impactos en el clima de regiones remotas, con lo cual toma relevancia su análisis para estudios hidroclimáticos regionales. Comúnmente, se utilizan índices climáticos para representar el comportamiento de los modos de variabilidad, los cuales permiten simplificar los complejos patrones espacio-temporales de la circulación atmosférica (Bonfils & Santer, 2011). Estos índices climáticos representan las fases o estados de los modos de variabilidad, los cuales permiten relacionar los patrones de variabilidad climática con la ocurrencia de fases extremas de precipitación como puede ser: un período o año más lluvioso que lo normal, o menos lluvioso que lo normal y que origina los fenómenos hídricos como inundaciones o sequías, afectando la disponibilidad de los recursos hídricos de una región.

En la región de los Andes Centrales (30°-37°S) de Argentina, diversos componentes del ciclo hidrológico presentaron cambios de largo plazo en sus valores medios. La temperatura en la región se incrementó aproximadamente 1°C en los últimos 50 años (SAyDSN, 2015). El incremento gradual de la temperatura se acompaña con saltos significativos positivos, en su mayoría en la década de 1980 (Lauro et al., 2021). Por otro lado, la precipitación nival sobre la Cordillera de los Andes se redujo en los últimos 30 años (Rivera et al., 2021), mientras que las precipitaciones sobre las porciones bajas de las cuencas andinas han registrado incrementos en la época estival, con gran variabilidad interanual (Compagnucci et al., 2002; SAyDSN, 2015). En tanto, la disminución de las precipitaciones también se refleja en una reducción de los caudales, principalmente en cuencas localizadas al sur de los 35°S (Lauro et al., 2021).

En series temporales de precipitación y de caudales, se destacan ciclos de alta y baja frecuencia, correspondientes a períodos de 2-4 años y 16-32 años respectivamente (Lauro et al., 2021). La interacción océano-atmósfera, actuando como forzante de los sistemas hidrológicos como fuente de variabilidad en diferentes escalas temporales y espaciales, ha sido estudiada a nivel global (Poveda et al., 2002; Schulte et al., 2016; Gonzalez-Reyes et al., 2017) y en particular en la región de los Andes Centrales de Argentina (Masiokas et al., 2006; 2010; Rivera et al., 2017; Lauro et al., 2019).

El Niño-Oscilación del Sur (ENSO, por su sigla en inglés) es uno de los impulsores más importantes de la variabilidad de año a año en los patrones climáticos globales. Consiste en un cambio tanto de la temperatura superficial del mar (TSM) como de los patrones atmosféricos del Océano Pacífico Tropical con una periodicidad de 2 a 7 años (Trenberth, 1997). En las cuencas de los Andes Centrales las fases cálidas (frías) provocan precipitaciones niveas por encima (debajo) de la media y consecuente aumento (disminución) del escurrimiento durante el período estival (Compagnucci & Vargas, 1998; Masiokas et al., 2006; Rivera et al., 2017; Lauro et al., 2019). Sin embargo, dada la complejidad del sistema acoplado océano-atmósfera, que genera diferentes características o "sabores" en los eventos El Niño y La Niña (Singh et al., 2011; Wiedermann et al., 2021), el ENSO

no repercute de la misma manera en las precipitaciones níveas de los Andes Centrales. Esto se debe a que existe una gran variedad de procesos físicos interactuando en un conjunto amplio de escalas espaciales y temporales, que modulan las precipitaciones y la hidrología regional.

La Oscilación Decenal del Pacífico (PDO, por su sigla en inglés) es un patrón de variabilidad climática del Pacífico que cambia de fase, generalmente en una escala de tiempo interdecadal de al menos 20 a 30 años (Mantua et al., 1997; Mantua & Hare, 2002). Los cambios de régimen de escurrimiento andino son consistentes con la PDO (Masiokas et al., 2006, 2010; Lauro et al., 2019), con mayores caudales durante la fase positiva de la PDO y menores caudales durante su fase negativa.

Otro de los forzantes climáticos que influye en los componentes del ciclo hidrológico de los Andes Centrales de Argentina es la Oscilación Antártica (OA) o Modo Anular del Sur (SAM, por su sigla en inglés), particularmente para las cuencas ubicadas al sur de los 35°S-36°S, donde se encuentra que la fase positiva (negativa) del SAM genera caudales por debajo (por encima) de lo normal (Rivera et al., 2018, Lauro et al., 2019). La OA o SAM es un patrón atmosférico a gran escala que influye en el clima en el hemisferio sur (Thompson & Wallace, 2000). La fase positiva se caracteriza por una contracción y desplazamiento hacia el sur del cinturón de vientos del oeste, lo que inhibe el ingreso de los sistemas de baja presión que generan precipitaciones invernales y en consecuencia provoca una disminución de la precipitación al sur de los 35°S. Como consecuencia de la reducción de la capa de ozono y del incremento en las emisiones de gases de efecto invernadero, este modo de variabilidad exhibe una tendencia hacia una mayor frecuencia de fases positivas desde la década de 1970 (Fogt & Marshall, 2020; Screen et al., 2018), lo cual se asocia a una tendencia decreciente en los caudales de los ríos con nacientes al sur de los 35°S (Rivera et al., 2018).

La acción de estos procesos de variabilidad interna en diferentes escalas temporales, sumado a un contexto de cambio climático asociado a las actividades humanas que generan incrementos en las emisiones de gases de efecto invernadero, muestra que la disponibilidad de los recursos hídricos de la región se encuentra en constante cambio, lo cual complejiza la planificación a largo plazo de los mismos, siendo necesario el estudio continuo del sistema hidroclimático.

Si bien varios estudios documentan la relación entre ENSO, PDO y en menor medida la OA con las precipitaciones y caudales en las cuencas de Andes Centrales de Argentina (Masiokas et al., 2006, 2010; Rivera et al., 2018; Lauro et al., 2019), resta aún hacer énfasis en el impacto de los forzantes climáticos en los patrones de variación de los componentes del ciclo hidrológico en esta región. Esto permitirá mejorar la predicción del caudal en cada una de las cuencas del centro oeste argentino, de manera tal de poder atender las demandas hídricas de cada oasis productivo.

Por lo tanto, se plantea como objetivo del presente estudio cuantificar el rol del ENSO, la PDO y el SAM en los patrones de variabilidad de las series temporales de precipitación y caudales medios

anuales para los últimos 60 años de registros en las cuencas de los ríos San Juan, Mendoza, Tunuyán, Diamante, Atuel, Grande y Barrancas, pertenecientes al sistema hidrográfico del río Colorado.

AREA DE ESTUDIO

Las cuencas de los Andes Centrales de Argentina entre los 28-37°S y 70°-69°O, cuyas cabeceras se localizan en la Cordillera de los Andes (Figura 1), se encuentran bajo un mismo régimen climático del tipo mediterráneo. Las masas de aire provenientes del océano Pacífico proporcionan las precipitaciones níveas durante el invierno, las que conformarán el escurrimiento de los principales ríos durante el período estival. El avance hacia el norte de los sistemas de baja presión que generan precipitaciones en la región se encuentra modulado por la posición del anticiclón del Pacífico sur, que durante el período invernal se traslada hacia latitudes más bajas permitiendo el ingreso de humedad (Rivera et al., 2018).

En estas cuencas la precipitación muestra una fuerte estacionalidad, donde más del 60 % de la precipitación ocurre durante los meses de mayo a agosto, la precipitación anual presenta un rango de 34 a 502 mm, siendo estos valores representativos de las cuencas del río San Juan y Diamante respectivamente (Tabla 1). El régimen de caudales también presenta una fuerte estacionalidad, ocurriendo los caudales máximos durante el verano austral conforme el incremento de la temperatura da inicio al período de fusión nival, mientras que los caudales mínimos ocurren durante el invierno. En la región el caudal medio anual presenta un rango 7,73 a 104,33 m³/s siendo estos valores representativos del río Barrancas y del río Grande respectivamente (Tabla 1).

Cuenca	San Juan	Mendoza	Tunuyán	Diamante	Atuel	Grande	Barrancas
Estación aforo (sigla)	Km-101 (SJ1)	Guido (MEG)	Valle de Uco (TVU)	La Jaula (DLJ)	La Angostura (ALA)	La Gotera (GLG)	Barrancas (BAR)
Registro	1971-2018	1960-2018	1960-2018	1971-2018	1960-2018	1971-2018	1960-2018
Precipitación (mm)							
Media	33,8	352,1	442,9	502,1	459,8	495,6	374,7
Máximo	86,4	771,1	1048,8	934,3	841,4	886,0	640,8
Mínimo	3,7	140,1	169,1	242,9	198,8	167,0	146,3
Desvío estándar	20,4	132,1	163,8	165,3	147,3	154,7	103,7

Coeficiente de variación (%)	60,1	37,5	37,0	32,9	32,0	31,2	27,7
Caudal (m ³ /s)							
Media	59,99	45,36	28,08	32,54	34,92	104,33	7,73
Máximo	151,72	93,95	54,24	72,69	69,50	202,47	8,37
Mínimo	19,98	23,43	15,41	16,73	19,04	41,58	6,79
Desvío estándar	31,56	15,45	9,02	11,52	9,86	40,14	0,39
Coeficiente de variación (%)	52,60	34,06	32,14	35,41	28,23	38,47	5,04

Tabla 1: Valores medios anuales para el período de registro de cada variable por cuenca. Los datos de precipitación pertenecen a la base de datos Climate Research Unit (CRU TS4.03; Harris et al., 2014) y los datos de caudal a la Secretaría de Políticas Hídricas de la Nación. Extraído de Lauro et al (2021).

El escurrimiento superficial proveniente de los ríos de la región de estas cuencas son la principal fuente de agua que abastecen los oasis productivos, donde se concentra la mayoría de la población y se desarrollan las actividades económicas: agricultura bajo riego, agroindustria e industria energética.

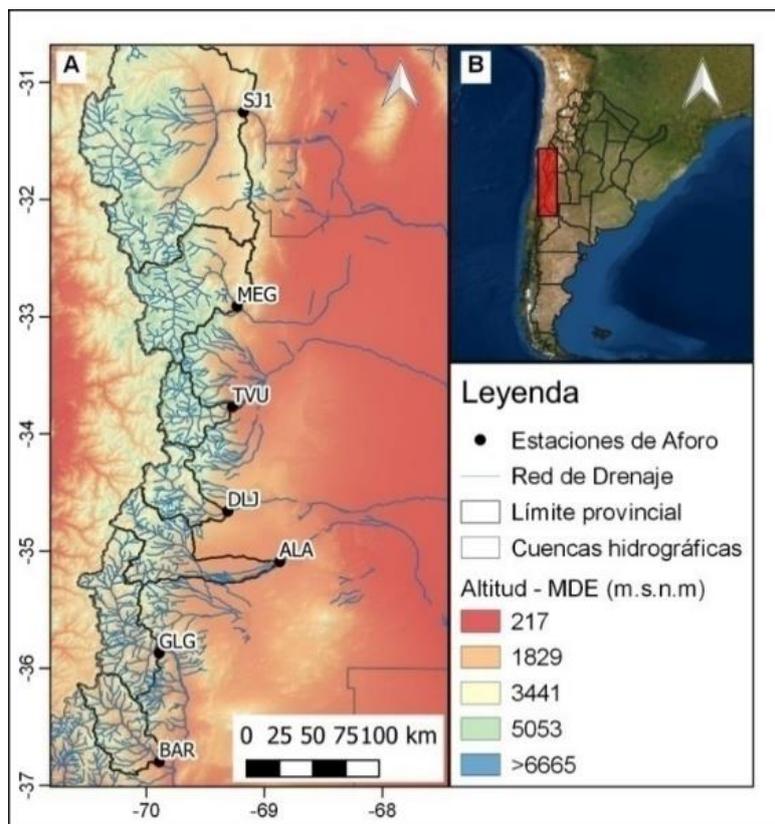


Figura 1: Localización del área de Estudio. Cuencas consideradas para el análisis con sus correspondientes puntos de aforo. SJ1: Cuenca del río San Juan. MEG: cuenca del río Mendoza. TVU: cuenca del río Tunuyán. DLJ: Cuenca del río Diamante. ALA: cuenca del río Atuel. GLG: cuenca del río Grande. BAR: cuenca del río Barrancas.

MATERIALES Y METODOLOGÍA

Datos hidroclimáticos

Las series de precipitación media anual se construyeron con información de la base de datos grillados de precipitación del Climate Research Unit (CRU) TS4.03 (Harris et al., 2014), con resolución espacial de $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$. Se realizó un promedio ponderado entre el valor de la variable climática y la superficie de la celda comprendida dentro de los límites de la cuenca (Figura 1) para el período coincidente con los registros de caudal.

Las series de caudal medio anual para los períodos de análisis 1960-2018 (ríos Mendoza, Tunuyán, Atuel, Barrancas) y 1971-2018 (ríos San Juan, Diamante, Grande) se construyeron a partir de registros instrumentales de caudales medios diarios en cada una de las cuencas de la base de datos de la Secretaría de Infraestructura y Políticas Hídricas de la Nación.

Los datos de caudal medio diario fueron rellenados según los métodos estadísticos explicados en Lauro et al. (2016). Además, se verificó la normalidad, aleatoriedad e independencia de las series anuales de precipitación y caudales, los test empleados se detallan en Lauro et al. (2016).

Índices climáticos

Para evaluar las relaciones entre la precipitación, el caudal y los forzantes climáticos de gran escala que afectan la región se consideraron los siguientes índices:

El índice ONI es el promedio móvil de tres meses de anomalías de TSM en la región Niño 3.4 (5°N - 5°S , 120 - 170°W), basado en múltiples períodos base cambiantes centrados de 30 años. Entonces, los valores ONI durante 1950-1955 se basan en el período base 1936-1965, los valores ONI durante 1956-1960 se basan en el período base 1941-1970, y así sucesivamente. El índice fue obtenido de la página de Centro de Predicciones Climáticas (Climate Prediction Center, en inglés) de la NOAA. https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php

El índice PDO es el resultado de un análisis de funciones empíricas ortogonales correspondiente a valores estandarizados de la primera componente principal de las anomalías de TSM en el Océano Pacífico al Norte de los 20°N . Este índice fue obtenido del Instituto de Estudios Conjuntos de la Atmósfera y el Océano (Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean). http://research.jisao.washington.edu/data_sets/pdo/

El índice SAM es el resultado de la diferencia del promedio zonal normalizado de presiones a nivel del mar entre 40°S y 65°S . Se utilizó el índice calculado por Marshall (2003), quien utiliza datos instrumentales. <http://www.nerc-bas.ac.uk/icd/gjma/sam.html>

Métodos

En principio, para las series de precipitación y caudal, se describieron los patrones interanuales considerando las anomalías estandarizadas de cada serie. Para el cálculo de las anomalías se consideró el valor medio del período completo de registro. Para la descripción de patrones de largo plazo, se calculó una media móvil de 7 años para el promedio de las series de las siete cuencas analizadas.

Análisis de correlación

Se determinó el coeficiente de correlación de Pearson entre los índices climáticos y las variables hidroclimáticas. Se determinó un nivel de confianza del 95%.

Coherencia de ondas

Para identificar intervalos de tiempo-frecuencia en que dos series de tiempo tienen fuerte interacción, se realizó un análisis de coherencia de ondas (WC; por sus siglas en inglés wavelet coherence). El concepto de coherencia de ondas es análogo a la coherencia de Fourier, brindando una cantidad entre 0 y 1 que indica la correlación cruzada entre dos series de tiempo en función de la frecuencia (Torrence & Compo, 1998). Resulta una medida de la intensidad de la covarianza de las dos series en el espacio tiempo-frecuencia, que distingue además la relación de fase entre ellas y la evolución temporal de la co-variación.

La definición de la coherencia se asemeja a la definición tradicional del coeficiente de correlación. La alta co-variabilidad entre las series implica valores de coherencia cercanos o iguales a 1, mientras que, si las series no presentan ningún tipo de sincronización, el valor de coherencia es cercano a 0. La relación de fase entre las series da información de la sincronía entre las fluctuaciones para una determinada frecuencia y tiempo (Grinsted et al., 2004). El nivel de significancia es estimado usando un test Monte Carlo con ruido rojo determinando la significancia estadística al 90%.

Información detallada del cálculo e interpretación de resultados derivados de la metodología de coherencia de ondas se puede encontrar en Torrence & Compo (1998) y Grinsted et al. (2004), entre otros trabajos.

Para el análisis de coherencia se empleó el paquete de R biwavelet (Gouhier, 2018). La función madre utilizada fue Morlet. Esta función es empleada comúnmente en estudios hidroclimáticos de la región (Labat, 2008; Agosta y Compagnucci 2012, Caragunis, 2018). Para considerar los errores en la estimación de los coeficientes en los extremos de las series temporales se construye el cono de influencia (Grinsted et al., 2004).

Previo al análisis de coherencia de la PDO con las variables hidroclimáticas, se aplicó a las series de precipitación, caudal y PDO una media móvil centrada de 9 años para eliminar la variabilidad interanual.

RESULTADOS

Descripción de patrones de variabilidad de las series hidroclimáticas e índices climáticos

Para las siete cuencas analizadas la variabilidad interanual presenta un mismo patrón tanto de las series de precipitaciones como para las series de caudales dando lugar a años húmedos y secos (Figura 2 y 3). Entre los años en los que las anomalías estandarizadas son positivas se destacan: 1972, 1982, 1986/7, 1991/93, 1997, 2000/02, 2005, 2008, 2016. El año con mayor anomalía positiva de precipitación (Figura 2) fue 1987, en particular sobre la cuenca del río San Juan. En el caso de los caudales (Figura 3) el de mayor anomalía fue en el año 1982 en las cuencas de los ríos Diamante y Atuel, donde se puede observar que, en años caracterizados por la ocurrencia de anomalías húmedas o secas de gran magnitud, existen diferencias importantes a nivel cuenca. Entre las anomalías negativas de precipitación (Figura 2) se destacan los años 1961, 1968, 1988, 1998, y con menor diferencia respecto del valor medio los años 2010 y 2018. En tanto, los años con las mayores anomalías negativas en los caudales (Figura 3) son: 1962, 1964, 1968/1970, 1976/77, 1996, 1998 y a partir del año 2010 se observan anomalías negativas.

También se puede observar una variabilidad de baja frecuencia examinando la media móvil de 7 años. Se observan períodos consecutivos de aproximadamente 10 años con precipitaciones y caudales por encima o debajo de su valor medio. Se destaca la presencia de un período seco entre 1965-1977, pasando a un período húmedo entre 1977-1990. La década entre 1991-2000 se presenta con valores próximos a la media. En tanto, el período entre 2001-2009 se presenta con características más húmedas, mientras que el período reciente 2010-2018 se presenta con valores por debajo de la media. Si bien a nivel regional existe un comportamiento homogéneo, existen algunas diferencias entre las cuencas producto de los diversos procesos incluidos en el origen del escurrimiento, que involucran además cambios en las anomalías de temperatura y cuestiones vinculadas a la geomorfología de las cuencas.

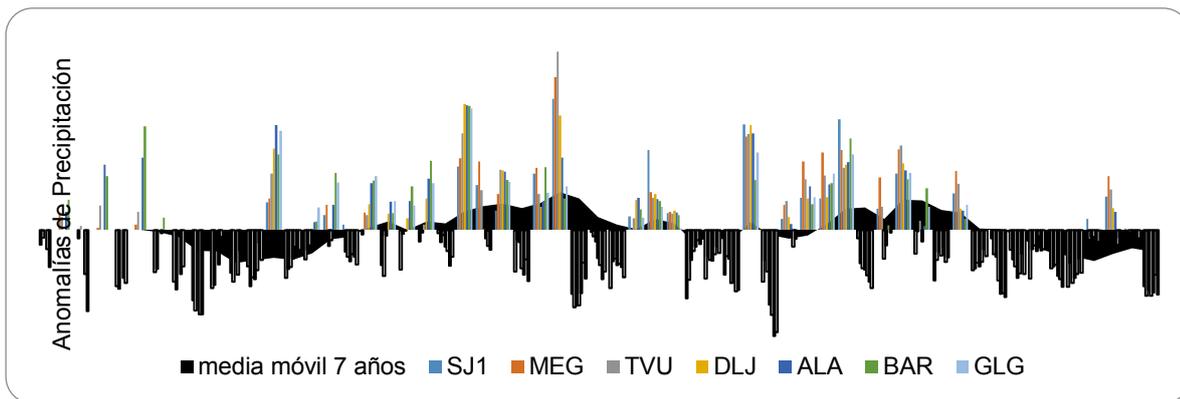


Figura 2: Anomalías estandarizadas de precipitación para las siete cuencas analizadas. Media móvil de 7 años de las anomalías estandarizadas promediadas para las siete cuencas.

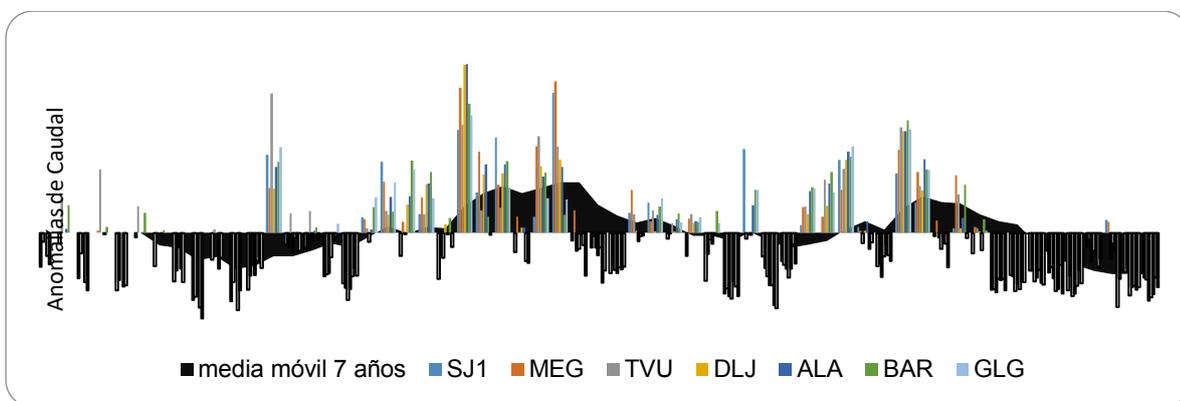


Figura 3: Anomalías estandarizadas de caudal para las siete cuencas analizadas. Media móvil de 7 años de las anomalías estandarizadas promediadas para las siete cuencas.

Se evaluaron las características de los índices climáticos seleccionados, a fin de describir la variabilidad predominante en los mismos, considerando el período 1960-2018. El índice de la PDO presenta valores negativos entre 1961-1976, 1990-1992, 1998-2002, 2007-2017, mientras que los períodos con valores positivos son 1976-1989, 1992-1998, 2002-2006 y 2014-2018. El análisis de ondas indica una frecuencia de 8-16 años con mayor intensidad y persistencia a partir de la década de 1990, también se observan ciclos de 4-8 años de menor intensidad en la década 1990-2000. El ONI presenta el ciclo de mayor intensidad con períodos de 4 años entre 1980-1990. El índice SAM presenta una tendencia significativa positiva producto de un cambio de fase a valores positivos desde 1997 al 2018. Por su parte, el análisis de ondas indica una frecuencia significativa de 4-8 años entre 1990-2000. En la figura 4 se pueden observar las series temporales y el análisis de onda para cada índice.

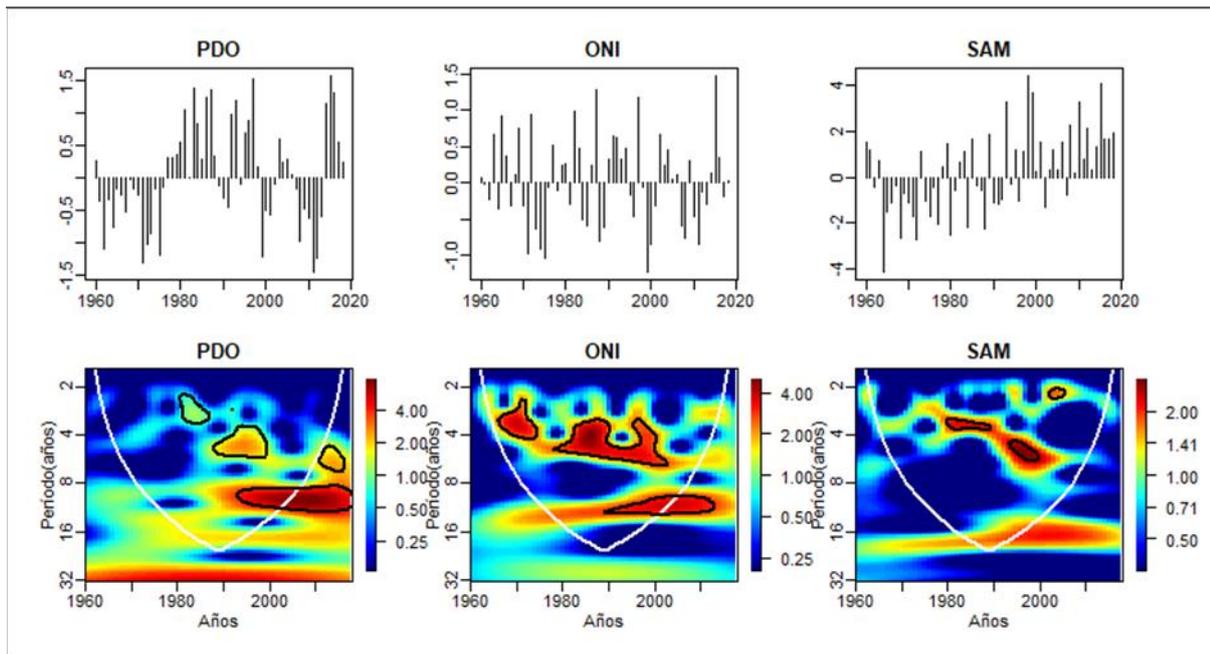


Figura 4: Variabilidad de los índices climáticos. Arriba: variabilidad interanual. Abajo: espectros de potencia donde se ilustran las periodicidades. El eje vertical muestra los períodos (ciclos) en años y el eje horizontal los años en los que se presentan los ciclos; las líneas negras indican ciclos significativos al 90% contra el ruido rojo AR (1). Los colores cálidos indican que los períodos (ciclos) poseen una mayor intensidad caso contrario para los colores fríos. El cono de influencia (área por debajo de la línea blanca) indica la zona donde los efectos de borde son importantes.

Relación de los índices climáticos con la variabilidad hidroclimática

Análisis de correlación entre índices climáticos y variables hidroclimáticas

A partir del análisis de correlación se encuentra que los valores positivos del ONI se asocian a incrementos de la precipitación y el caudal en todas las cuencas analizadas, con coeficientes de correlación significativos entre $r=0,33$ y $r=0,52$ (Tabla 2). Las correlaciones entre los caudales y las precipitaciones con el índice que describe el comportamiento de la PDO, presentan valores positivos en todas las cuencas, esto indica que la fase positiva del índice PDO se asocia con incremento de las precipitaciones y el caudal. Dado que el índice PDO representa un proceso de variabilidad de baja frecuencia, presenta autocorrelación, esto origina que el número de observaciones independientes sea menor, por consiguiente, afecta el nivel de significancia de la prueba de hipótesis de correlación y debe ser corregido a un número efectivo de observaciones considerando el coeficiente de autocorrelación de primer orden. A partir de dicha corrección las relaciones entre la PDO y las variables hidroclimáticas no resultan significativas. Con el índice SAM, únicamente se encontró una relación inversa significativa con la precipitación y el caudal en la cuenca del río Grande con un coeficiente de $r=-0,35$ para la precipitación y $r=-0,33$ para el caudal. Al remover las tendencias de las series de precipitación y caudal de la cuenca del río Grande y del índice SAM, los coeficientes de correlación no resultan significativos, en tanto, los coeficientes de correlación con el

ENSO se incrementan, indicando que la variabilidad interanual en la cuenca del río Grande está vinculada a las variaciones de temperatura en el sector Niño 3.4 del océano Pacífico Tropical.

Precipitación							
	SJ1	MEG	TVU	DLJ	GLG	ALA	BAR
PDO	0,29	0,30	0,29	0,22	0,06 (0,08)	0,15	0,09 (0,12)
ONI	0,45*	0,33*	0,41*	0,52*	0,39* (0,43*)	0,46*	0,40* (0,40*)
SAM	-0,08	0,13	0,09	-0,22	-0,35* (- 0,21)	-0,13	-0,22 (-0,14)
Caudal							
PDO	0,30	0,33	0,08	0,24	0,11 (0,14)	0,26	0,14
ONI	0,52*	0,39*	0,38*	0,42*	0,41* (0,46*)	0,33*	0,27*
SAM	-0,26	-0,04	-0,16	-0,25	-0,33* (-0,17)	-0,08	-0,13

Tabla 2: Coeficientes de correlación entre variables hidroclimáticas e índices climáticos. El asterisco indica correlación significativa para un nivel de confianza del 95%. Entre paréntesis se muestran los coeficientes de correlación con tendencia removida¹.

¹Únicamente presentan tendencia significativa las precipitaciones de GLG y BAR y el caudal de GLG. Extraído de Lauro et al., (2021).

Análisis de coherencia de ondas entre los índices oceánicos, la precipitación y el caudal

Respecto a la sincronía entre las variables hidroclimáticas y los índices oceánicos (Figura 5), el análisis entre el índice PDO y la precipitación muestra períodos de 4-8 años significativos y zonas de alto poder espectral en bandas decenales en tres cuencas. En tanto, con el caudal se identificó una coherencia significativa para ciclos de 16 años en cinco de las siete cuencas analizadas. Entre el índice ONI, la precipitación y el caudal la coherencia en las bandas de 2-8 años se expresa con mayor intensidad, lo cual, explica la variabilidad interanual de estas variables en todas las cuencas analizadas. Por su parte, no se encontraron resultados contundentes en la relación del índice SAM con las variables hidroclimáticas, por lo cual, estos resultados no son presentados.

A continuación, se describen los resultados encontrados para cada cuenca en particular.

En la cuenca del río San Juan, la relación entre la precipitación y el índice PDO resulta en una fase con mayor intensidad para períodos de 4-6 años entre 1990-2000, además se encuentra un período de 16 años significativo desde el comienzo de la serie hasta el año 2000 (Figura 5A). En tanto en el caudal el período de 16 años se extiende desde 1990 hasta el final de la serie analizada (Figura 5B). Con el índice ONI se encuentra una coherencia significativa para el período de 2 años en 1990-2000 con un adelantamiento del índice climático respecto de la precipitación y también una relación en fase para períodos de 4-6 años entre 1980-1995 (Figura 5C). Con el caudal también se encuentra un período de 4-6 años en fase, pero con un adelantamiento del índice respecto del caudal (Figura 5D).

En la cuenca del río Mendoza la precipitación y el índice PDO presentan mayor coherencia para períodos de 4-6 años entre 1980 y 2000 aproximadamente, sin embargo, se observa una elevada potencia en la señal decenal, siendo esta señal significativa con el caudal para el período 1990-2018 (Figura 5E), con el caudal también se observa una señal para períodos de 16 años (Figura 5F) En el caso de la relación entre la precipitación y el índice ONI se encuentra mayor coherencia para períodos de 2-6 años en fase entre 1980-1990 (Figura 5G). La relación entre el caudal y el índice ONI muestra que a lo largo de la serie temporal la influencia de los eventos ENSO han sido variables, por lo que se encuentra coherencia en fase para períodos de 2-4 años en 1960-1970, pasando luego pasa a ciclos de entre 4-6 años en 1970-1980 y en la década de 1990 con períodos de 2-4 años (Figura 5H).

En la cuenca del río Tunuyán, la precipitación y el índice PDO presentan mayor coherencia para períodos 4-6 años en la década 1990 y elevada potencia en períodos decenales (Figura 5I). Con el caudal se observa coherencia significativa para períodos de 16 años (Figura 5J). La precipitación y el índice ONI muestran mayor coherencia para períodos de 2-4 años en fase en 1965-1975 y 1980-2000. Además, se encuentra elevada potencia para la relación de períodos de 4-8 años entre 1980-1990 (Figura 5K), esta última relación también se presenta en el caudal. Sin embargo, con el caudal también se observan períodos significativos de 2-4 años en la década del 1970 (Figura 5L).

En la cuenca del río Diamante, la precipitación con el índice PDO muestran mayor potencia en el período de 16 años a inicios de la serie. Sin embargo, este resultado se encuentra afectado por el cono de influencia producto de la longitud de la serie de datos (Figura 5M). Este mismo resultado se encuentra con el caudal siendo significativo en la década de 1990 (Figura 5N). La precipitación con el índice ONI presentan mayor coherencia para períodos de 2-4 y 4-6 años en fase entre 1980-1990. La misma relación se observa posteriormente en la década de 2000 (Figura 5O). En el caso del caudal se obtiene una relación similar, con mayor coherencia para períodos de 2-6 años entre 1980-2000 (Figura 5P).

En la cuenca del río Atuel, la relación entre la precipitación, el caudal y el índice PDO muestran una elevada potencia en períodos de 16 años, siendo significativa con el caudal a partir de de la década del 2000 (Figura 5Q y R). Con la precipitación y el índice ONI se observa una elevada potencia en fase para períodos de 2-4 años discontinuos entre 1975, 1985 y 1995. Asimismo, se observa una relación en fase para períodos de 4-6 años entre 1980-1990 (Figura 5S), que también se muestra en el caudal, con la particularidad de que el caudal presenta un retardo de un cuarto de período respecto el índice. Adicionalmente se observan períodos significativos de 2 años entre 1990-2000 (Figura 5T).

En la cuenca del río Grande, no se encuentran coherencias significativas entre las variables hidroclimáticas y la PDO (se omite representación gráfica). La precipitación con el índice ONI presentan una elevada potencia en períodos de 2 años a mediados de la década de 1980 y entre 1995 y 2000, también para períodos 4-6 años entre 1980-1990 (Figura 5U). En tanto, con el caudal y el ONI se observa una mayor coherencia para períodos de 8-16 años entre 1990-2000 (Figura 5V).

En la cuenca del río Barrancas la precipitación, el caudal y el índice PDO no presentan una coherencia significativa (se omite la representación gráfica). La relación de la precipitación con el índice ONI presenta una elevada potencia en períodos de 2 años en la década de 1960 y en el período 1995-2000 y también para períodos 4-6 años entre 1980-1990 en fase (Figura 5W). Con el caudal se encuentran períodos similares, con coherencia en fase para períodos de 2-4 años en la década de 1970 y de 4 años entre 1980-1990 (Figura 5X).

En la Figura 5 se muestran los diagramas de coherencia de ondas entre los índices climáticos, la precipitación y los índices climáticos y el caudal.. El eje vertical muestra los períodos (ciclos) en años y el eje horizontal los años en los que se presentan los ciclos; las líneas negras indican ciclos significativos al 90%. Los colores cálidos indican que los períodos (ciclos) poseen una mayor intensidad caso contrario para los colores fríos. El cono de influencia (sombra blanca) indica la zona donde los efectos de borde son importantes. Los vectores indican la relación de fase entre las variables: horizontales orientados a la derecha (izquierda) indican que las series se encuentran en fase (anti-fase), en tanto los vectores verticales hacia arriba (abajo) reflejan un retardo la variable hidroclimática (del índice climático).

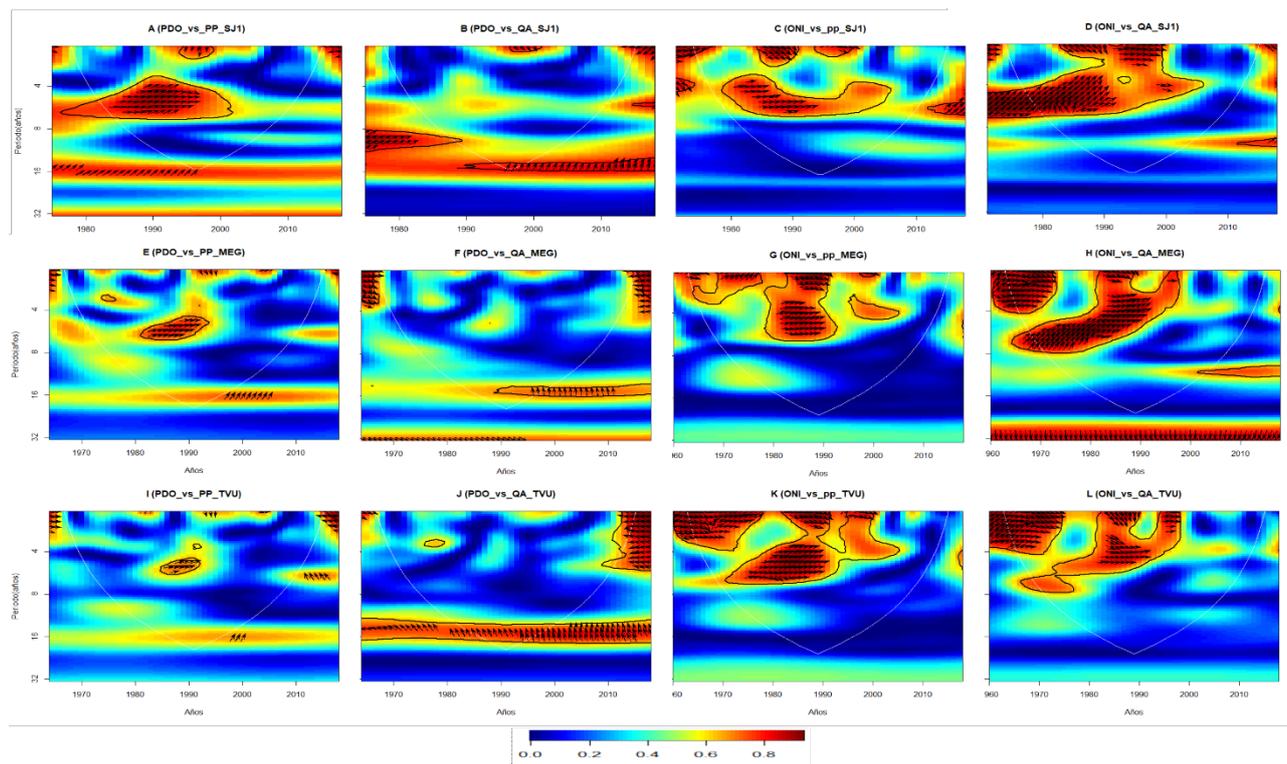


Figura 5: Diagramas de coherencia de ondas.

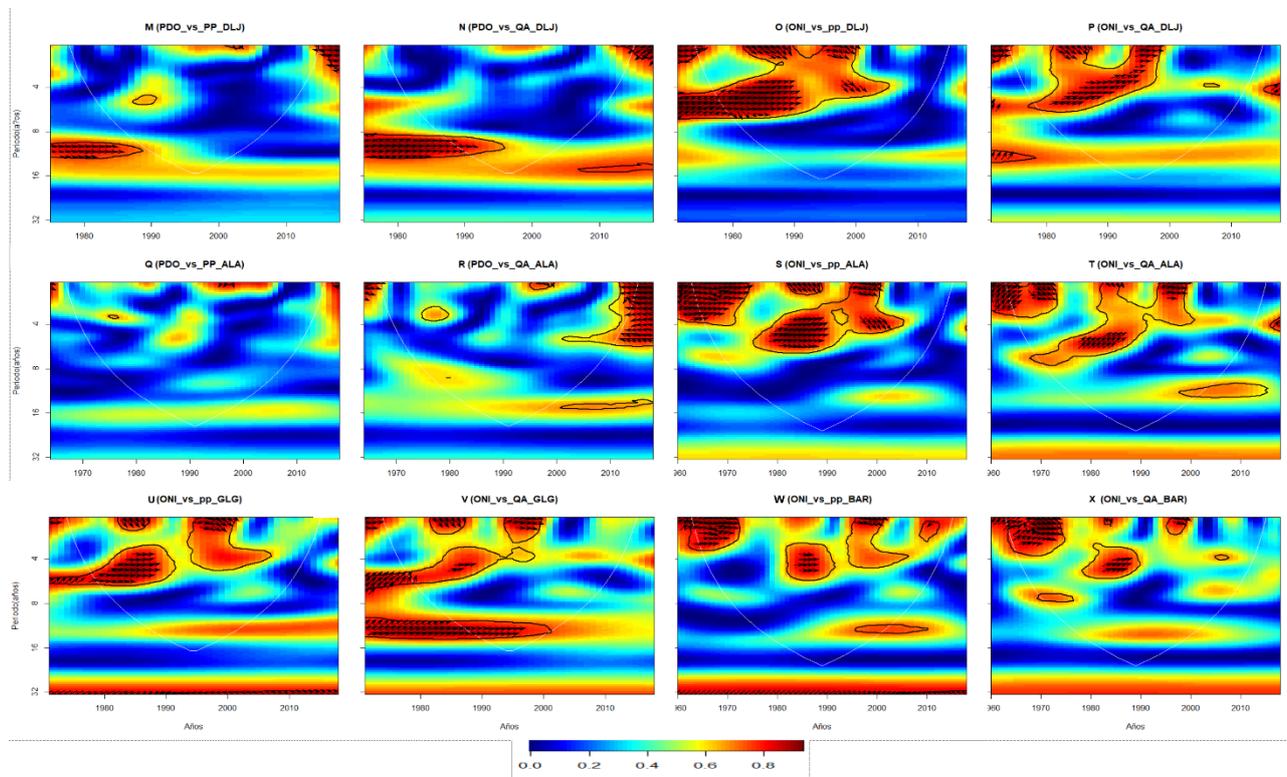


Figura 5 continuación: Diagrama de coherencia de ondas

DISCUSIÓN

En el presente trabajo se estudia la influencia de algunos forzantes climáticos en la variabilidad espacial y temporal de la precipitación y el caudal en las cuencas de la región centro oeste de Argentina entre los 28-37°S y 70°-69°O cuyas cabeceras se encuentran en la Cordillera de los Andes.

En la escala interanual se identificaron años con anomalías positivas en la precipitación y el caudal que responden a los eventos cálidos (El Niño) del fenómeno ENSO, en los cuales los años de mayores desvíos respecto a la media resultaron coincidentes con los eventos extremos El Niño de 1982/83, 1997/98 y 2015/2016 (Norel et al., 2021). Sin embargo, también se encontraron precipitaciones y caudales por encima de la media durante eventos fríos del fenómeno ENSO (La Niña) como ser en los años 2000 y 2008, aunque de magnitud reducida. En tanto, las anomalías negativas de precipitación y caudales coinciden en su mayoría con eventos de fase negativa o neutral del fenómeno ENSO. Estos resultados están en línea con lo documentado en publicaciones previas (Lauro et al., 2019; Masiokas et al., 2019) y destacan el rol del fenómeno ENSO como modulador de las precipitaciones y los caudales en escala interanual en el centro oeste de Argentina. Durante las décadas de 1980 y 1990 se presentaron 5 episodios de El Niño (1982/83, 1986/87, 1991-93, 1994/95 y 1997/98) y 4 episodios de La Niña (1984/85, 1988/89, 1995/96, 1998/99; CPC, 2022), lo cual se ve reflejado en las series de precipitación y caudal, las cuales

presentan ciclos en escala interanual con períodos entre 2-6 años y una variación conjunta de la precipitación y el caudal con ciclos de 2-8 años (Lauro et al., 2021). La relación encontrada con el índice ONI en períodos entre 4-8 años durante las décadas 1980 y 1990, explica parte del origen de la variabilidad interanual detectada en el análisis de onda por Lauro et al., (2021).

Mientras la relación del índice ONI se encuentra presente en toda la región y en las dos variables hidroclimáticas analizadas, el índice PDO presenta los coeficientes de correlación más altos con las precipitaciones y caudales en las cuencas ubicadas al norte de los 34°S. En contraste, Garreaud et al., (2009) encuentran relaciones entre la precipitación y el índice PDO en la vertiente chilena al sur de los 35°S, lo cual puede asociarse a la diferencia en el período de análisis y al desacople que existe entre la variabilidad decenal de los caudales de Cuyo y el índice PDO luego del cambio de fase de 1999/2000 (Rivera et al., 2017). Respecto del análisis de coherencia en las cuencas de los ríos San Juan, Mendoza y Tunuyán, se observa relación con las series de precipitación para períodos de 4-8 años, infiriendo que la PDO modula el comportamiento interanual de la precipitación. En el caudal se encuentran zonas de alto poder espectral para períodos 8-16 años en diversas décadas dependiendo de la cuenca analizada. Otros autores han reportado oscilaciones

de 20 años en consonancia con eventos ENSO (Compagnucci et al., 2000), en tanto, Gonzalez-Reyes et al. (2017), si bien encuentra un patrón de comportamiento decenal a multidecenal en la sub-región norte de los Andes mediterráneos (30-34°S), no encuentra resultados estadísticamente significativos entre la PDO y variables hidroclimáticas. Esto da cuenta que se requiere una mayor investigación respecto de los mecanismos de variabilidad decenal a multidecenal en las precipitaciones y el caudal de la región, dado que se ha identificado anteriormente que la precipitación y el caudal presentan cambios entre anomalías negativas y positivas cada 16-32 años (Lauro et al., 2021).

La influencia del modo anular del sur ha sido descripta entre los 37-54°S como modulador de los períodos húmedos y secos tanto en Argentina y Chile (Garreaud et al., 2009; Villalba et al., 2012, Aravena & Luckman 2009, Rivera et al., 2018). La tendencia hacia su fase positiva ha sido relacionada con forzantes del calentamiento global antropogénico, en particular la disminución del ozono estratosférico y el incremento de los gases de efecto invernadero (Fogt & Marshall, 2020). Se encontró que el caudal anual en la región de estudio presenta una relación inversa con el índice SAM, lo cual se asocia a un fortalecimiento del anticiclón semipermanente del Océano Pacífico sur y un desplazamiento hacia el sur de los *storm tracks*, que favorece el déficit en los caudales (Rivera et al., 2018). Sin embargo, esta relación no es significativa en el presente estudio. Además, no se encuentran períodos significativos con el análisis de coherencia de ondas, lo cual podría responder a que el mayor impacto de este modo de variabilidad se observa al sur de 37°S. Se considerará en futuros estudios discriminar la influencia del SAM en función de la fase prevaleciente del fenómeno ENSO, así como también discriminar la componente interanual de la tendencia multidecenal hacia una fase positiva en este modo.

CONCLUSIONES

Estos resultados brindan información para la comprensión de las relaciones entre algunos de los patrones globales y hemisféricos que originan la variabilidad hidroclimática en la región de los Andes Centrales de Argentina.

La precipitación y el caudal de los últimos 60 años presentan fluctuaciones en sus valores medios en escala interanual y decenal. Estas fluctuaciones se presentan con diversas intensidades y frecuencias a lo largo del período de análisis.

Los patrones de variabilidad de alta frecuencia con ciclos de 4-8 años durante 1980-1990, se asocian al ENSO en toda la región. La PDO muestra coeficientes de correlación con la precipitación y el caudal de las cuencas localizadas al norte de los 34°S. Sin embargo, dada la longitud de las series la relación lineal encontrada no es significativa. En tanto, se identificaron períodos decenales

significativos entre la PDO y el caudal. El modo anular del sur presenta una relación inversa con las variables hidroclimáticas, sin embargo, no resulta significativa en la región analizada.

Dado que la disponibilidad hídrica superficial es diferente en cada una de las cuencas de la región de los Andes Centrales, como así también son las demandas de los recursos hídricos, es necesario conocer los modos de variabilidad hidroclimática en cada una de las cuencas para la predicción y planificación a largo plazo de los recursos hídricos en el centro oeste argentino.

Agradecimientos

Este trabajo posee financiamiento de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCyT) mediante el proyecto PICT 2019-03430.

BIBLIOGRAFÍA

Agosta, E., & Compagnucci, R.H. (2012). Central-West Argentina Summer Precipitation Variability and Atmospheric Teleconnections. *American Meteorological Society, Journal of Climate*; 25; 5; 3; 1657-1677.

Bonfils, C., & Santer, B.D. (2011). Investigating the possibility of a human component in various pacific decadal oscillation indices. *Clim. Dyn.* 37, 1457–1468 <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0920-1>

Branstator, G., & Selten, F. (2009). “Modes of Variability” and Climate Change, *Journal of Climate*, 22(10), 2639-2658. DOI: 10.1175/2008JCLI2517.1

Caragunis, J.I. (2018). Variabilidad de baja frecuencia en los caudales de los ríos del centro-norte de la Argentina. Aplicación en el análisis de sequías hidrológicas. Tesis de Licenciatura en Cs. de la Atmósfera. UBA.

Compagnucci, R.H. & Vargas, W.M., (1998). Interannual variability of Cuyo rivers streamflow in Argentinean Andean mountains and ENSO events. *International Journal of Climatology*, 18, 1593–1609.

Compagnucci, R., Blanco, S., Figliola, A., & Jacovkis, P. (2000). Variability in subtropical Andean Argentinean Atuel River; a wavelet approach. *Environmetrics*, 11, 251-269.

CPC, consultado junio 2021.
https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php

Fogt, R.L., & Marshall, G.J. (2020) The Southern Annular Mode: Variability, trends, and climate impacts across the Southern Hemisphere. *WIREs Clim Change*. 11:e652.
<https://doi.org/10.1002/wcc.652>

Garreaud, R., Vuille, M., Compagnucci, R. & Marengo, J. (2009): Present day South American climate. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 281, 180–195, doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.032.

González-Reyes, Á., McPhee, J., Christie, D., Le Quesne, C., Szejner, P., Masiokas, M., Villalba, R., Muñoz, A., & Crespo, S. (2017). Spatiotemporal variations in hydroclimate across the Mediterranean Andes (30°-37° S) since the early twentieth century. *Journal of Hydrometeorology* 18: 1929-1942. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0004.1>

Gouhier, T. C., Grinsted, A. & Simko, V. (2018). R package biwavelet: Conduct Univariate and Bivariate Wavelet Analyses (Version 0.20.17). Available from <https://github.com/tgouhier/biwavelet>

Grinsted, A., Moore, J. C. & Jevrejeva, S. (2004). Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11, 561-566.

Harris, I., Jones, P.D., Osborn, T.J. & Lister, D.H. (2014). Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 Dataset. *International journal of climatology*, 34, 623–642.

IPCC, 2021a. Annex VII: Glossary [Matthews, J.B.R., V. Möller, R. van Diemen, J.S. Fuglestedt, V. Masson-Delmotte, C. Méndez, S. Semenov, A. Reisinger (eds.)]. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 2215–2256, doi:10.1017/9781009157896.022.

IPCC, 2021b. Annex IV: Modes of Variability [Cassou, C., A. Cherchi, Y. Kosaka (eds.)]. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on*

Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 2153–2192, doi:10.1017/9781009157896.018.

- Labat, D. (2008). Wavelet analysis of the annual discharge records of the world's largest rivers. *Advances in Water Resources*, 31, 109–117.
- Lauro, C., Vich, A., & Moreiras, S.M. (2016). Variabilidad del régimen fluvial en cuencas de la región de Cuyo. *Geoacta*, 40(2), 28-51.
- Lauro, C., Vich, A. I., & Moreiras, S. M. (2019). Streamflow variability and its relationship with climate indices in western rivers of Argentina, *Hydrol. Sci. J.* 64(5), 607-619. doi: 10.1080/02626667.2019.1594820.
- Lauro, C.; Vich, A. I.J.; Otta, S.; Moreiras, S.M.; Vaccarino, E.; & Bastidas, L. (2021). Recursos hídricos superficiales de la vertiente oriental de los Andes Centrales (28°-37°S) en contexto de variabilidad hidrológica. *Boletín De Estudios Geográficos* 116 – Noviembre 2021 – Abril 2022. ISSN 0374-6186. E-ISSN: 2525-1813. PP. 45-71.
- Mantua, N.J., et al., (1997). A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 1069–1079.
- Mantua, N.J. & Hare, S.R., (2002). The Pacific decadal oscillation. *Journal of Oceanography*, 58, 35–44.
- Marshall, G.J., (2003). Trends in the southern annular mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, 16, 4134–4143. doi:10.1175/1520-0442(2003)016<4134:Titsam>2.0.Co;2
- Masiokas, M. H., Villalba, R., Luckman, B. H., Le Quesne, C., & Aravena, J.C. (2006). Snowpack variations in the central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: Large-scale atmospheric influences and implications for water resources in the region. *J. Climate*, 19, 6334–6352, doi:10.1175/JCLI3969.1.
- Masiokas, Villalba, R., Luckman, B. H., & S. Mauget, (2010). Intra- to multidecadal variations of snowpack and streamflow records in the Andes of Chile and Argentina between 30° and 37°S. *J. Hydrometeor.*, 11, 822–831, doi:10.1175/2010JHM1191.1.
- Masiokas, M.H., Cara, L., Villalba, R. Pitte, P., Luckman, B. H., Toum, E., Christie, D. A., Le Quesne C., & Mauget, S. (2019). Streamflow variations across the Andes (18°–55°S) during the instrumental era. *Sci Rep* 9,17879 <https://doi.org/10.1038/s41598-019-53981-x>
- Norel, M.; Kałczyński, M.; Pinskiw, I.; Krawiec, K.; & Kundzewicz, Z.W. (2021). Climate Variability Indices. A Guided Tour. *Geosciences*, 11, 128. <https://doi.org/10.3390/geosciences11030128>.
- Poveda, G., Vélez, J., Mesa, O., Hoyos, C., Salazar, L., Mejía, J., Barco, O. & Correa, P. (2002). Influencia de fenómenos macroclimáticos sobre el ciclo anual de la hidrología colombiana:

cuantificación lineal, no lineal y percentiles probabilísticos. *Meteorol. Colomb.* 6:121-130. ISSN 0124-6984. Bogotá, D.C. – Colombia.

Rivera, J.A., Araneo, D.C., & Penalba, O.C., (2017). Threshold level approach for streamflow droughts analysis in the Central Andes of Argentina: A climatological assessment. *Hydrological Sciences Journal* 62(12): 1949-1964. <https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1367095>.

Rivera, J.A., Araneo, D.C., Penalba, O.C., & Villalba, R. (2018). Regional aspects of streamflow droughts in the Andean rivers of Patagonia, Argentina. Links with large-scale climatic oscillations. *Hydrology Research* 49(1): 134-149. <https://doi.org/10.2166/nh.2017.207>.

Rivera, J.A., Otta, S., Lauro, C. & Zazulie, N. (2021). A decade of hydrological drought in Central-Western Argentina. *Front. Water* 3: 640544. <https://doi.org/10.3389/frwa.2021.640544>.

SAyDSN (2015). Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación (SAyDSN). Tercera Comunicación Nacional de la República Argentina a la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático. Cambio climático en Argentina; tendencias y proyecciones. Buenos Aires: Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación.

Schulte, J.A., Najjar, Raymond, G. & Ming Li. (2016). The influence of climate modes on streamflow in the Mid-Atlantic region of the United States. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 5. 80–99. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.11.003>

Screen, J.A., Bracegirdle, T.J. & Simmonds, I. (2018). Polar Climate Change as Manifest in Atmospheric Circulation. *Curr. Clim. Change Rep* 4, 383–395 (2018). <https://doi.org/10.1007/s40641-018-0111-4>

Singh, A., Delcroix, T., & Cravatte, S. (2011). Contrasting the flavours of El Niño-Southern Oscillation using sea surface salinity observations, *Journal of Geophysical Research*, 116(C06016), doi:10.1029/2010jc006862.

Thompson, D. W. J., & Wallace, J. M. (2000). Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *Journal of Climate*, 13(5), 1000–1016. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013%3C1000:AMITEC%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013%3C1000:AMITEC%3E2.0.CO;2)

Torrence, C., & Compo, G. P. (1998). A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79:61-78.

Torrence, C. & Webster, P.J. (1999) Interdecadal Changes in the ENSO-Monsoon System. *Journal of Climate*, 12, 2679-2690.

Trenberth, K.E., (1997). The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 2771–2777.

van der Wiel, K., & Bintanja, R. (2021). Contribution of climatic changes in mean and variability to monthly temperature and precipitation extremes. *Commun. Earth Environ.* 2, 1. <https://doi.org/10.1038/s43247-020-00077-4>

Vera, C. & Osman, M. (2018). Activity of the Southern Annular Mode during 2015–2016 El Niño event and its impact on Southern Hemisphere climate anomalies. *Int. J. Clim.* <https://doi.org/10.1002/joc.5419>.

Villalba R, Lara A, Masiokas MH, Urrutia R, Luckman BH, Marshall GJ, Mundo I, Christie DA, Cook E, Neukom R, Allen K, Fenwick P, Boninsegna JA, Srur AM, Morales MS, Araneo D, Palmer JG, Cuq E, Aravena JC, Holz A, & LeQuesne C. (2012). Unusual Southern Hemisphere tree growth patterns induced by changes in the Southern Annular Mode. *Nature Geoscience* 5: 793-798. <https://doi.org/10.1038/ngeo1613>.

Wiedermann, M., Siegmund, JF., Donges, JF, & Donner, RV. (2021) Differential Imprints of Distinct ENSO Flavors in Global Patterns of Very Low and High Seasonal Precipitation. *Front. Clim.* 3:618548. doi: 10.3389/fclim.2021.618548

ANÁLISIS DE ANOMALÍAS DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO Y DE LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA VINCULADAS CON ACTIVIDAD SÍSMICA EN LAS PLACAS SCOTIA Y SANDWICH

**Arecco, María Alejandra^{*1,2}; Larocca, Patricia A.¹; Otero, Lidia A.^{2,3};
Mora, Mariana C.¹; Canero, María Florencia⁴**

¹Universidad de Buenos Aires, Instituto de Geodesia y Geofísica Aplicadas, Av. Las Heras 2214,
C.A.B.A.

²Universidad de la Defensa Nacional, Maipú 262, C.A.B.A.

³Ministerio de Defensa, CITEDEF, MINDEF-CONICET, Juan Bautista de La Salle 4397,
Villa Martelli, Buenos Aires.

⁴Ministerio de Defensa, Servicio de Hidrografía Naval, Av. Montes de Oca 2124, C.A.B.A.

*marecco@fi.uba.ar

RESUMEN

En este trabajo se analizan perturbaciones del campo magnético terrestre y presión atmosférica a nivel del mar relacionadas con eventos sísmicos. Los mismos están localizados en los márgenes de las placas Scotia y Sándwich, en el Atlántico Sur. Los observatorios geomagnéticos de la red INTERMAGNET: King Edward Point (KEP) en el archipiélago de las islas Georgias del Sur, Orcadas (ORC) en Islas Orcadas, Isla Argentina (AIA) en Antártida y Puerto Argentino (PST) en Islas Malvinas se encuentran próximos a los epicentros. Se estudian registros del campo geomagnético medidos en los observatorios de la red en un lapso de veinticuatro horas anteriores a la ocurrencia del sismo. Siendo que la componente horizontal del campo magnético es la que presenta mayor susceptibilidad a los cambios, se elige esta magnitud para el análisis. Los datos magnéticos se preparan de modo de sustraer los efectos de la variación solar diurna, calculando las diferencias entre las componentes horizontales de a dos observatorios. Cabe destacar que en el periodo de estudio no se registran tormentas geomagnéticas severas por encontrarse en fase de baja actividad solar. A partir del análisis de las diferencias entre los datos en los observatorios mencionados, mediante el método de wavelets es posible observar rangos de alta energía hasta frecuencias muy altas previas al evento; además de oscilaciones con picos magnéticos de amplitud ± 2 nT y duración variable cuando se aplica un filtro pasa bajo sobre las señales magnéticas. Es posible detectar variaciones anómalas en un intervalo de aproximadamente 3 horas antes de la manifestación de eventos sísmicos de $M_w \geq 6.6$. Por otro lado, se analizan grillas globales de presión atmosférica, a nivel del mar, seleccionadas en la zona del sismo, en períodos entre dos y cuatro horas previas al

evento, mostrando zonas distintivas de alta y baja presión. Los datos se obtuvieron de la base MERRA – 2. La serie temporal da cuenta de un mínimo local de presión en un rango de pocas horas alrededor de la ocurrencia del suceso por el ascenso/descenso de la superficie del mar.

Palabras Clave: ACTIVIDAD GEOMAGNÉTICA, VARIACIÓN DE PRESIÓN ATMOSFÉRICA, SISMOS, PLACAS SCOTIA Y SANDWICH.

ABSTRACT

Geomagnetic field and atmospheric pressure disturbances are analyzed on this work, related to seismic events. These are located on the Scotia and Sandwich plate-margins in the South Atlantic Ocean. Near the epicenters are placed the INTERMAGNET geomagnetic observatories: King Edward Point (KEP) on the South Georgia' islands, Orcadas (ORC) on Orcadas' islands, Argentina Island (AIA) on Antartica and Puerto Argentino (PST) on Malvinas Islands. Geomagnetic field records from the observatories are studied during the previous twenty four hours of the seismic event. As the horizontal geomagnetic component is the most sensitive one to these changes, results in the magnitude selected for the analysis. To avoid the diurnal variation effects on the geomagnetic data, the differences between the horizontal components of two observatories are calculated. It is important to remark that on the period of study severe geomagnetic storms are not registered due to a low Sun activity phase. Analyzing the mentioned differences with the wavelets method it is possible to observe ranges of high energy up to very high frequencies previous to the event; in addition to ± 2 nT magnetic peaks of amplitude on the oscillations and a variable duration when applied a low-pass filter. It is possible to detect abnormal variations on an interval of approximately 3 hours before seismic events for $M_w \geq 6.6$. On the other hand, atmospheric pressure grids at the sea level global are analyzed, selected on the seism zone, on periods of two to four hours previous to the event, showing distinctive low and high pressure zones. The data is obtained from the MERRA-2 base. The temporal series makes evident a pressure local minimum few hours before the event due to the sea surface ascent/descent.

Key Words: GEOMAGNETIC ACTIVITY, ATMOSPHERIC PRESSURE, EARTHQUAKES, SCOTIA PLATE.

INTRODUCCIÓN

Uno de los objetivos más esquivos para la sismología es el poder predecir un terremoto a corto plazo. Existen numerosos estudios que reportan relaciones entre terremotos y algún fenómeno físico como efectos mecánicos significativos en la región focal del terremoto, ya sean deformaciones de rocas, cambios en sus propiedades y estado de tensión-deformación, propiedades electro físicas del medio y excitación de señales sísmicas (Hayakawa et al., 2010; Takeuchi et al., 2012) y el campo geomagnético no es una excepción. Se han observado pequeñas perturbaciones del campo

magnético de pocos nT en registros del campo geomagnético, en la superficie de la Tierra, poco antes de un sismo según Kushwah et al. (2009), Ruiz et al. (2011), Takla et al. (2018), Arecco et al. (2020) y Larocca et al. (2021). El campo geomagnético que se mide en la superficie terrestre es la suma vectorial de diferentes campos geomagnéticos. Está formado fundamentalmente por dos constituyentes una de origen interno, global de gran amplitud, cuya fuente es el núcleo interno de la Tierra y cuya variación es anual, y otro de menor amplitud, compuesto por campos de fuentes estáticas superficiales de la corteza terrestre, y campos inducidos debido a corrientes eléctricas que circulan en la Ionosfera y Magnetosfera que, al variar a lo largo del día, generan estos campos, denominado variación diurna (Blakely, 1996).

El mecanismo tectónico de generación de un sismo en el mar, generalmente está asociado a fallas directas, inversas o de cizalla en el interior de la corteza, donde se produce un desplazamiento de un lado respecto del otro de la falla. Las zonas de bordes de placa suelen ser particularmente activas, esto conlleva, en ocasiones, a una elevación brusca del fondo marino (Kanamori, 1986; Scholz, 2019), por lo cual dicho empuje produce que la superficie del océano también sea elevada (DeDontney y Rice, 2012).

Por otra parte, Arai et al. (2011) estudiaron cambios de presión atmosférica causados por el terremoto de la costa del Pacífico Oeste de Tohoku, en Japón, de M_w 9.0 (M_w , magnitud de momento sísmico. Escala que está relacionada con la energía liberada por el sismo) identificados a partir de ondas límite atmosféricas excitadas por el levantamiento y el hundimiento de la superficie del océano, sobre la base de las características de la forma de onda.

En este trabajo se analizaron registros de campo geomagnético y presión atmosférica alrededor de los eventos sísmicos más cercanos a los observatorios de la red INTERMAGNET (*International Real-time Magnetic Observatory Network*), KEP, PST, ORC y AIA, y más superficiales en los bordes de la Placa Scotia, de $M_w \geq 6.6$, al sudoeste del océano Atlántico Sur y ocurridos en los últimos 10 años. Se evaluaron, además, registros globales de actividad solar para descartar la simultaneidad de tormentas geomagnéticas.

El análisis de los registros geomagnéticos se llevó a cabo a partir de la aplicación de wavelets y filtros a las series temporales de los registros de los observatorios geomagnéticos de la red INTERMAGNET, y el análisis de la presión atmosférica a partir de grillas y series temporales de datos globales (Rienecker et al., 2021) de la base MERRA_2 (*Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2*).

METODOLOGÍA

Zona de trabajo

El área de estudio está localizada en el extremo suroccidental del océano Atlántico Sur, abarcando las placas oceánicas Scotia y Sándwich del Sur. Ambas placas limitan al norte con la placa Sudamericana y al sur con la placa Antártica. Además, la placa Sándwich del Sur, se sitúa al este de la placa de Scotia (Figura 1).

La placa Scotia se formó hace aproximadamente 50-35 Ma, cuando se abrió el paso de Drake separando América del Sur y la Antártida (Livermore et al., 2005) y creando la placa Scotia entre ellas. Esta se separa con un borde transcurrente de la placa Sudamericana, con una sucesión de bordes transcurrentes y divergentes de la Placa Sándwich del Sur, mientras que al sur y al oeste con un borde principalmente transcurrente de la Placa Antártica (Figura 1).

La zona de subducción del borde convergente, de las placas Sándwich del Sur y Sudamericana, presenta un arco volcánico activo, que se construye en gran parte sobre la corteza oceánica de la pequeña placa Sándwich del Sur, que se formó aproximadamente hace 10 Ma en el centro de expansión de la dorsal Este de Scotia (Leat et al., 2003). El arco se está formando en respuesta a una subducción inclinada de la placa Sudamericana debajo de la placa Sándwich del Sur a una velocidad de 69,9 a 79 km/Ma (Thomas et al., 2003) que, en un año representa un desplazamiento relativo de 70 a 79 mm.

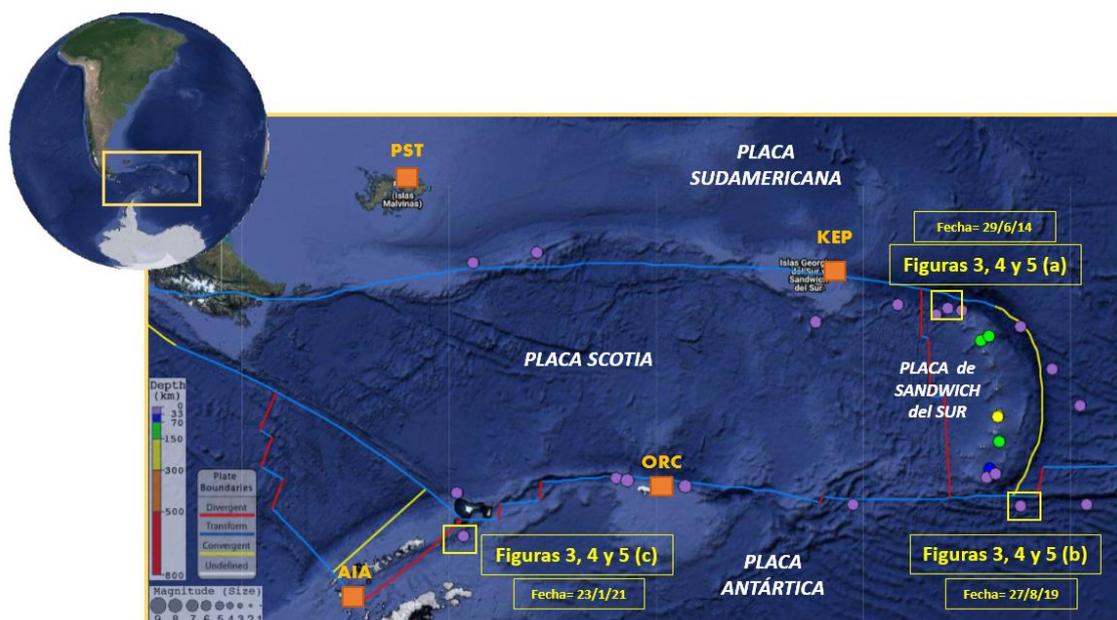


Figura 1. Mapa de la zona de estudio en el sudoeste del océano Atlántico Sur. Placas: Sudamericana, Scotia, Sándwich del Sur y Antártica. Bordes de placas: transcurrente (línea azul), convergente (línea amarilla) y divergente (línea roja). Sismos de $M_w \geq 6.6$: círculos de color y diámetro según la profundidad y magnitud

respectivamente. Observatorios magnéticos de la red INTERMAGNET (cuadrados naranjas). Imagen de fondo tomada de <http://ds.iris.edu/>.

Los bordes más largos de la placa de Scotia, los comparte con las placas Antártica y Sudamericana, ambos son bordes de deslizamiento sinistral (Thomas et al., 2003). El límite sur con la placa Antártica, conocida como Dorsal Sur de Scotia, se mueve a una velocidad de 7,5 a 9,5 mm/año. El límite norte con la placa Sudamericana, conocido como Dorsal Norte de Scotia, también es tectónicamente activo, moviéndose a una velocidad de aproximadamente 7 mm/año (Thomas et al., 2003). Los bordes de la placa Scotia y Sándwich del Sur están caracterizados como áreas de alta sismicidad, produciéndose alrededor de 300 eventos sísmicos de $M_b \geq 4.4$ (M_b , magnitud de las ondas de cuerpo P y S) en un año (Larocca et al., 2019).

Datos y metodología

Para este trabajo se utilizaron series temporales de la componente horizontal del campo geomagnético (H) por minuto disponibles en la Red Internacional de Observatorios Magnéticos en Tiempo Real, INTERMAGNET (<https://intermagnet.github.io>), específicamente de los observatorios KEP ubicado en la isla King Edward del Archipiélago de las islas Georgias del Sur (54,3°S; 36,5°W), PST ubicado en la isla Soledad en las Islas Malvinas (51,7°S; 57,8°W), ORC ubicado en Antártida en el archipiélago de Islas Orcadas del Sur (60,7°S; 44,7°W) y AIA ubicado en las Islas Faraday (Isla Argentina) en la Base Akademik Vernadsky (65,25°S; 64,25°W) de dicha red (Figura 1).

Para no incluir perturbaciones de carácter anual, se sustrajo la componente horizontal del campo geomagnético del Marco de Referencia Geomagnético Internacional IGRF (H_{IGRF}) (*International Geomagnetic Reference Frame*, <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/>) calculada según la época y ubicación de cada observatorio, obteniéndose la componente del campo geomagnético de los datos sin variación secular según (1).

$$H_{OBS.} = H_{OBS. INTER} - H_{IGRF} \quad (1)$$

siendo:

H_{OBS} la componente horizontal del campo geomagnético del Observatorio sin variación secular.

$H_{OBS.INTER}$ la componente horizontal del campo geomagnético medido en cada observatorio de la red INTERMAGNET.

H_{IGRF} la componente horizontal del campo geomagnético correspondiente al IGRF.

Además, se restaron los datos de los observatorios entre sí tomados de a dos, considerando la proximidad del sismo al observatorio de la red, tal que, el observatorio más lejano cumpliera la función de Estación Base (H_{Base}) y el más cercano como punto de observación de campo ($H_{Cercano}$). De este modo, las diferencias calculadas, denominadas deltas (ΔH), minimizaron los efectos de la variación solar diurna, según (2).

$$\Delta H = H_{Base} - H_{Cercano} \quad (2)$$

siendo: ΔH el campo geomagnético sin variación diurna.

H_{Base} la componente horizontal del campo geomagnético del observatorio más lejano.

$H_{Cercano}$ la componente horizontal del campo geomagnético del observatorio más cercano.

Siendo las series temporales de los datos geomagnéticos no estacionales y lineales es apropiado utilizar el análisis con métodos adecuados como la Transformada Wavelet que, es dentro del campo matemático del análisis armónico, la que provee la óptima resolución en el plano tiempo frecuencia, permitiendo de este modo una excelente caracterización de las series (Grinsted et al., 2004). Para ello se aplicó la Transformación continua de wavelet (WT) al ΔH del campo magnético en los observatorios, utilizando la ondícula Morlet (con $\omega_0 = 6$) porque proporciona un buen equilibrio entre localización en tiempo y en frecuencia.

Con el propósito de descartar periodos de tormentas geomagnéticas severas, se evaluaron los índices de actividad geomagnética K_p , A_p , A_e (Auroral Electrojet) y Dst (Disturbance Storm Time), extraídos del Servicio de Datos Geomagnéticos de Kyoto (*World Data Center for Geomagnetism, Kyoto*, <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/wdc/Sec3.html>) (Figura 2).

El índice geomagnético planetario K_p mide los efectos magnéticos de los eventos solares y se presenta en escala logarítmica con rangos de variabilidad que van desde 0 (no actividad) a 9 (máxima actividad de la tormenta). Lo introdujo J. Bartels en 1949 y se deriva a partir de los índices estandarizados de 13 observatorios magnéticos ubicados en latitudes medias; a partir de éste se deriva el índice A_p , que se define como el valor máximo diario que se obtiene al calcular un promedio móvil de 8 valores del índice K_p durante un evento de tormenta geomagnética (Mayaud 1980).

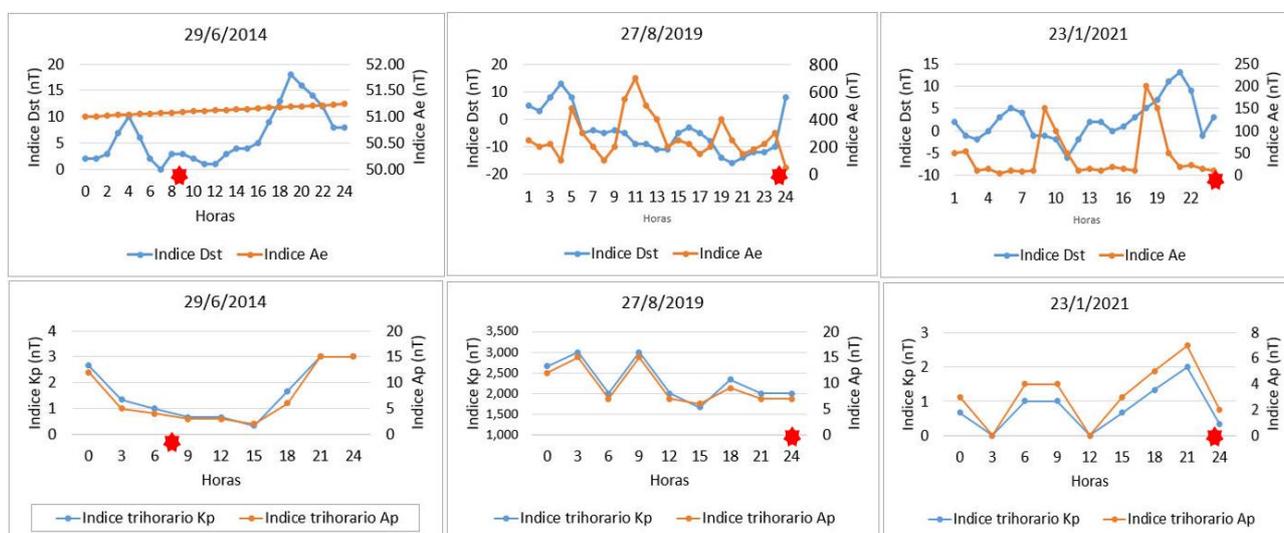


Figura 2. Índices de actividad geomagnética Dst y A_e (arriba), A_p y K_p (abajo) de 24 horas de los días: (a) 29/06/2014, (b) 27/08/2019 y (c) 23/01/2021. Sismo ubicado según el momento de ocurrencia (estrella roja).

Los índices *Ae* proveen una medida del efecto magnético en la superficie terrestre de las corrientes de electrojet aurorales que van hacia el este y hacia el oeste. Para medir el índice *Ae*, se utiliza la componente H del campo geomagnético obtenida en observatorios situados en latitudes aurorales o subaurorales y distribuidas uniformemente en longitud.

El índice geomagnético *Dst* (*Disturbance Storm Time*) es un indicador que permite clasificar la intensidad de una tormenta geomagnética. Se obtiene a partir de observaciones magnéticas en bajas latitudes. Las perturbaciones registradas con el índice *Dst* se originan en diferentes sistemas de corrientes en el espacio. La corriente espacial que principalmente afecta este índice es la llamada 'Corriente de Anillo'. Los tiempos de tormenta fueron identificados según Loewe & Prolss (1997) a partir del análisis del índice *Dst* donde una tormenta débil tiene $-30 \text{ nT} > Dst > -50 \text{ nT}$, una tormenta moderada tiene $-50 \text{ nT} > Dst > -100 \text{ nT}$, una tormenta fuerte tiene $-100 \text{ nT} > Dst > -200 \text{ nT}$, una tormenta severa tiene $-200 \text{ nT} > Dst > -350 \text{ nT}$, y una gran tormenta tiene $Dst < -350 \text{ nT}$, y se confirma con un índice *AE* de hasta 500 nT. Los períodos de tormenta se definen cuando el índice *Dst* se deprime significativamente y luego es seguido por una fase de recuperación para volver al nivel inicial.

Se seleccionaron eventos sísmicos de $M_w \geq 6.6$, cuyo epicentro fuera relativamente somero (entre 8 y 16 km) y relativamente cercano a un observatorio de la red INTERMAGNET. Del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>) fue extraída una serie de sismos que cumplieran con esas características mencionadas (Tabla 1).

Fecha	Latitud (°)	Longitud (°)	Hora (UTC)	Magnitud (M_w)	Profundidad (km)
29/06/2014	-55.4703	-28.3669	7:52	6.9	8
27/08/2019	-60.2152	-26.5801	23:55	6.6	16
23/01/2021	-61.8117	-55.4903	23:36	6.9	9,8

Tabla 1. Características de los sismos elegidos mayores a 6.6 M_w en los bordes de las placas Scotia y Sandwich: Fecha, hora en UTC, ubicación geográfica, magnitud y profundidad.

Además, con el objetivo de detectar patrones de comportamiento de la presión atmosférica en torno a un evento sísmico, se calcularon series temporales de anomalía y de variabilidad. Los datos se obtuvieron de la base MERRA – 2 de la Oficina de Asimilación y Modelado Global de la NASA (*Global Modeling and Assimilation Office*, GMAO). Esta base provee datos desde 1980 con una resolución espacial de $0,5^\circ \times 0,667^\circ$ y temporal de 1 hora, disponible en <https://gmao.gsfc.nasa.gov/reanalysis/MERRA-2/>.

RESULTADOS

A partir del análisis de las diferencias entre las componentes horizontales del campo geomagnético, para los observatorios KEP y AIA (Δ KEP-AIA) así como también, para los observatorios KEP y PST (Δ KEP-PST), y mediante el método de wavelet, aplicado a las diferencias (Δ), es posible observar rangos de alta energía hasta frecuencias muy altas (de $1/32$ a $1/64$ min^{-1}) o periodos cortos (de 3 a 7 min) de 6 a 4 horas antes del sismo, señalados dentro de los cuadrados amarillos (Figuras 3 a, b y c).

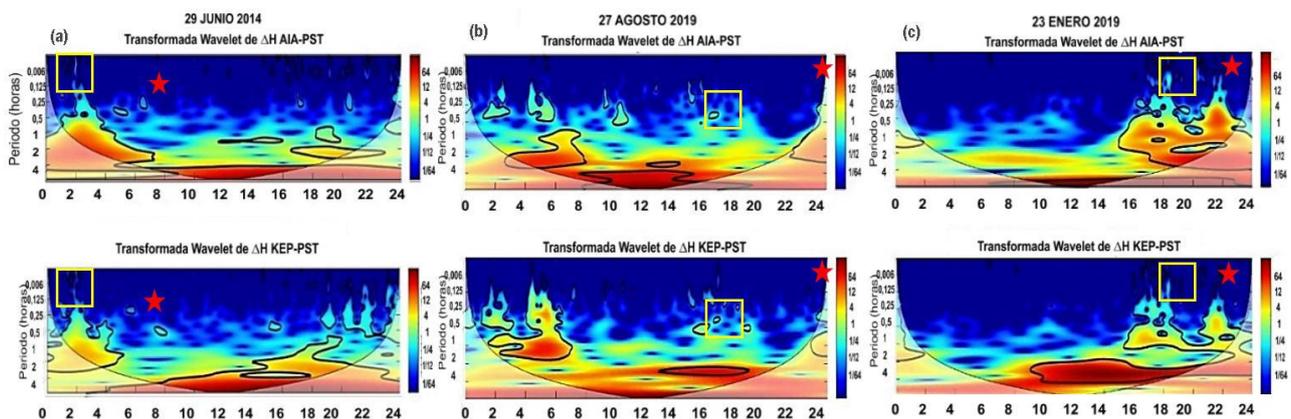


Figura 3. Transformada wavelet continua correspondiente a los días 29/06/2014 (a), 27/08/2019 (b) y 23/01/2021 (c) para la diferencia entre las componentes horizontales de los registros magnéticos observados en los observatorios AIA, PST y KEP. El contorno negro grueso muestra un nivel de significación del 5% contra el fondo de ruido rojo, y el cono de influencia (COI) donde los efectos de bordes en la imagen se ven borrosos. La estrella roja se coloca aproximadamente a la hora de la ocurrencia del sismo y el cuadrado amarillo muestra de la alteración preliminar al sismo que se observa en los registros magnéticos en horas previas al suceso.

Por otra parte, se aplicaron filtros pasa bajo (Fpb) a las diferencias de campo geomagnético (ΔH) con el propósito de suavizar el campo sin variación diurna obteniéndose las componentes suavizadas ($Fpb \Delta H$). Finalmente, se calculó la diferencia entre los $Fpb \Delta H$ y los ΔH obteniéndose los denominados residuos ($Res \Delta H$) para poner en evidencia anomalías de mayor frecuencia asociadas a un cambio repentino en el campo según (3).

$$Res(\Delta H) = Fpb(\Delta H) - \Delta H \quad (3)$$

siendo: $Res(\Delta H)$ la anomalía de alta frecuencia.

$Fpb(\Delta H)$ la componente ΔH filtrada.

ΔH el campo geomagnético sin variación diurna.

En los *Res* (ΔH) del campo geomagnético pocas horas antes de producirse los sismos seleccionados (Tabla 1) es posible observar oscilaciones de ± 2 nT, cuya duración alcanza aproximadamente 15 minutos o menos, entre 2 a 3 horas previas al evento sísmico (Figura 4).

Además, se calculó la variabilidad de las grillas temporales de presión promedio a nivel del mar en hPa, en grillas de $0,5^\circ \times 0,625^\circ$ de la base MERRA-2. Esta variabilidad se computarizó considerando diferencias horarias de 3 a 4 horas en cuadrículas de $5^\circ \times 6^\circ$ de extensión centradas en cada sismo. La diferencia de la presión atmosférica calculada, a nivel del mar en la zona del sismo, muestra zonas distintivas de alta y baja presión (colores cálidos a fríos), que rodean el epicentro (Figura 5).

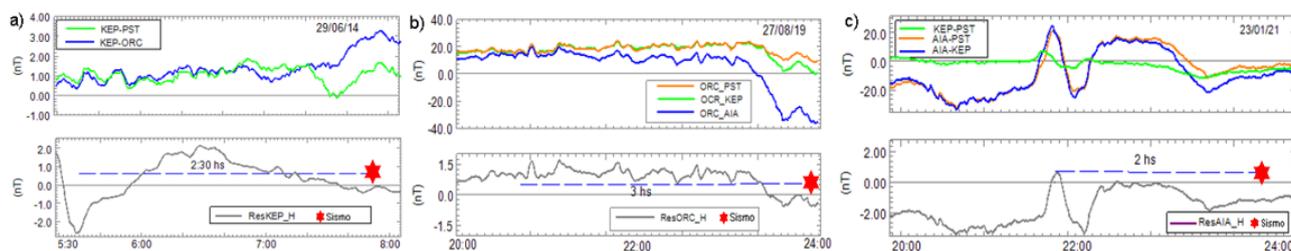


Figura 4. Diferencias entre observatorios de campo geomagnético de las componentes horizontales ΔH : KEP-PST, KEP-ORC, ORC-PST, ORC-AIA y KEP-AIA (líneas verde, naranja y azul, según corresponda, arriba) de los días 29/06/2014 (a), 27/08/2019 (b) y 23/01/2021 (c). Residuos de los filtros pasa bajo y los Δ (línea gris, abajo). Sismo ubicado a la hora aproximada de ocurrencia (estrella roja).

Se observan configuraciones de tipo dipolar en la distribución de la diferencia de presión atmosférica a nivel del mar alrededor de los eventos sísmicos del 29/06/2014 entre las 6 hs y 10 hs y del 23/01/2021 entre las 22 hs y la 1 hs del día siguiente. Ambos alcanzaron una magnitud de 6.9 M_w y se produjeron a 8 km y 9,8 km respectivamente (Figuras 5 a y c). Mientras que el sismo de 27/08/2019, entre las 22 hs y las 2 hs del día siguiente, que se produjo a 11,8 km de profundidad y alcanzó 6.6 M_w de magnitud, muestra la misma característica, pero suavizada (Figura 5 b).

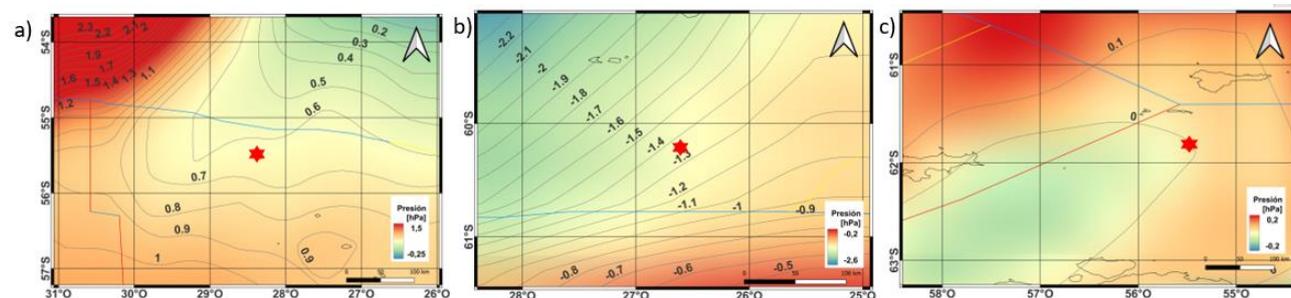


Figura 5. Grillas de diferencia de presión atmosférica promedio a nivel del mar, de los días 29/06/2014 (a), 27/08/2019 (b) y 23/01/2021 (c), correspondiente a un intervalo de tiempo de 3-4 horas en torno al evento sísmico ubicado según las coordenadas geográficas reportadas por el USGS (estrella roja). Isobaras cada 0,1 hPa (líneas negras continuas). Bordes de placa: transcurrente (línea azul), convergente (línea amarilla) y divergente (línea roja).

Se evaluaron también, las series temporales de presión atmosférica, en la ubicación geográfica del sismo, que dan cuenta de un mínimo local en un rango de pocas horas alrededor de la ocurrencia del suceso sísmico (Figura 6).

Se puede apreciar un cambio de tendencia en la progresión de la presión después de ocurrido el sismo (Figura 6) dentro de un rango de 6 horas.

Una oscilación de 0,3 hPa se aprecia en la serie temporal de la presión atmosférica después del sismo del 23/01/2021 (Figura 6 c).

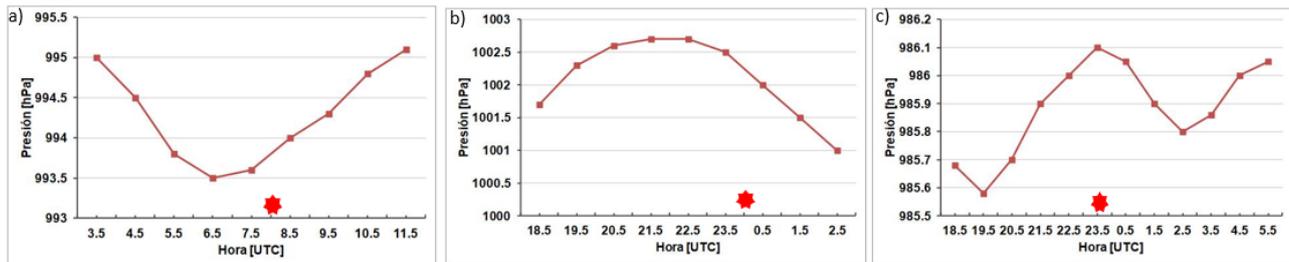


Figura 6. Registros de presión atmosférica promedio a nivel del océano obtenidos de la base MERRA-2 de los días 29/06/2014 (a), 27/08/2019 (b) y 23/01/2021 (c), en un rango de hasta 6 horas previas y posteriores a la ocurrencia del sismo. Sismo ubicado según la hora de ocurrencia (estrella roja).

CONCLUSIONES

Es posible detectar variaciones anómalas en los registros geomagnéticos en lapsos de 2 a 3 horas antes de la manifestación de eventos sísmicos de magnitud superior a Mw 6.6. Se puede observar una importante incidencia de la sismicidad sobre las perturbaciones del campo geomagnético local que se hace notoria en las altas frecuencias. La aplicación de filtros pasa bajo sobre las señales magnéticas de los mismos observatorios registran anomalías horas previas al evento sísmico reconociendo picos de amplitud y duración compatibles con los resultados del método de wavelet. Las diferencias de presión atmosférica de 3 a 4 horas previas al evento revelan anomalías de forma dipolar, representación peculiar en la distribución de la presión, posiblemente asociada al ascenso/descenso de la superficie del mar, hecho que se ve suavizado cuando la profundidad aumenta y disminuye la intensidad del sismo. Para el evento del 23 de enero de 2021 la serie temporal de las diferencias de presión durante un período de 6 horas posteriores al sismo presenta una oscilación de alrededor de 0,3 hPa, dando cuenta de la compresión del aire de un lado y el otro de la falla.

La liberación de la tensión de un sismo, queda registrada en anomalías del campo magnético y la presión atmosférica en un rango cercano en el entorno de unas pocas horas antes y después de la ocurrencia del sismo.

A pesar de lo expuesto, se requiere más evidencia para una mejor evaluación de la vinculación de fenómenos físicos relacionados con sismos, por lo que se pretende realizar más estudios.

Agradecimientos: Este trabajo fue parcialmente subvencionado por el proyecto de investigación UNDEFI N°259/2020 de la Universidad de la Defensa, el Instituto de Geodesia y Geofísica Aplicadas de la Facultad de Ingeniería de la Universidad de Buenos Aires y el Instituto de Investigaciones Científicas y Técnicas para la Defensa.

BIBLIOGRAFÍA

- Arai, N., Iwakuni, M., Watada, S., Imanishi, Y., Murayama T. and Nogami, M., (2011). Atmospheric boundary waves excited by the tsunami generation related to the 2011 great Tohoku-Oki earthquake, *Geophysical Research Letters*, Vol. 38, L00G18, doi:10.1029/2011GL049146.
- Arecco, M.A., Larocca P.A., Mora M.C., (2020). Geomagnetismo y su relación con sismos. Un estudio en la microplaca de Sándwich del Sur, *Revista defensa Nacional*, v 4, 263-281.
- Bartels, J., (1949). The standardized index, Ks, and the planetary index, Kp. *IATME Bulletin 12B*, p. 97-120, International Union of Geodesy and Geophysics http://isgi.unistra.fr/IAGABulletins/IATME_Bulletin_12b_Herbert_Weisman.
- Blakely, R., (1996). Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press, p. 461, London.
- DeDontney, N. and Rice, J. R., (2012). Tsunami wave analysis and possibility of splay fault rupture during the 2004 Indian Ocean earthquake. *Pure and applied geophysics*, 169(10), 1707-1735.
- Global Modeling and Assimilation Office, (2015). <https://gmao.gsfc.nasa.gov/reanalysis/MERRA-2/>.
- Hayakawa, M., Kasahara, Y., Nakamura T., et al., (2010). A statistical study on the correlation between lower ionospheric perturbations as seen by subionospheric VLF/LF propagation and earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, A, vol. 115, no. 9, Article ID A09305.
- INTERMAGNET International Real-time Magnetic Observatory, <https://intermagnet.github.io>, last modified date: 2020-02-02.
- Kanamori, H., (1986). Proceso de ruptura de los sismos de zona de subducción. *Revista Anual de Ciencias Planetarias y de la Tierra*, 14 (1), 293-322.
- Kushwah V, Singh V, and Singh B., (2009). Ultra-low frequency (ULF) amplitude observed at Agra (India) and their association with regional earthquakes. *Phys. Chem Earth*. 34, 367–272.
- Larocca, P.A.; Arecco, M.A.; Mora, M.C., (2021). Wavelet-based Characterization of Seismicity and Geomagnetic Disturbances in the Sandwich del Sur Micro-plate Area. *Geofísica Internacional*. Vol 60, N°4, 320-332. (ISSN: 0016-7169) <http://revistagi.geofisica.unam.mx/index.php/RGI/article/view/2119/1882>
- Larocca, P., Fiore, M., Oreiro F., Vilariño, I., Arecco, M.A., (2019). Estudio de parámetros geomagnéticos y su posible influencia sobre anomalías sismo-ionosféricas. In *Proceedings of the Sixth Biennial Meeting of Latinmag*, Fernando Poblete, C. I. Caballero M, (Eds), Latinmag Letters, 9, Special Issue, Proceedings A18, 1-6, Rancagua.

- Leat, P.T., Smellie, J.L., Millar, I.L. and Larter, R.D., (2003). Magmatism in the South Sandwich arc. In: Larter, R.D., Leat, P.T. (Eds.), *Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes*. Geological Society, London Special Publications, 219, 285–313.
- Livermore, R., Nankivell, A., Eagles G., Morris, P. (2005). Paleogene opening of Drake Passage, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 236, 459 – 470.
- Loewe C. A. and Prolss G. W., (1997). Classification and Mean Behavior of Magnetic Storms, *J. Geophys. Res.* 102, 14209.
- Mayaud P. N., (1980). Derivation, Meaning and Use of Geomagnetic Indices, AGU Geophys. Monograph 22.
- Rienecker, M.M., Suarez, M.J., Gelaro R. et al., (2021). MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, *JOURNAL OF CLIMATE*, Vol. 24, 3624-3648.
- Ruiz, F., Sánchez, M., Martínez. P., Giménez, M., Leiva, F., Álvarez, O., Introcaso, A., (2011). La estación magnética Zonda: estudio de perturbaciones magnéticas relacionadas con terremotos. San Juan, Argentina. *Latinmag Letters*, Vol. 1, Special Issue, A16, 1-7. Proceedings Tandil.
- Scholz, C. H. (2019). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press.
- Takeuchi, A. Okubo, K., Takeuchi, N., (2012). Electric Signals on and under the Ground Surface Induced by Seismic Waves, *International Journal of Geophysics* Volume 2012, Article ID 270809, 10 pages, doi:10.1155/2012/270809.
- Takla E., A. Khashaba, Abdel Zaher M., Yoshikawa A. and Uozumi T., (2018). Anomalous ultra-low frequency signals possibly linked with seismic activities in Sumatra, Indonesia. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics*, 7:2, 247-252. doi: 10.1016/j.nrjag.2018.04.004.
- Thomas, C., Livermore, R., Pollitz, F., (2003). Motion of the Scotia Sea Plate, *Geophys. J. Int.* 155, 789–804

DINÁMICA DE LAS TIERRAS IRRIGADAS EN EL CENTRO-OESTE DE ARGENTINA DURANTE EL PERÍODO 1986-2018: ANÁLISIS A PARTIR DE LA ANOMALÍA DEL ÍNDICE DE VEGETACIÓN MEJORADO

Sebastián A. Otta^{a*}, Esteban G. Jobbágy^b, Alberto I. J. Vicha,^c Ernesto F. Viglizzo^d, Carolina Lauro^a, Emilce Vaccarino^a, Luis Bastidas^a

^a Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA), CCT Mendoza. CONICET, Universidad Nacional de Cuyo & Gobierno de Mendoza. Av. Ruiz Leal s/n. Parque General San Martín, Mendoza, Argentina. CP: 5501

^b Grupo de Estudios Ambientales. Instituto de Matemática Aplicada San Luis (IMASL). Universidad Nacional de San Luis & CONICET. Av. Italia 1556. San Luis, Argentina. CP: 5700

^c Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Nacional de Cuyo. Centro Universitario UNCuyo, Mendoza, Argentina. CP: 5502

^d Instituto de Ciencias de la Tierra y Ambientales de La Pampa (INCITAP). CONICET & Universidad de La Pampa. Mendoza 109. Santa Rosa, La Pampa, Argentina. CP: 6302

[*sotta@mendoza-conicet.gob.ar](mailto:sotta@mendoza-conicet.gob.ar)

RESUMEN

Los cambios en las áreas de riego de zonas áridas tienen fuertes implicancias para la producción de alimentos, la demanda de agua, la sustentabilidad de los cultivos y los acuíferos subterráneos. Los oasis del Centro-Oeste de Argentina constituyen una de las mayores áreas de riego en zonas áridas de Sudamérica. El objetivo del presente trabajo es estudiar la dinámica espacial y temporal de las áreas irrigadas del Centro-Oeste de Argentina en el período 1986-2018, su relación con la evolución del sistema agrícola-productivo y los factores impulsores de cambio en los usos de la tierra. Para el análisis de las áreas de riego se utilizó un modelo empírico que permite estimar las anomalías de evapotranspiración a partir del índice EVI, implementado en la plataforma Google Earth Engine. El área irrigada se incrementó un 17%, impulsada por el crecimiento en las cuencas de los ríos Tunuyán Superior (36%), San Juan (19%) y Mendoza (10,4%). El crecimiento de las áreas irrigadas comprende, principalmente, la expansión hacia el pedemonte mediante el aprovechamiento de aguas subterráneas y nuevas zonas de reúso de efluentes cloacales. El abandono de sitios de riego se asocia al avance urbano sobre áreas irrigadas y el abandono en áreas marginales, donde se produce una profunda transformación en el uso de la tierra y del agua. Los resultados encontrados sugieren un aporte sostenido de agua de riego en sitios abandonados para la producción agrícola y una disminución del área irrigada y cultivada durante la última década. Las transformaciones encontradas en los patrones de riego, tipo de cultivos y el área irrigada total tienen fuertes implicancias para los balances hídricos, por lo que deben ser consideradas para la planificación territorial y la gestión sustentable del agua en las cuencas del Centro-Oeste de Argentina.

Palabras claves: Oasis agrícolas; Tierras secas irrigadas; Agricultura de riego; Google Earth Engine; Cambio de Uso y Cobertura de la Tierra

ABSTRACT

Irrigated cropland changes in arid regions have strong implications for food production, water demand, crop and groundwater sustainability. The oases of Central-Western Argentina constitute one of the largest irrigated areas across South America. The aim of this paper is to study the spatial and temporal dynamics of the irrigated lands in Central-Western Argentina in the period 1986-2018, their relationship with the evolution of the agricultural-productive system and the drivers of land use change. For the analysis of irrigated areas, an empirical model was used to estimate evapotranspiration anomalies based on the EVI index, implemented in the Google Earth Engine cloud-computing platform. The irrigated area increased by 17%, driven by growth in the Upper Tunuyán (36%), San Juan (19%) and Mendoza (10.4%) river basins. The growth of irrigated areas mainly includes expansion into the foothills through the use of groundwater and new sewage effluent reuse areas. The abandonment of irrigated plots is associated with urban sprawling over irrigated croplands and abandonment in marginal areas, where a deep transformation in land and water use occurs. The results suggest an irrigation water supply sustained in plots abandoned for agricultural production and a decrease in irrigated and cultivated area during the last decade. The transformations found in irrigation patterns, crop choices and total irrigated area have strong implications for water balances and should be considered for territorial planning and sustainable water management in the Central-Western Argentina basins.

Key words: Agricultural oases; Irrigated drylands; Irrigation agriculture; Google Earth Engine; Land Use and Land Cover Change

INTRODUCCIÓN

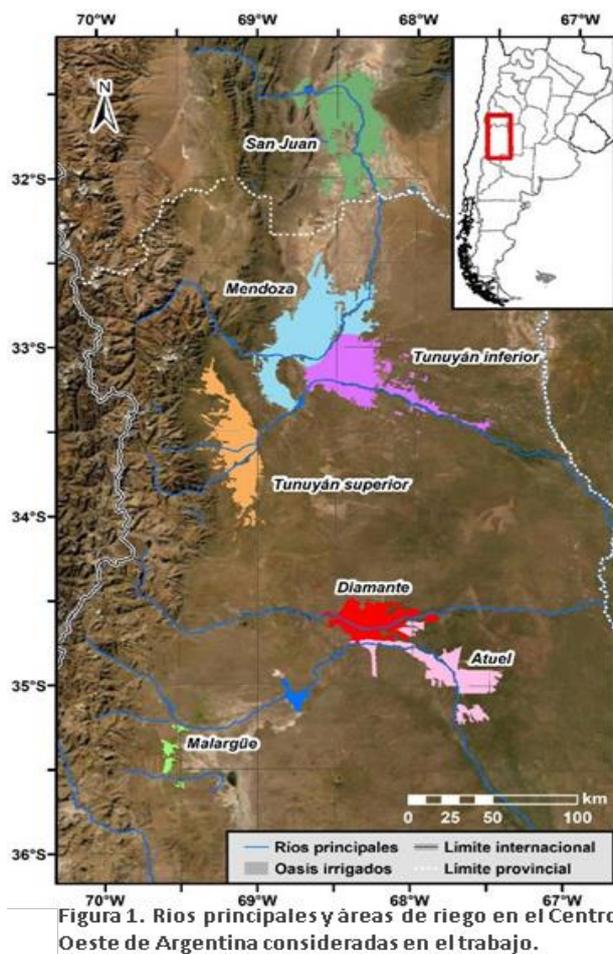
Las regiones áridas y semiáridas cubren aproximadamente un tercio de la superficie terrestre mundial (Okin et al., 2006) y enfrentan grandes dificultades para satisfacer las demandas de agua, que se intensificarán en el futuro con el aumento de la población, el desarrollo de infraestructura, el incremento del uso de agua para riego y los impactos del cambio climático en el sistema hidrológico (Koch & Missimer, 2016). Los oasis agrícolas juegan un importante rol en el balance hídrico regional y su supervivencia es un aspecto crítico para mantener la población creciente en regiones áridas y semi-áridas (Maliva & Missimer, 2012). Los cambios en las áreas de riego tienen fuertes implicancias para la producción de alimentos, la demanda de agua, la sustentabilidad de los cultivos y los acuíferos subterráneos. La expansión de las áreas cultivadas es uno de los principales factores que amenazan la sustentabilidad de las áreas irrigadas a escala global. El 5% de la expansión de las tierras de cultivo a nivel mundial, durante las últimas 2 décadas, ha sido el resultado de la ampliación del riego en tierras secas (Potapov et al., 2022). En los últimos años se observa un creciente interés en el estudio de las transformaciones de las áreas de cultivo bajo riego en distintas regiones del mundo, mediante el uso de herramientas de teledetección, estadísticas nacionales y bases de datos de riego históricas (Lai et al., 2022; Narayanamoorthy, 2022; Potapov et al., 2022; Rufin et al., 2021; Yin et al., 2020; Zhang et al., 2022; Zhu et al., 2021).

En la región Centro-Oeste de Argentina (provincias de Mendoza y San Juan), debido a las condiciones de aridez, las actividades productivas y la población (2,6 millones de habitantes) se concentran en cuatro grandes oasis y algunos más pequeños (560.000 ha) situados en la vertiente oriental de los Andes Centrales. La región constituye una de las mayores zonas de riego de toda Sudamérica. El agua utilizada para el riego, la generación de energía hidroeléctrica y el abastecimiento doméstico e industrial en estos oasis proviene de ríos permanentes alimentados por el deshielo y la ablación glaciar de la Cordillera de los Andes. Como consecuencia de la variabilidad y el cambio hidro-climático, la agricultura de regadío podría estar en peligro a corto y medio plazo, amenazando la seguridad hídrica y alimentaria de la región (Boninsegna, 2014; Magrin et al., 2014; Montaña & Boninsegna, 2016).

Durante las últimas décadas, diversos estudios (Bernabeu Fernández & Martín, 2019; Cardús Monserrat & Ruiz, 2017; Martín, 2008; Martín & Larsimont, 2016; Miranda, 2015; Rojas et al., 2020; Scoones, 2018; Scott et al., 2012; Taber & Nozica, 2011; Torres et al., 2018) han referido transformaciones en los usos de la tierra en los oasis de la región vinculadas a la expansión urbana, la ampliación del área cultivada, el reemplazo de diferentes tipos de cultivos y transformaciones socio-económicas de los sistemas productivos, entre otras. Sin embargo, los procesos de transformación de las áreas irrigadas en los distintos oasis de la región no han sido evaluados en forma sistemática. El objetivo del presente trabajo es estudiar la dinámica espacial y temporal de las áreas irrigadas del Centro-Oeste de Argentina en el período 1986-2018, su relación con la evolución del sistema agrícola-productivo y los factores impulsores de cambio en los usos de la tierra referidos en la bibliografía. Las preguntas que guiaron este análisis fueron: 1) ¿cómo se ha transformado el área irrigada en cada oasis productivo del Centro-Oeste de Argentina?; 2) ¿los cambios en el área irrigada, en cada oasis y a escala regional, pueden ser explicados por transformaciones del sistema agrícola-productivo o son impulsados por otros factores de cambio?

MATERIALES Y MÉTODOS

Área de estudio



Se consideraron las principales áreas irrigadas del Centro-Oeste de Argentina, en las provincias de Mendoza y San Juan (Figura 1). Se diferenció la superficie irrigada en cada una de las cuencas hidrográficas de los principales ríos de la región: San Juan, Mendoza, Tunuyán superior, Tunuyán inferior, Diamante, Atuel y Malargüe. La cuenca del río Tunuyán fue dividida en subcuencas superior e inferior, aguas arriba y abajo del embalse El Carrizal, respectivamente

Figura 1. Ríos principales y áreas de riego en el Centro-Oeste de Argentina consideradas en el trabajo.

Modelo EVI-MAP para la identificación de áreas irrigadas

Para estudiar la evolución del área irrigada en cada oasis se utilizó un modelo empírico que permite estimar las anomalías de evapotranspiración anual, a partir de anomalías del índice verde mejorado anual (EVI por las siglas en inglés de Enhanced Vegetation Index). Este modelo, desarrollado originalmente por Contreras et al. (2011) para la región, se basa en la relación positiva y lineal entre los aportes de agua recibidos por los ecosistemas y su capacidad de captar luz y sus tasas de evapotranspiración, como sugiere la hipótesis del equilibrio hidrológico (Nemani & Running, 1989). Los autores definieron la relación entre la precipitación media anual y el EVI medio anual obtenido a partir de imágenes MODIS, como sustituto de la evapotranspiración.

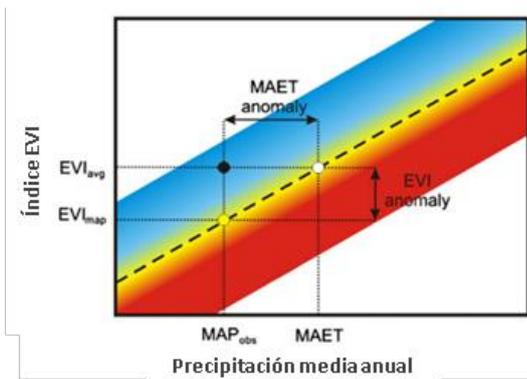


Figura 2 Modelo ecológico EVI-MAP (adaptado de Contreras et al., 2011). A partir del ajuste del modelo lineal, es posible cuantificar las anomalías de EVI y ET anual en un determinado sitio.

(Ecuación 1).

$$EVI_{MAP} = b + a \cdot MAP \quad [1]$$

donde EVI_{MAP} es el EVI basado en la precipitación, MAP es la precipitación media anual, a y b son parámetros ajustados regionalmente.

$$ET_y = \frac{EVI_y - b}{a} \quad [2]$$

$$AET = ET_y - MAP \quad [3]$$

El modelo permite estimar la precipitación media anual necesaria (ET_y , Ecuación 2) para mantener el valor de EVI observado (EVI_y). De esta forma, la anomalía de ET (AET) representa el agua adicional a la precipitación consumida en un sitio (Ecuación 3, Figura 2).

Para el presente estudio se utilizó el EVI obtenido a partir de imágenes LANDSAT 5 y 7, desde el año 1986, con una resolución espacial de 30 m, y la base de datos grillada de precipitación CHIRPS v.2.0 (C. Funk et al., 2015; C. C. Funk et al., 2014). Si bien las imágenes LANDSAT 5 están disponibles desde el año 1984, no se consideraron los 2 primeros años de la serie por la gran cantidad de datos faltantes. Se ajustó el modelo de la ecuación 6 a partir de 180 puntos aleatorios en áreas naturales sin evidencias de aporte de agua extra a la precipitación ($69,7^\circ - 66,5^\circ$ longitud O; $30,9^\circ - 35,9^\circ$ latitud S). Posteriormente se obtuvo las imágenes de EVI anual en las áreas de oasis, considerando períodos anuales de julio a junio coincidentes con los ciclos hidrológicos y agrícolas en la región. A partir del modelo ajustado ($EVI_{MAP} = 0,032 + 2,67 \times 10^{-4} MAP$; $r = 0,90$; $p < 0,01$) y las imágenes de EVI medio anual, se obtuvo la imagen (raster) de ET_y y AET para cada año en el área de los oasis estudiados. A partir de las imágenes de AET anual se analizó la evolución del área irrigada en cada oasis, considerando diferentes valores umbrales de AET (5-300 mm). Debido a que los diferentes valores umbrales reflejaron evoluciones similares en las superficies irrigadas de cada oasis, se escogió un umbral de 200 mm en la AET para la definición de las áreas irrigadas. Todo este análisis se desarrolló en la plataforma de computación en la nube Google Earth Engine (Gorelick et al., 2017), que permite procesar eficientemente un gran número de imágenes Landsat. La tendencia lineal del área irrigada en cada oasis y en toda la región se evaluó mediante el test no paramétrico de Mann-Kendall (Hirsch et al., 1982; Westmacott & Burn, 1997) y los valores de tendencia fueron obtenidos a partir del método no paramétrico de estimación de la tendencia (Sen, 1968).

Transformaciones del área cultivada y factores impulsores de cambio en los usos de la tierra

Para estudiar la asociación de las transformaciones en las áreas de riego con cambios en el sistema productivo, se analizó la evolución de los diferentes cultivos en cada oasis. Se consideraron los registros de área cultivada, por tipo de cultivos, de los Censos Nacionales Agropecuarios (CNA 1988, 2002, 2008, 2018). El área de los diferentes cultivos en cada oasis fue obtenida agregando los registros por departamentos. En los oasis del Norte de Mendoza (NM, NT), los registros de los departamentos compartidos por ambas cuencas (San Martín y Luján de Cuyo) fueron asignados en forma proporcional a la superficie irrigada del departamento en cada cuenca. Los oasis de los ríos Diamante y Atuel (oasis Sur de Mendoza) fueron considerados en conjunto por la imposibilidad de desagregar la producción por cuencas. Dado que las estadísticas censales pueden ser afectadas por diversos sesgos, se compararon los registros de superficie cultivada de vid de los Censos Nacionales Agropecuarios con los correspondientes a los Anuarios del Instituto Nacional de Vitivinicultura (INV). Los valores del INV son, en promedio, 16% mayores que los correspondientes a los CNAs, por lo que la superficie cultivada podría ser levemente superior a la indicada por estos últimos. Sin embargo, ambas fuentes de información son consistentes en la evolución del área cultivada de vid en cada oasis, por lo que se consideró que los CNA reflejan adecuadamente la evolución de los cultivos en la región. Finalmente, se discuten las transformaciones del área irrigada en los distintos oasis en relación a los cambios en la superficie cultivada y otras transformaciones en los usos de la tierra referidas en la bibliografía.

RESULTADOS

Evolución del área irrigada

El área irrigada total en la región presentó una tendencia creciente significativa de 3.101 ha/año, lo que representa un incremento del 17% durante el período estudiado (Figura 3). Este crecimiento se verificó principalmente hasta 2007-2010, manteniéndose estable la superficie irrigada a partir de ese período e incluso registrando una disminución durante los últimos 3 años (2016-2018). Esta disminución en el área irrigada del último trienio con respecto a los años anteriores fue encontrada en todos los oasis estudiados. Las nuevas áreas de riego contemplan sitios donde se registraron anomalías de ET superiores a los 200mm, donde anteriormente no habían sido observadas. Por el contrario, los sitios de abandono experimentaron una caída en la anomalía de ET por debajo de los 200 mm, que se mantuvo hasta el final del período estudiado. Durante la década de los 90' se registraron incrementos crecientes del área irrigada, alcanzando las 13.800 ha/año durante 1998-2001. Posteriormente se incorporaron, en promedio, 6.649 ha/año hasta el 2015. Esta disminución en la incorporación de nuevos sitios desde el 2001 fue acompañada por un incremento sostenido en el abandono de áreas de riego, alcanzando las 6.060 ha/año en el período 2013-2016.

La evolución del área irrigada es diferente en los distintos oasis de la región (Figuras 2 y 3). En el oasis del río San Juan (SJ) se identificó una tendencia creciente significativa ($p < 0,05$) de 817 ha/año, que representa un incremento del 19% del área irrigada durante el período estudiado. A pesar de este incremento sostenido, la menor superficie irrigada para todo el período de estudio (127.000 ha) se registró durante los años 1998-2001. El establecimiento de nuevos sitios de riego registró un promedio anual de 1.548 ha/año, alcanzando 2.386 ha/año durante 2001-2004. Durante las décadas de 1990 y 2000, la incorporación de nuevas áreas de riego se produjo principalmente en los valles de Ullum y Zonda, y hacia el Sur en áreas periféricas del Valle del Tulum (departamentos 25 de Mayo, Rawson, Pocito y Sarmiento principalmente). El mayor incremento del área irrigada se registró en el departamento Sarmiento, con el establecimiento de nuevos emprendimientos agro-productivos en el pedemonte de la Precordillera que se verificó hasta la última década de estudio. A partir del año 2010 se observa un marcado crecimiento en el abandono de tierras de riego, alcanzando las 1.979 ha/año durante el último trienio analizado (2013-2016). Estas últimas se concentran principalmente en cercanías del Área Metropolitana de San Juan

(departamentos Chimbas, Santa Lucía, Rawson, Pocito y Rivadavia) y las áreas más distales del oasis (departamentos 25 de Mayo, Sarmiento, San Martín y Angaco).

El oasis del río Mendoza (NM) presentó una evolución similar a la del San Juan, con una tendencia creciente significativa ($p < 0,05$) de 427 ha/año, que representa un incremento del 10,4% del área irrigada durante el período estudiado. También se observó una estabilidad relativa desde el 2004 y una disminución del área durante los últimos 3 años. Durante la década de 1990 se registró un establecimiento sostenido de nuevas áreas de riego, alcanzando las 3.632 ha/año durante 1998-2001, y 1.410 ha/año durante los años siguientes. Estas se registraron principalmente en el sector Centro-Norte del oasis, en los departamentos de Lavalle y Maipú. También se han incorporado nuevos sitios por expansión del oasis hacia la periferia en los departamentos Las Heras, Lavalle, San Martín, Maipú y Luján de Cuyo. En este último el crecimiento se produjo principalmente hacia el Oeste, sobre la región del pedemonte. El abandono de tierras irrigadas se registró desde 1995, incrementándose hasta alcanzar 1.474 ha/año durante 2013-2016. Estos comprenden principalmente sitios de urbanización, por expansión del Área Metropolitana de Mendoza hacia el Este y Sur, en los departamentos Maipú, Luján de Cuyo, Guaymallén y Las Heras y sectores marginales del oasis, correspondientes a los departamentos Lavalle, San Martín, Maipú y Luján de Cuyo.

En la cuenca del río Tunuyán se encontró una situación contrastante entre ambas subcuencas. Mientras que en la subcuenca inferior el área irrigada se mantuvo estable durante el período analizado, en la subcuenca superior se registró una tendencia creciente significativa ($p < 0,01$) de 938 ha/año, que representa el mayor incremento (36%) del área irrigada de todos los oasis estudiados. La incorporación de nuevas áreas de riego en esta última se verificó durante todo el período analizado con un valor medio de 1.952 ha/año, y valores máximos entre 1995 y 2001 de 3.021 ha/año. Esta extensión del área irrigada se produjo principalmente hacia el pedemonte (Oeste) del oasis, en los departamentos Tupungato, Tunuyán y San Carlos. También se registraron nuevas áreas irrigadas por expansión del oasis hacia el Norte, en el departamento Tupungato, y en el departamento de San Carlos por crecimiento del oasis hacia el Este, en inmediaciones de las localidades San Carlos y Chilecito, y hacia el Sur con el establecimiento de sistemas de riego de pivote central en las localidades de Pareditas y Paso de las Carretas. El abandono de sitios irrigados es considerablemente menor en la subcuenca superior, registrándose principalmente desde el 2001 con valores medios de 284 ha/año en sectores medios del centro del oasis. En la subcuenca del Tunuyán inferior la incorporación de nuevos sitios de riego fue relativamente homogénea durante todo el período con valor medio de 276 ha/año, mientras que los registros de abandonos se incrementaron desde 1998, alcanzando 889 ha/año al final del período analizado. Las áreas periféricas del oasis (departamentos San Martín, Santa Rosa, La Paz y zona Este de Junin y Rivadavia) concentran una importante superficie de abandono, junto con la incorporación de nuevos sitios de riego.

En el oasis Sur de la provincia de Mendoza el área irrigada presentó una evolución similar en ambas cuencas (ríos Diamante y Atuel), sin registrarse tendencias significativas durante el período de estudio. Sin embargo, se observa un crecimiento del área irrigada hasta el período 2001-2004 en el oasis del río Diamante y 2007-2010 en el oasis del río Atuel, con una posterior disminución en los años subsiguientes. La incorporación de nuevas áreas de riego fue creciente hasta el período 1998-2001, con un valor promedio de 1.433 ha/año en el oasis del río Diamante y 1.356 ha/año en el Atuel. A partir del 2001 la incorporación de nuevas zonas de riego fue menor: 598 ha/año en el oasis del río Diamante y 606 ha/año en el Atuel. Estos sitios presentaron una distribución homogénea y dispersa en ambos oasis, con algunos sectores de mayor superficie en Cuadro Benegas, Rama Caída, El Cerrito, Salto de las Rosas, Goudge y Colonia Elena en la cuenca del río Diamante, y en Villa Atuel, Jaime Prats y Noreste de Real del Padre en la cuenca del río Atuel. A partir del año 2001, junto con la disminución en la incorporación de nuevas zonas de riego, se incrementó la superficie de abandono: 431 ha/año en el oasis del río Diamante y 386 ha/año en el Atuel. Los sitios de abandono también se distribuyen en forma dispersa en gran parte de ambos oasis. Comprenden,

además, sectores de expansión del área urbana de la ciudad de San Rafael en sus inmediaciones y hacia el distrito de Las Paredes principalmente. En el caso del oasis del río Atuel, las áreas de abandono se concentran principalmente en el sector Norte, en los distritos La Llave, Goudge, Cañada Seca y Villa Atuel.

En el oasis del río Malargüe tampoco se registró un cambio significativo del área irrigada. Sin embargo, esto responde a un importante incremento del área irrigada hasta el período 2007-2010 y una posterior disminución durante la última década, alcanzando el registro de menor superficie irrigada (3.700 ha) en los últimos 3 años del período de estudio. Entre los años 1988 y 2010 se incorporaron, en promedio, 84 ha/año de nuevas áreas de riego, disminuyendo a 23 ha/año en los años siguientes. La incorporación de nuevas áreas de riego se registró principalmente en el sector Sur del oasis, con algunas parcelas de menor tamaño hacia el Norte de la ciudad de Malargüe. También se identificó la expansión del área irrigada en Las Chacras, localidad ubicada al Sur del río Malargüe, por la incorporación de parcelas de riego y cortinas forestales en los bordes de parcelas.

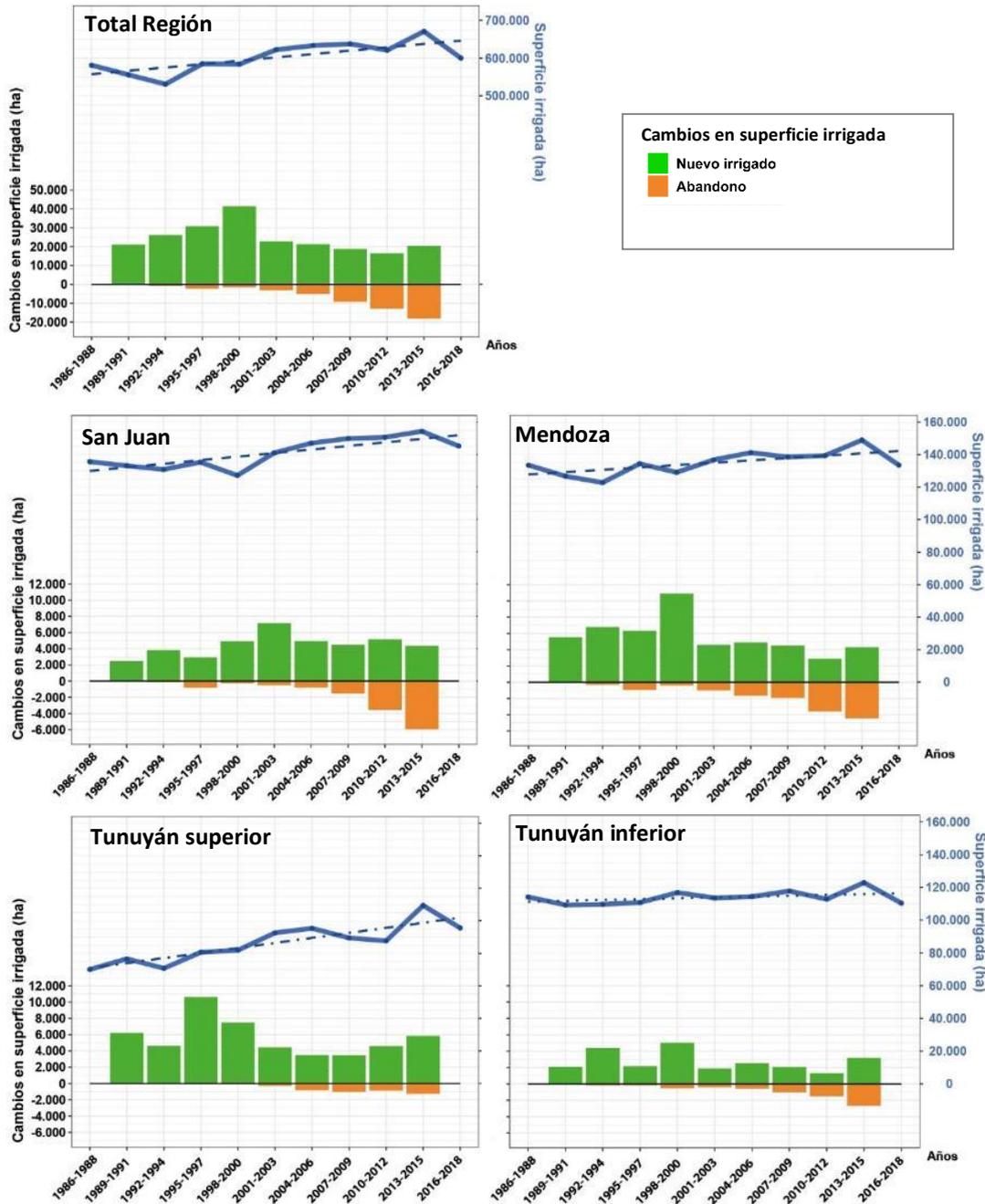


Figura 3. Evolución del área irrigada total (1986-2018), abandono y nuevas áreas de riego trianuales definidas a partir de valores de AET superiores a 200 mm, en cada oasis y en la totalidad de la región. Se indican las tendencias lineales de las series de área irrigada total. Las líneas de guiones (puntos y guiones) indican tendencias significativas para $\alpha=0,05$ ($\alpha=0,01$). En el oasis del río Malargüe, por la faltante de datos en las imágenes satelitales, se interpolaron los valores de superficie irrigada entre 1989 y 1998 (puntos en rojo) y se analizaron los cambios a partir de 1998.

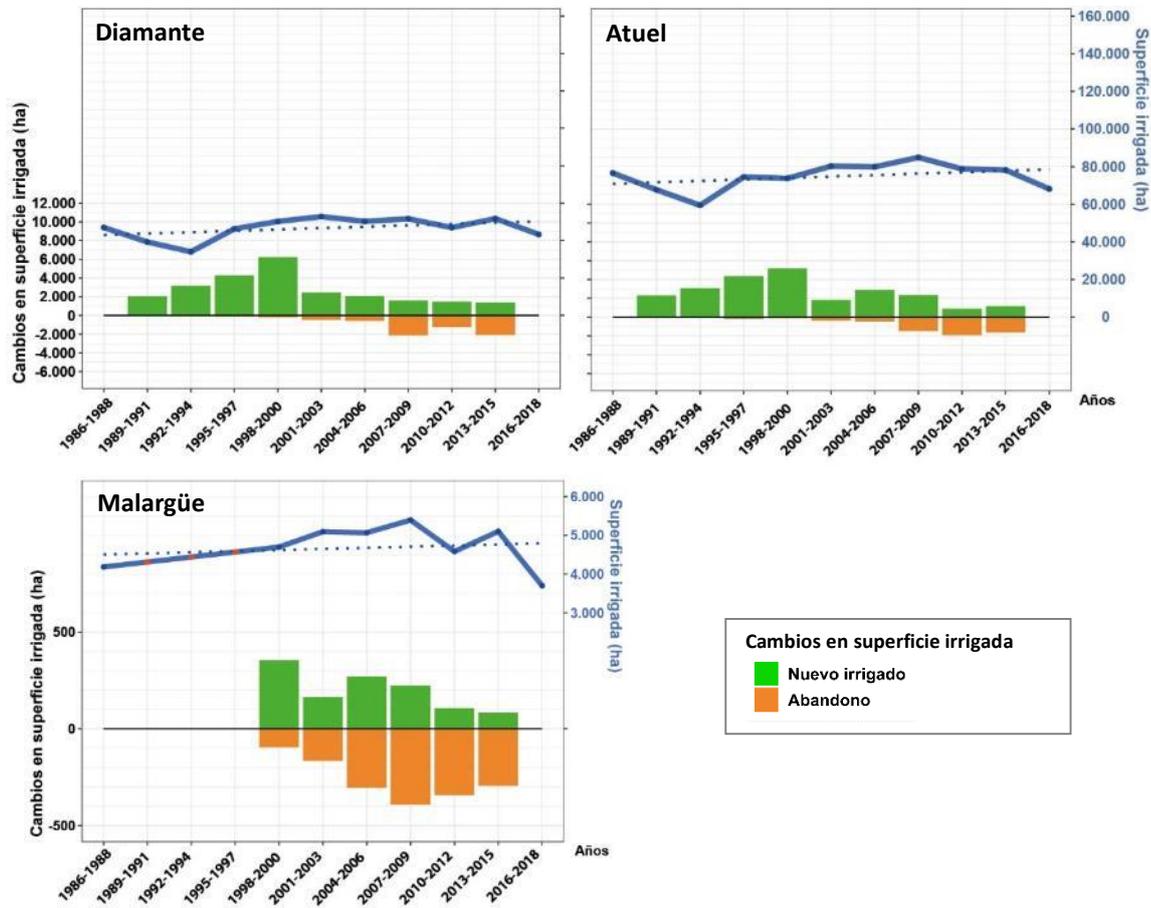


Figura 3. Continuación.

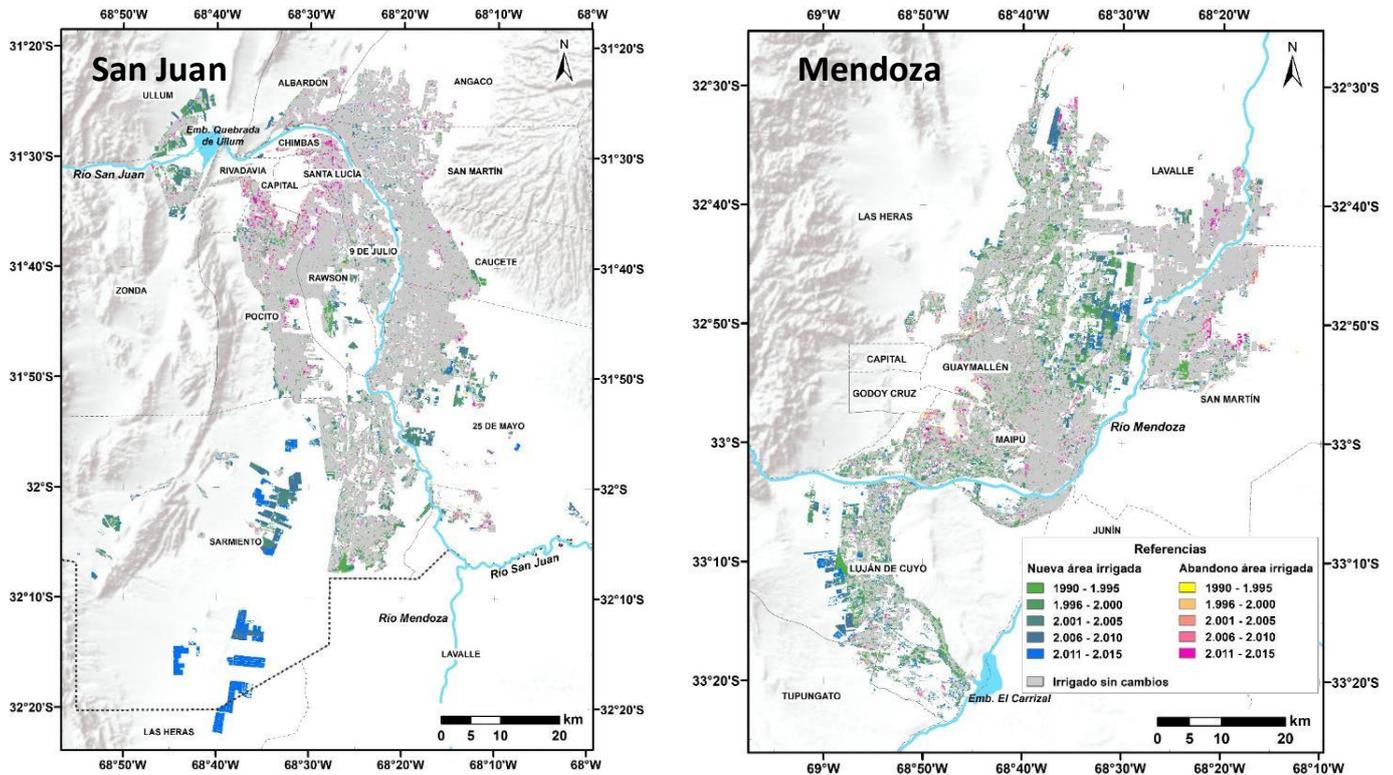


Figura 4. Cambios en el área irrigada de cada oasis, evaluados mediante el modelo EVI-MAP (Contreras et al., 2011) ajustado a la región a partir de imágenes LANDSAT 5 y 7 y la base de datos de precipitación CHIRPS v.2.0. Se consideraron como irrigadas áreas con anomalía de evapotranspiración (AET) mayor a 200mm. Se indica el período de abandono e incorporación de nuevas áreas de riego, identificadas durante el período 1990-2015.

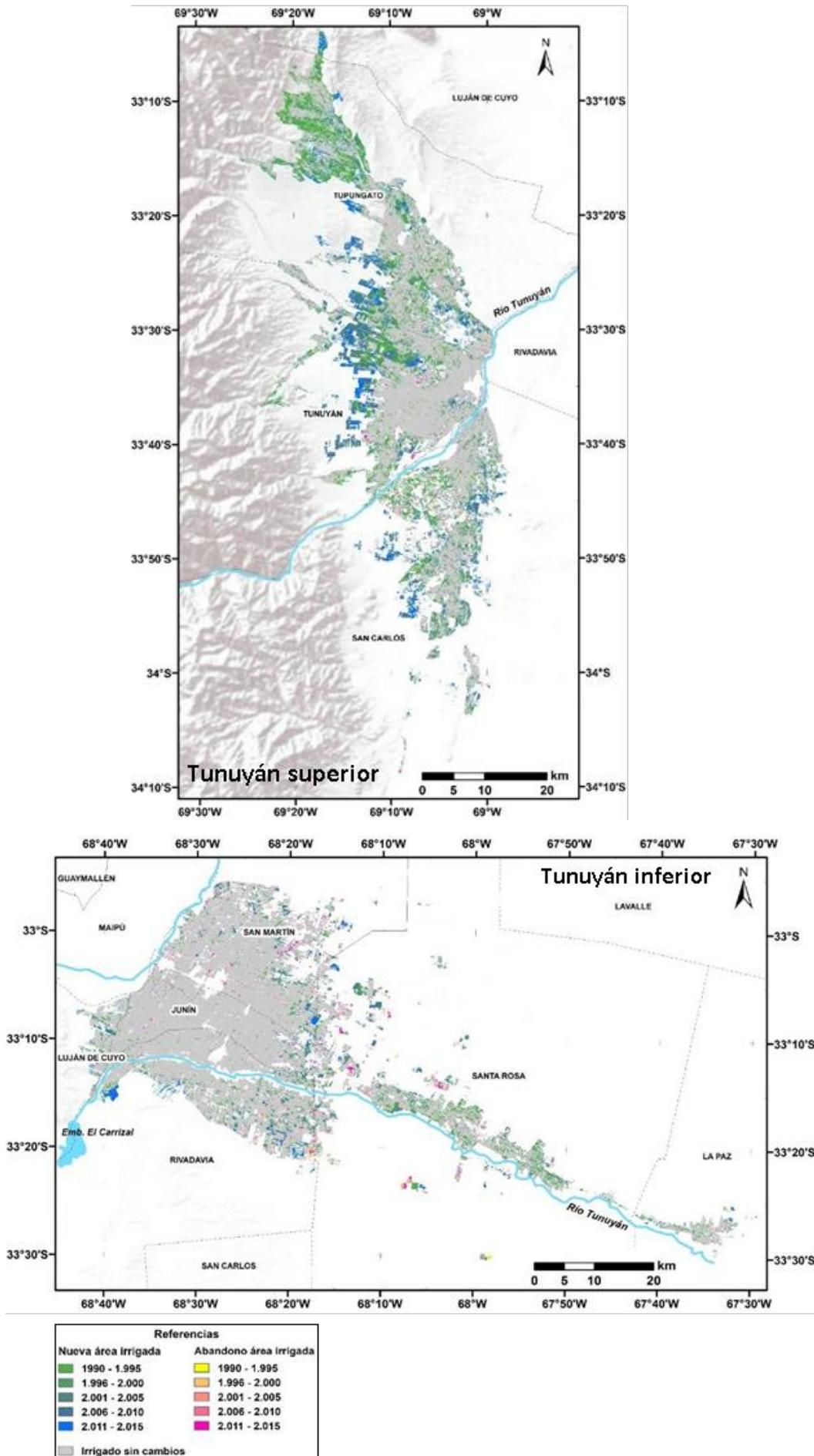


Figura 4. Continuación.

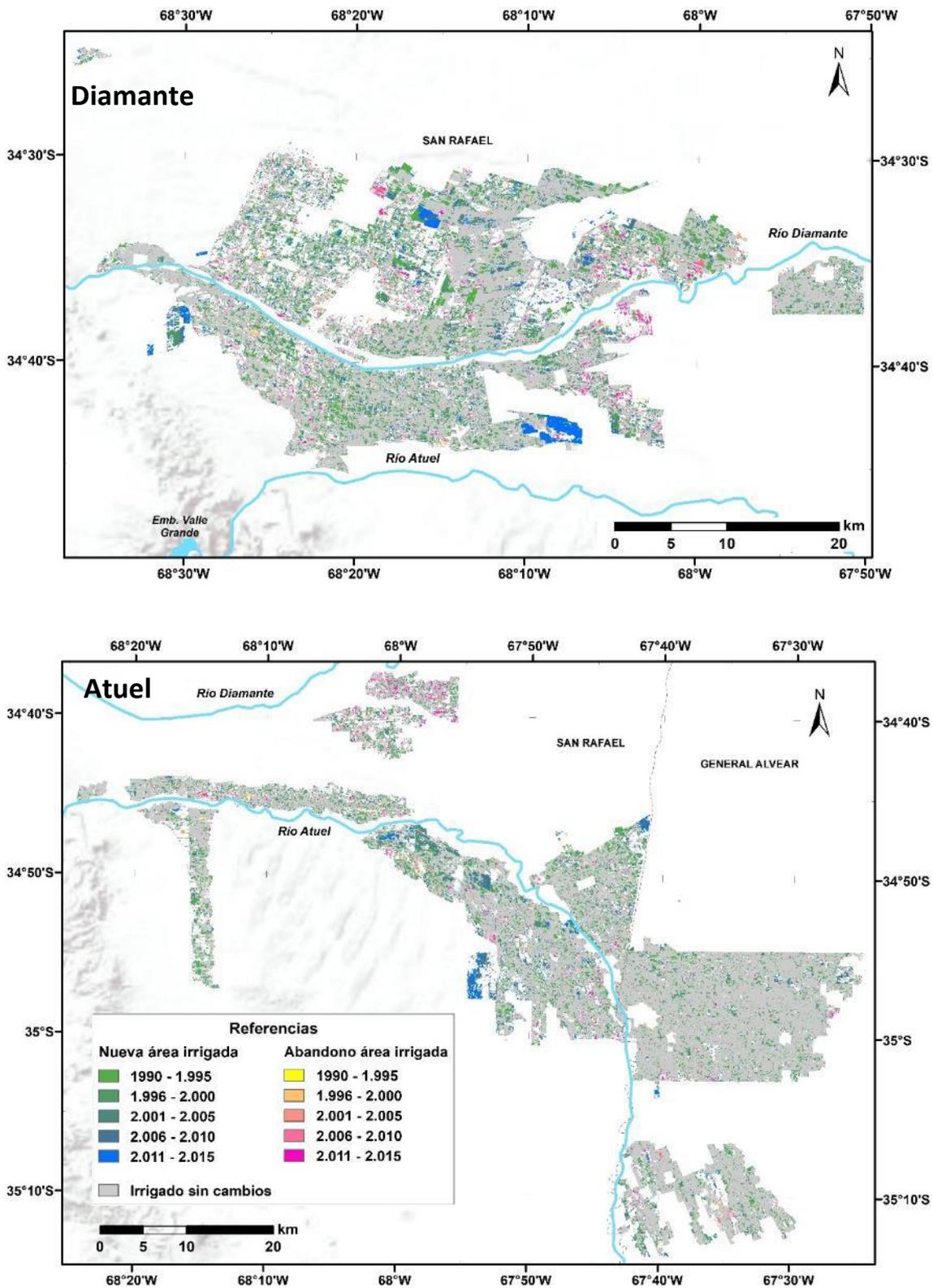


Figura 4. Continuación

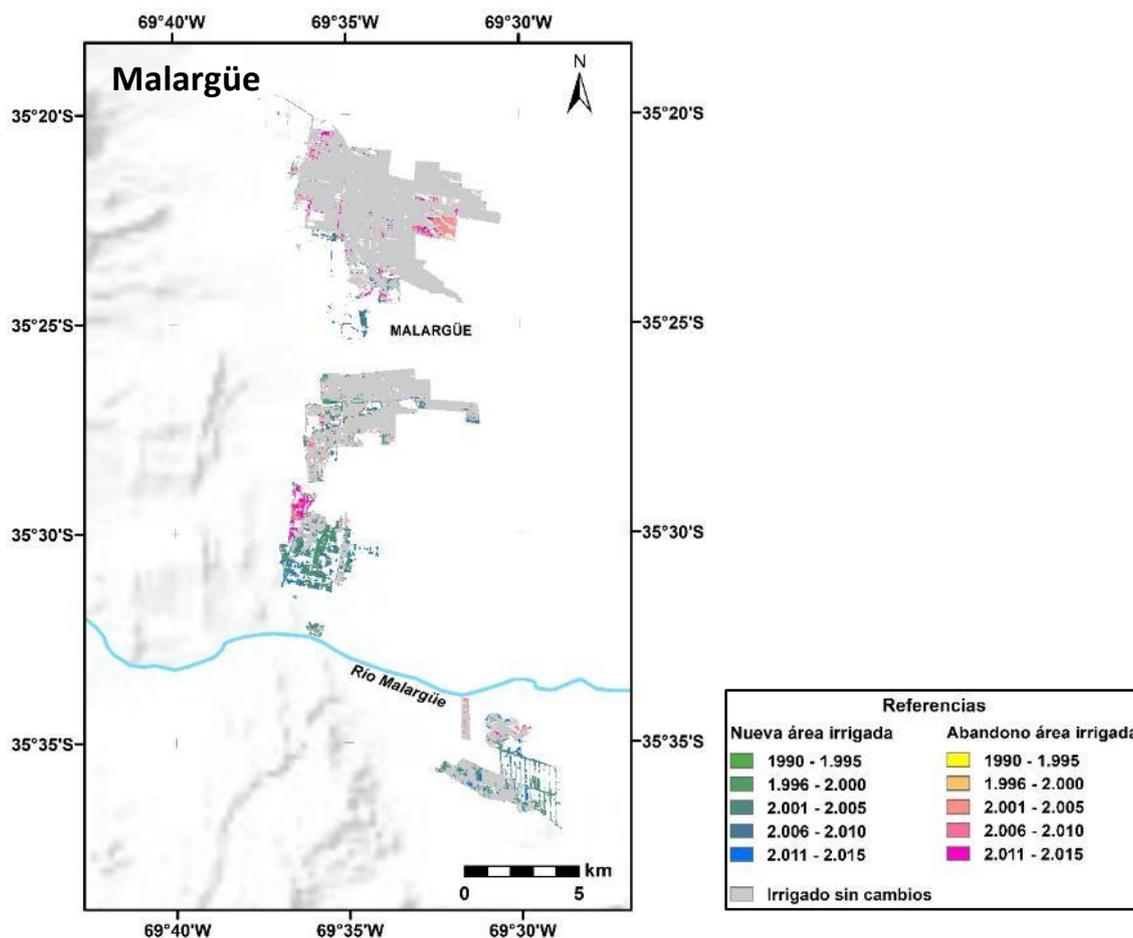


Figura 4. Continuación.

Transformaciones vinculadas a cambios en el área cultivada

Las transformaciones del área irrigada en las distintas cuencas de la región pueden ser vinculadas con cambios en el sistema productivo u otros factores impulsores de cambio. Para evaluar los cambios en el área cultivada y su relación con las áreas irrigadas en las distintas cuencas, se consideraron los registros de los Censos Nacionales Agropecuarios. La evolución del área cultivada en los oasis estudiados (Figura 4) responde principalmente a cambios en la superficie de vid, cultivo predominante en la región, seguido por olivos, forrajeras y frutales. Contrariamente al crecimiento registrado en el área irrigada a escala regional, la superficie cultivada en el 2018 (2008) sufrió una disminución del 8,0% (2,6%) con respecto a 1988, impulsada por la retracción de la superficie de vid, forestales y frutales. La proporción de vid disminuyó del 57,8% al 51,1%, forestales de 5,3% a 1,3% y la superficie cultivada con frutales se redujo en forma proporcional al área cultivada total, conservando una participación de 14,3%. Por el contrario, los cultivos que incrementaron su superficie fueron olivo (3,2% a 8,7%) y forrajeras (7,0% a 11,0%). En el caso de las hortalizas, la superficie cultivada se mantuvo estable, incrementando su participación del 10,9 % al 11,5%. En forma similar a la evolución observada del área irrigada, el área cultivada refleja una importante reducción durante la última década (2018-2008) a escala regional y en las cuencas de los ríos San Juan, Mendoza y Tunuyán inferior.

En el oasis del río San Juan, a pesar de una importante reducción en la superficie de vid, se registró un incremento del área cultivada entre 1988 y 2008, impulsado por el crecimiento de la superficie con olivos y otros frutales. Este incremento del área cultivada se condice con la importante expansión del área irrigada encontrada durante dicho período. Posteriormente, en la última década, se registra una disminución del área cultivada producto de una retracción de todos los cultivos,

excepto hortalizas y forrajeras. Durante el período analizado las superficies de olivo y frutales se incrementaron, respectivamente, de 5,7% a 21,5% y de 1,5 % a 4,1% del área cultivada. Por el contrario, la proporción de vid, hortalizas, forrajeras y forestales en el área cultivada se redujo de 77,0% a 59,7%, de 8,6% a 8,0%, de 4,3% a 3,4% y de 2,0% a 0,4%, respectivamente.

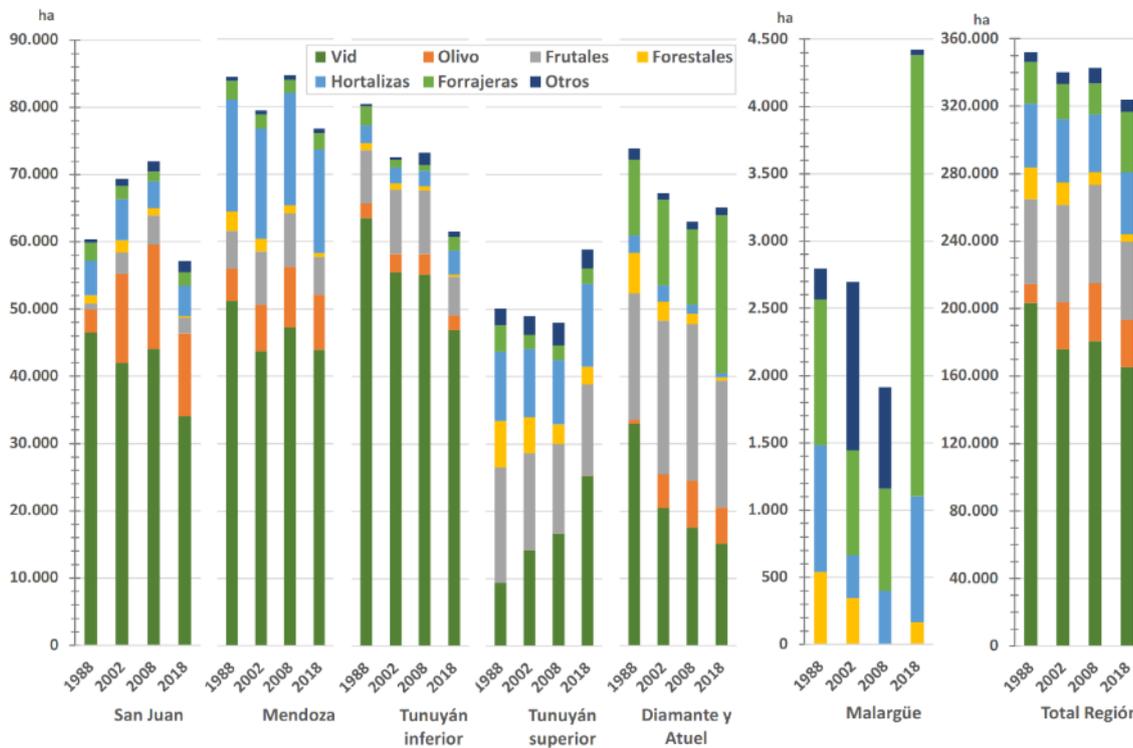


Figura 4. Superficie cultivada de cada tipo de cultivos por oasis y considerando todos los oasis de la región en forma agregada (Censos Nacionales Agropecuarios 1988, 2002, 2008 y 2018).

En el oasis del río Mendoza el área cultivada se mantuvo estable hasta el 2008, con aumento en la proporción de olivos y otros frutales, en detrimento de la participación de vid, forestales y forrajeras. Durante la última década, se registró una reducción del área cultivada del 9,3%, impulsada principalmente por la disminución de los cultivos de vid, frutales y hortalizas. Durante el período de estudio los cultivos de vid y forestales disminuyeron su participación de 60,6% a 57,2% y de 3,4% a 0,7% del área cultivada, respectivamente. En cambio, la superficie con olivos se incrementó significativamente de 5,7% a 10,7%; mientras que los frutales y cultivos hortícolas permanecieron estables, incrementando su participación de 6,6% a 7,3% y 19,6% a 20,0% del área cultivada, respectivamente. Las forrajeras mantuvieron una participación cercana al 3,3% de la superficie cultivada total. En esta cuenca, la tendencia creciente encontrada para el área irrigada no parece ser impulsada por una expansión de los cultivos en la misma.

En la cuenca del río Tunuyán la evolución del área cultivada también fue contrastante entre ambas subcuencas, modulada casi exclusivamente por la transformación de la actividad vitícola. En el oasis del Tunuyán superior el incremento del 17,5% del área cultivada entre 1988 y 2018 explica, en parte, el crecimiento (36%) del área irrigada en dicha subcuenca. Esta expansión es impulsada por el cultivo de vid, el cual se incrementó un 170% durante el período estudiado, alcanzando el 42,9% del área cultivada del oasis. La superficie hortícola experimentó un leve incremento del 20,3% al 20,9% del área cultivada, mientras que los otros frutales, forestales y forrajeras disminuyeron su superficie. Por el contrario, el oasis del Tunuyán inferior redujo un 23,5% su superficie cultivada, impulsada también por la caída en la superficie de vid, reduciendo su participación de 79,0% a 76,0%. Frutales, forrajeras y forestales también disminuyeron su superficie, mientras que las hortalizas y olivos fueron los únicos cultivos que aumentaron levemente su superficie, de 3,4% a

5,6% y de 2,7% a 3,7%, respectivamente. A pesar de la importante disminución de la superficie cultivada, el área irrigada mantuvo una superficie estable durante el período de estudio.

En el oasis Sur de la provincia de Mendoza, conformado por las cuencas de los ríos Diamante y Atuel, la superficie cultivada sufrió una importante caída del 14,7% de 1988 a 2008, impulsada por la disminución de los cultivos de vid, forestales y hortalizas. Por el contrario, en este período se incrementó la superficie de olivos y frutales. Durante la última década, a pesar de mantenerse la disminución de los cultivos nombrados, un importante incremento en el cultivo de forrajeras impulsó un aumento de la superficie cultivada. Estas últimas se convirtieron en el cultivo predominante (36,1%) del oasis Sur, mientras que el olivo incrementó su participación de 0,8% a 8,3% durante el período analizado. Los otros frutales presentaron una superficie estable, mientras que la vid, forestales y hortalizas disminuyeron su participación de 44,6% a 23,3%, 8,2% a 0,8% y 3,5% a 0,9% de la superficie cultivada, respectivamente.

En el caso del oasis del río Malargüe, el menor de toda la región, la superficie cultivada registró una importante disminución hasta el 2008 y un posterior incremento durante la última década. El gran crecimiento de las forrajeras impulsó este crecimiento del área cultivada, alcanzando el 74,1% de la misma en 2018. El cultivo de hortalizas se mantuvo estable durante el período de estudio, representando el 21,2 % del área cultivada en 2018, mientras que los forestales disminuyeron significativamente del 19,3% al 3,5% del área cultivada. Sin embargo, los registros de este oasis deben ser considerados con recaudo debido su baja superficie y cantidad de explotaciones agropecuarias, que podrían incrementar los errores y/o sesgos en dichos registros.

DISCUSIÓN

El área irrigada en los oasis del Centro-Oeste de Argentina se ha incrementado un 17% durante los últimos 30 años, impulsada por el crecimiento en las cuencas de los ríos Tunuyán Superior, San Juan y Mendoza. Estos cambios en el área irrigada pueden ser asociados, parcialmente, a cambios en la superficie cultivada que reflejan transformaciones del sistema productivo agrícola. Si bien la superficie cultivada total en la región no ha experimentado cambios significativos, el aumento del área irrigada responde a cambios en los sitios de riego, producto de la expansión y relocalización de algunos cultivos (vid, olivo y forrajeras principalmente).

Ciclos económicos, así como políticas nacionales de fomento a la actividad agrícola y provinciales de manejo del agua han sido referidos como factores impulsores de cambio en los usos de la tierra en las cuencas del Norte de la región (Rojas et al., 2020). Desde la década de 1990, la reorientación de la industria agrícola hacia la exportación ha implicado una reconversión del sistema agro-productivo que implica el abandono de tierras y la expansión del área cultivada en otros sitios (Martín, 2008; Martín & Larsimont, 2016; Rojas et al., 2020; Torres et al., 2018). En la cuenca del río San Juan esta reconversión ha sido impulsada, además, por el Sistema de Promoción Agrícola establecido por la Ley Nacional N° 22.021/1.979 (conocida también como Ley de Diferimientos Impositivos) que posibilitaba diferir el pago de impuestos nacionales hasta 75% de lo invertido en el sector agropecuario. La provincia de San Juan fue incorporada al régimen anterior en el año 1.983 (Ley Nacional N° 22.973) y su implementación ha implicado la renovación de plantaciones de vid y cambio de variedades, implantación de nuevas superficies con frutales y olivos, aplicación de un conjunto de técnicas para riego que favoreció el incremento de la superficie cultivada y la ampliación de la frontera agrícola hacia áreas consideradas marginales hasta entonces (Cardús Monserrat & Ruiz, 2017; Miranda, 2015). Durante la década de 1990, la expansión del área irrigada se concentró en áreas periféricas del Centro y Sur del Valle del Tulum (departamentos 25 de Mayo, Rawson, Pocito y Sarmiento principalmente) y en los valles de Ullum y Zonda, impulsada en estos últimos por la implementación de la ley mencionada y la puesta en funcionamiento del embalse Ullum en el año 1980 (Cardús Monserrat & Ruiz, 2017). Posteriormente, durante las últimas 2 décadas, la

expansión del área irrigada registrada en el pedemonte de la Precordillera del departamento Sarmiento responde al auge de la actividad olivícola en la región. A partir de 2000-2005, condiciones económicas favorables para la actividad han impulsado el desarrollo agroindustrial de la región con el establecimiento de explotaciones de gran escala y elevada tecnificación, que comprende cosecha y poda mecanizada. Esta transformación ha comprendido, incluso, la relocalización de olivos desde 25 de Mayo hacia el departamento de Sarmiento, concentrando este último actualmente más del 50% de la producción olivícola de la provincia de San Juan (Martínez Dodda, 2021). Estos nuevos emprendimientos se abastecen, mayoritariamente, de agua subterránea y cuentan con sistemas de riego presurizado.

Rojas et al. (2020) evaluaron los cambios en el uso y cobertura de la tierra en las cuencas de los ríos Mendoza, Tunuyán Superior y Tunuyán inferior mediante clasificación supervisada de imágenes satelitales LANDSAT, en un período similar al del presente estudio. Los patrones espaciales de establecimiento de nuevos sitios de riego son similares a la incorporación de cultivos reportada por el trabajo anterior para las tres cuencas. La expansión de los oasis irrigados hacia el pedemonte en las cuencas de los ríos Tunuyán superior y Mendoza (localidades Perdriel y Agrelo) está especialmente vinculada al establecimiento de nuevos emprendimientos vitivinícolas altamente capitalizados y orientados a la exportación de vinos de alta gama. Los mismos son abastecidos mediante el aprovechamiento de agua subterránea (Scott et al., 2012). En el Tunuyán inferior, Rojas et al. (2020) registraron una estabilidad en la superficie cultivada durante el periodo 1986-2018, junto con importantes cambios en el uso de la tierra que reflejan el abandono de antiguas áreas de cultivo y la incorporación de nuevos sitios para la producción agrícola. En el año 1994, se incorporaron al Sistema de Promoción Agrícola los departamentos de Lavalle, Santa Rosa y La Paz de la provincia de Mendoza (Ley Nacional N° 24.447). Si bien se registró una importante incorporación de nuevos sitios de riego en Santa Rosa durante la década de 1990, que podrían estar vinculados con la política de diferimientos fiscales, los impactos concretos de esta medida en la provincia de Mendoza no han sido previamente estudiados. Otro sector de importante expansión del área irrigada en el oasis del río Mendoza se asocia al Área de Cultivos Restringidos Especiales (ACRE) "Lavalle" (departamento homónimo), donde se realiza el aprovechamiento productivo de los efluentes tratados en la planta depuradora de líquidos cloacales El Paramillo. La planta de tratamiento funciona desde el año 1987 y recibe los líquidos cloacales provenientes de toda la zona Este del Área Metropolitana de Mendoza. La expansión del área irrigada en el ACRE durante la década de 1990 es coincidente con la ampliación de la capacidad de la planta de tratamiento en 1995 y puede haber sido impulsada, además, por la política de diferimientos fiscales descripta anteriormente. Actualmente el ACRE cuenta con 3.500 ha habilitadas para riego.

En las cuencas del Sur de la región, si bien el área irrigada ha permanecido relativamente estable, se registraron transformaciones importantes en los patrones espaciales de los sitios de riego. En el oasis alimentado por los ríos Diamante y Atuel, el cambio en los sitios de riego responde a la profunda transformación agro-productiva que ha significado el reemplazo de cultivos de vid y forestales por una gran expansión del cultivo de forrajeras y olivos. En la cuenca del río Malargüe también se registró un crecimiento importante del área cultivada con especies forrajeras. El crecimiento ganadero de la zona, los altos precios de los cereales y la menor vulnerabilidad frente a contingencias climáticas como granizo, han impulsado la producción local de forraje, principalmente alfalfa, y la reconversión de fincas abandonadas (Manini, 2021).

En cuanto al abandono de áreas de riego, las superficies identificadas son significativamente menores que las pérdidas de cultivos reportadas por Rojas et al. (2020). En consecuencia, el crecimiento del área irrigada registrado en las cuencas de los ríos Tunuyán superior (36%) y Mendoza (10,5%) es superior al crecimiento en la superficie de cultivos reportado en el estudio anterior (30,2% y 4,7%, respectivamente) y analizados en este trabajo a partir de los Censos Nacionales Agropecuarios. Esta situación sugiere un aporte sostenido de agua de riego en sitios abandonados para la producción agrícola. El patrón de abandono de sitios de riego encontrado refleja 2 procesos predominantes en los oasis de la región: expansión de áreas urbanas y abandono

en áreas marginales. La problemática de avance urbano sobre áreas agrícolas ha sido previamente estudiada en la región (Bernabeu Fernández & Martín, 2019; Scoones, 2018; Taber & Nozica, 2011) y se verifica principalmente en la pérdida de áreas de riego en inmediaciones del área metropolitana de San Juan, Mendoza y, en menor medida, San Rafael (cuenca del río Diamante), San Martín (cuenca del río Tunuyán inferior) y Malargüe. En las áreas marginales de los oasis se registra un marcado patrón contrastante de incorporación y abandono de sitios de riego, lo que implica una profunda transformación y reemplazo en el uso de la tierra y del agua en estos sectores. Este fenómeno en la periferia de los oasis de la región ha sido mucho menos estudiado y podría estar asociado a la disponibilidad de agua y/o procesos de degradación de suelos (Guida-Johnson et al., 2017, 2020; Tozzi et al., 2017).

La caída en el área irrigada encontrada a partir del 2010 en las cuencas del Sur de la región y durante los últimos 3 años en cuencas del Norte y a escala regional, junto con la disminución del área cultivada acusada por los Censos Nacionales Agropecuarios, podría estar asociadas a una menor disponibilidad hídrica. Si bien el impacto de la sequía hidrológica en la producción agrícola suele ser difícil de cuantificar, se han reportado restricciones al riego e impacto sobre la producción agrícola durante la persistente sequía hidrológica registrada desde el 2010, profundizados a partir del año 2017 (Rivera et al., 2021). Siendo la agricultura la actividad de mayor consumo de agua en la región, resulta imperioso profundizar el estudio de los vínculos agua-agricultura en los oasis del Centro-Oeste de Argentina, máxime en el contexto de prolongada sequía hidrológica de la última década.

Finalmente, el modelo ecológico empírico utilizado en el presente trabajo, basado en la propuesta de Contreras et al. (2011), resultó adecuado para estimar la evapotranspiración a escala anual e identificar las transformaciones de las áreas de riego. La metodología propuesta se presenta como una valiosa alternativa para el estudio de los usos de la tierra y el agua para riego en zonas áridas, frente a modelos de balance de energía con alto requerimiento de parametrización (e.g. SEBAL, METRIC).

CONCLUSIONES

En este trabajo se evaluó la dinámica espacial y temporal de las áreas irrigadas en el Centro-Oeste de Argentina en el período 1986-2018, su relación con la evolución del sistema agrícola-productivo y los factores impulsores de cambio en los usos de la tierra referidos en la bibliografía.

El área irrigada total en la región presentó una tendencia creciente durante el período estudiado, impulsada por el crecimiento en las cuencas de los ríos Tunuyán Superior, San Juan y Mendoza. Se identificaron cambios importantes en los patrones de las áreas de riego y una evolución diferente en los distintos oasis de la región. El establecimiento de nuevos sitios de riego se vincula a dos procesos principales: expansión del área cultivada hacia el pedemonte mediante el aprovechamiento de aguas subterráneas, asociada a transformaciones agro-industriales de la producción vitivinícola y olivícola; reúso de efluentes cloacales tratados para riego. El abandono de sitios de riego se asocia a dos transformaciones predominantes: avance urbano sobre áreas irrigadas; abandono en áreas marginales de los oasis. En las áreas marginales se presenta un patrón contrastante de incorporación y abandono de sitios de riego, que refleja una profunda transformación en el uso de la tierra y del agua en estos sectores.

Los cambios en el sistema agrícola productivo han conducido a una expansión del área irrigada, que parece no haber implicado un crecimiento similar del área cultivada. Los contrastes entre la evolución de las áreas de riego y los cultivos en los oasis de la región sugieren un aporte sostenido de agua de riego en sitios abandonados para la producción agrícola. La disminución en el área irrigada y cultivada observadas durante la última década podrían estar vinculadas con la persistente

sequía hidrológica registrada desde el 2010 en la región. Esta situación deberá ser mayormente estudiada en futuros trabajos.

Las transformaciones encontradas en los patrones de riego, tipo de cultivos y el área irrigada total tienen fuertes implicancias para los balances hídricos, por lo que deben ser consideradas para la planificación territorial y la gestión del agua en las cuencas del Centro-Oeste de Argentina.

Agradecimientos

Este trabajo posee financiamiento de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCyT) mediante el proyecto PICT 2019-03430.

BIBLIOGRAFÍA

Bernabeu Fernández, M. M., & Martín, F. (2019). El periurbano recreado. Urbanizaciones cerradas como nuevos híbridos en el paisaje hídrico del Área Metropolitana de Mendoza, Argentina. *Quid 16: Revista Del Área de Estudios Urbanos*, 11, 55–85.

Boninsegna, J. A. (2014). Impacto del Cambio Climático en los Oasis del Oeste argentino. *Ciencia e Investigación*, 64(1), 45–58.

Cardús Monserrat, A. L., & Ruiz, M. del C. (2017). Cartografía del oasis agrícola de Ullum Zonda (1973 - 2014). In *El Ojo del Cóndor* (No. 8; pp. 8–11). Instituto Geográfico Nacional (IGN).

Contreras, S., Jobbágy, E. G., Villagra, P. E., Nosetto, M. D., & Puigdefábregas, J. (2011). Remote sensing estimates of supplementary water consumption by arid ecosystems of central Argentina. *Journal of Hydrology*, 397(1–2), 10–22. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.11.014>

Funk, C. C., Peterson, P. J., Landsfeld, M. F., Pedreros, D. H., Verdin, J. P., Rowland, J. D., Romero, B. E., Husak, G. J., Michaelsen, J. C., & Verdin, A. P. (2014). A Quasi-Global Precipitation Time Series for Drought Monitoring. *U.S. Geological Survey Data Series*, 832, 4. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.3133/ds832>

Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A., & Michaelsen, J. (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations - A new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, 2, 1–21. <https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66>

Gorelick, N., Hancher, M., Dixon, M., Ilyushchenko, S., Thau, D., & Moore, R. (2017). Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. *Remote Sensing of Environment*, 202, 18–27. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.031>

Guida-Johnson, B., Abraham, E. M., & Cony, M. A. (2017). Salinización del suelo en tierras secas irrigadas: Perspectivas de restauración en Cuyo, Argentina. *Revista de La Facultad de Ciencias Agrarias*, 49(1), 205–215.

Guida-Johnson, B., Sales, R., & Mastrantonio, L. (2020). Planificando territorios rurales sustentables: factores causales de la salinización secundaria en las tierras secas irrigadas del norte de Mendoza. *Revista de La Asociación Argentina de Ecología de Paisajes*, 9(1), 170–174.

Hirsch, R. M., Slack, J. R., & Smith, R. A. (1982). Techniques of trend analysis for monthly water quality data. *Water Resources Research*, 18(1), 107–121. <https://doi.org/10.1029/WR018i001p00107>

Koch, M., & Missimer, T. M. (2016). Water resources assessment and management in drylands. *Water (Switzerland)*, 8(6), 1–5. <https://doi.org/10.3390/w8060239>

- Lai, J., Li, Y., Chen, J., Niu, G.-Y., Lin, P., Li, Q., Wang, L., Han, J., Luo, Z., & Sun, Y. (2022). Massive crop expansion threatens agriculture and water sustainability in northwestern China. *Environmental Research Letters*, 17(3), 034003. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac46e8>
- Magrin, G. O., Marengo, J. A., Boulanger, J. P., Buckeridge, M. S., Castellanos, E., Poveda, G., Scarano, F. R., & Vicuña, S. (2014). Central and South America. In V. R. Barros, C. B. Field, D. J. Dokken, M. D. Mastrandrea, K. J. Mach, T. E. Bilir, M. Chatterjee, K. L. Ebi, Y. O. Estrada, R. C. Genova, B. Girma, E. S. Kissel, A. N. Levy, S. MacCracken, P. R. Mastrandrea, & L. L. White (Eds.), *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. (pp. 1499–1566). Cambridge University Press.
- Maliva, R., & Missimer, T. (2012). Arid Lands Water Evaluation and Management. In *Canadian Journal of Civil Engineering* (Vol. 18, Issue 1). Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-29104-3>
- Manini, M. (2021, May 15). El cultivo de forrajes crece impulsado por la ganadería. *Diario Los Andes*. <https://www.losandes.com.ar/fincas/el-cultivo-de-forrajes-crece-impulsado-por-la-ganaderia/>
- Martín, F. (2008). AGUA Y MODELO PRODUCTIVO. INNOVACIONES TECNOLÓGICAS E IMPACTOS TERRITORIALES EN EL SISTEMA AGROALIMENTARIO DE MENDOZA. *Estudios Socioterritoriales*, 7, 26–45.
- Martín, F., & Larsimont, R. (2016). Agua, poder y desigualdad socioespacial. Un nuevo ciclo hidrosocial en Mendoza, Argentina (1990-2015). In *Cartografías del conflicto ambiental en Argentina* (Issue November 2016). https://www.researchgate.net/publication/312669892_Agua_poder_y_desigualdad_socioespacial_Un_nuevo_ciclo_hidrosocial_en_Mendoza_Argentina_1990-2015_Facundo_Martin_y_Robin_Larsimont
- Martínez Dodda, J. (2021, March 21). Sarmiento, el departamento de San Juan que se revolucionó con tecnologías olivícolas. *Diario Clarín*. https://www.clarin.com/rural/sarmiento-departamento-san-juan-revoluciono-tecnologias-olivícolas_0_SmTbcJ4k3.html
- Miranda, O. (2015). El riego en la provincia de San Juan, Argentina: su dinámica institucional en los últimos dos siglos. *Agricultura Sociedad y Desarrollo*, 12(3), 385. <https://doi.org/10.22231/asyd.v12i3.235>
- Montaña, E., & Boninsegna, J. A. (2016). Drought in the Oasis of Central Western Argentina. In H. Diaz, M. Hurlbert, & J. Warren (Eds.), *Vulnerability and Adaptation to Drought: The Canadian Prairies and South America* (pp. 327–348). University of Calgary Press.
- Narayanamoorthy, A. (2022). Temporal Trends and Regional Patterns in Development of Irrigation in India (pp. 49–72). https://doi.org/10.1007/978-3-030-89613-3_3
- Nemani, R. R., & Running, S. W. (1989). Testing a theoretical climate-soil-leaf area hydrologic equilibrium of forests using satellite data and ecosystem simulation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 44(3–4), 245–260. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(89\)90020-8](https://doi.org/10.1016/0168-1923(89)90020-8)
- Okin, G. S., Gillette, D. A., & Herrick, J. E. (2006). Multi-scale controls on and consequences of aeolian processes in landscape change in arid and semi-arid environments. 65, 253–275. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2005.06.029>
- Potapov, P., Turubanova, S., Hansen, M. C., Tyukavina, A., Zalles, V., Khan, A., Song, X. P., Pickens, A., Shen, Q., & Cortez, J. (2022). Global maps of cropland extent and change show accelerated cropland expansion in the twenty-first century. *Nature Food*, 3(1), 19–28. <https://doi.org/10.1038/s43016-021-00429-z>

Rivera, J. A., Otta, S. A., Lauro, C., & Zazulie, N. (2021). A Decade of Hydrological Drought in Central-Western Argentina. *Frontiers in Water*, 3(April), 1–20. <https://doi.org/10.3389/frwa.2021.640544>

Rojas, F., Rubio, C., Rizzo, M., & Bernabeu, M. (2020). Land Use and Land Cover in Irrigated Drylands : a Long-Term Analysis of Changes in the Mendoza and Tunuyán River Basins , Argentina (1986 – 2018).

Rufin, P., Müller, D., Schwieder, M., Pflugmacher, D., & Hostert, P. (2021). Landsat time series reveal simultaneous expansion and intensification of irrigated dry season cropping in Southeastern Turkey. *Journal of Land Use Science*, 16(1), 94–110. <https://doi.org/10.1080/1747423X.2020.1858198>

Scoones, A. E. (2018). TERRITORIOS RURALES EN MENDOZA : INVERSIONES VITIVINÍCOLAS Y AVANCE URBANO EN EL OASIS NORTE RURAL TERRITORIES IN MENDOZA : VINICULTURE INVESTMENTS AND URBAN ADVANCEMENT IN THE NORTH OASIS. *Convergencias. Revista de Educación*, 1(1), 87–105.

Scott, C. A., Varady, R. G., Meza, F., Montaa, E., De Raga, G. B., Luckman, B., & Martius, C. (2012). Science-policy dialogues for water security: Addressing vulnerability and adaptation to global change in the arid Americas. *Environment: Science and Policy for Sustainable Development*, 54(3), 30–42. <https://doi.org/10.1080/00139157.2012.673454>

Sen, P. K. (1968). Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau. *Journal of the American Statistical Association*, 63(324), 1379–1389. <https://doi.org/10.1080/01621459.1968.10480934>

Taber, E., & Nozica, G. (2011). Problemáticas Del Crecimiento Urbano Sobre Áreas Rurales En Sistemas De Oasis. *Revista Iberoamericana de Urbanismo*, 06(06), 65–71. http://upcommons.upc.edu/revistes/bitstream/2099/12524/1/06Dossier_06_Noziata_Taber.pdf

Torres, L., Pastor, G., Grosso, M., & Scoones, A. (2018). Turismo de lujo y extractivismo: la ruralidad como presa del capital. *Reflexiones a propósito de Valle de Uco (Mendoza, Argentina)*. *Scripta Nova*, XXII(585), 1–32.

Tozzi, F., Mariani, A., Vallone, R., & Morábito, J. (2017). Evolución de la salinidad de los suelos regadíos del río Tunuyán Inferior (Mendoza-Argentina) Salinity evolution in irrigated soils in the Lower Tunuyán River basin (Mendoza-Argentina). 49(1), 1853–8665.

Westmacott, J. R., & Burn, D. H. (1997). Climate change effects on the hydrologic regime within the Churchill-Nelson River Basin. *Journal of Hydrology*, 202(1–4), 263–279. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00073-5](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00073-5)

Yin, L., Feng, X., Fu, B., Chen, Y., Wang, X., & Tao, F. (2020). Irrigation water consumption of irrigated cropland and its dominant factor in China from 1982 to 2015. *Advances in Water Resources*, 143, 103661. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2020.103661>

Zhang, C., Dong, J., Zuo, L., & Ge, Q. (2022). Tracking spatiotemporal dynamics of irrigated croplands in China from 2000 to 2019 through the synergy of remote sensing, statistics, and historical irrigation datasets. *Agricultural Water Management*, 263(October 2021), 107458. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2022.107458>

Zhu, Z., Zhang, Z., Zuo, L., Sun, F., Pan, T., Li, J., Zhao, X., & Wang, X. (2021). The Detecting of Irrigated Croplands Changes in 1987-2015 in Zhangjiakou. *IEEE Access*, 9, 96076–96091. <https://doi.org/10.1109/ACCESS.2021.3092408>

**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. Yuchechen 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 *quebres 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 quebres 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 quebres 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. Yucheche, 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

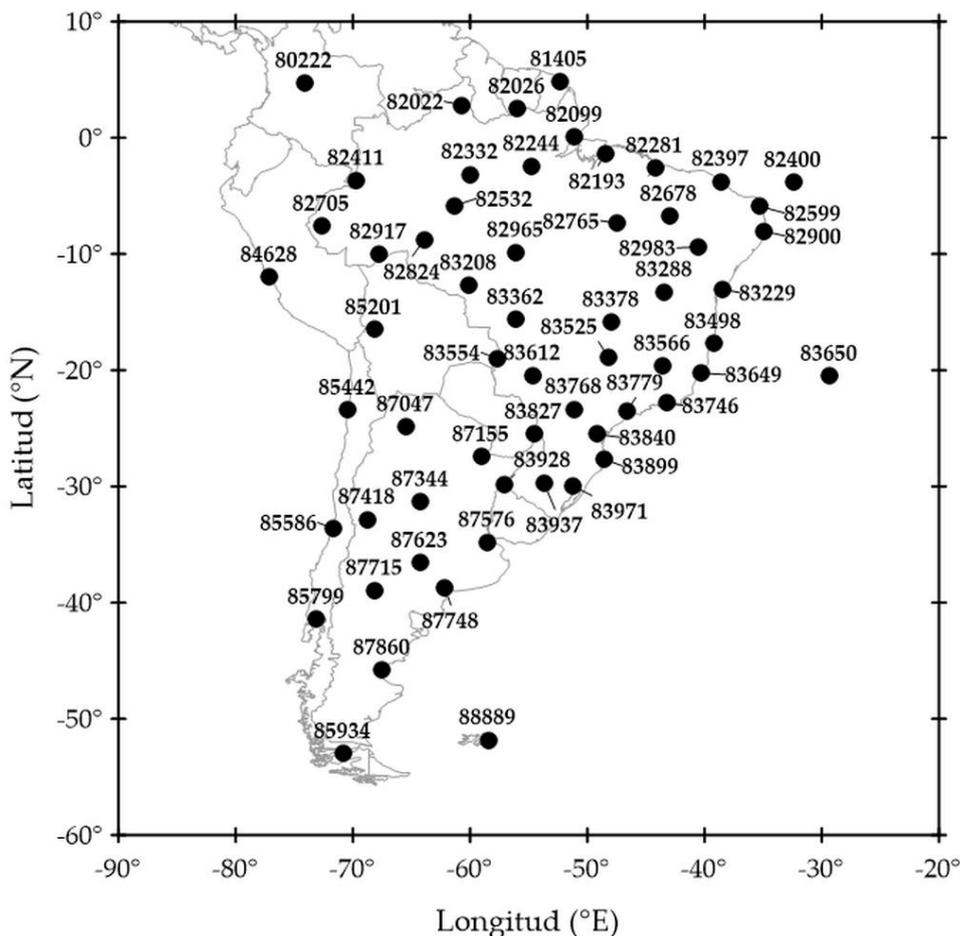


Figura 1 – Estaciones aerológicas usadas en este estudio. Se utilizan los identificadores de la WMO (Tabla A1). Para estaciones con series temporales combinadas se usa el identificador asociado con la serie temporal más reciente o el número más alto.

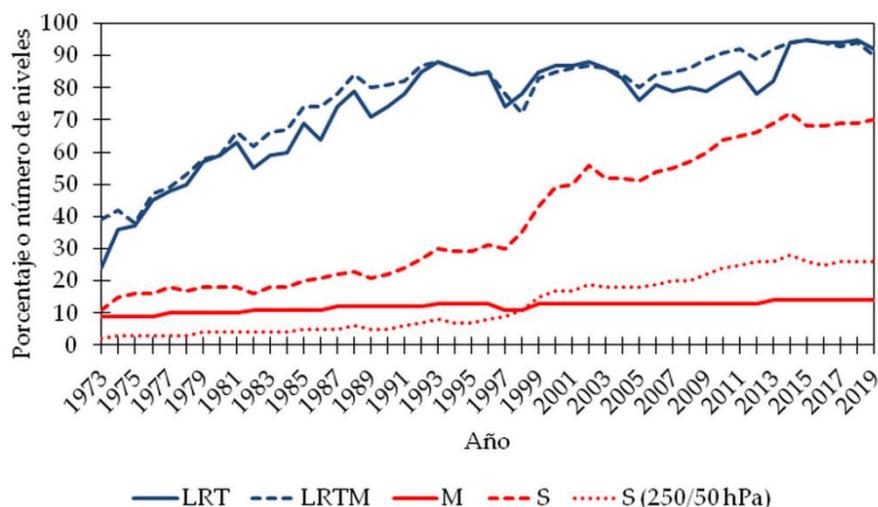


Figura 2 – Porcentajes medios anuales de LRTs y LRTMs detectadas en la red aerológica analizada. También se muestran los valores medios anuales de niveles estándares (M), significativos (S) y significativos entre 250 y 50 hPa.

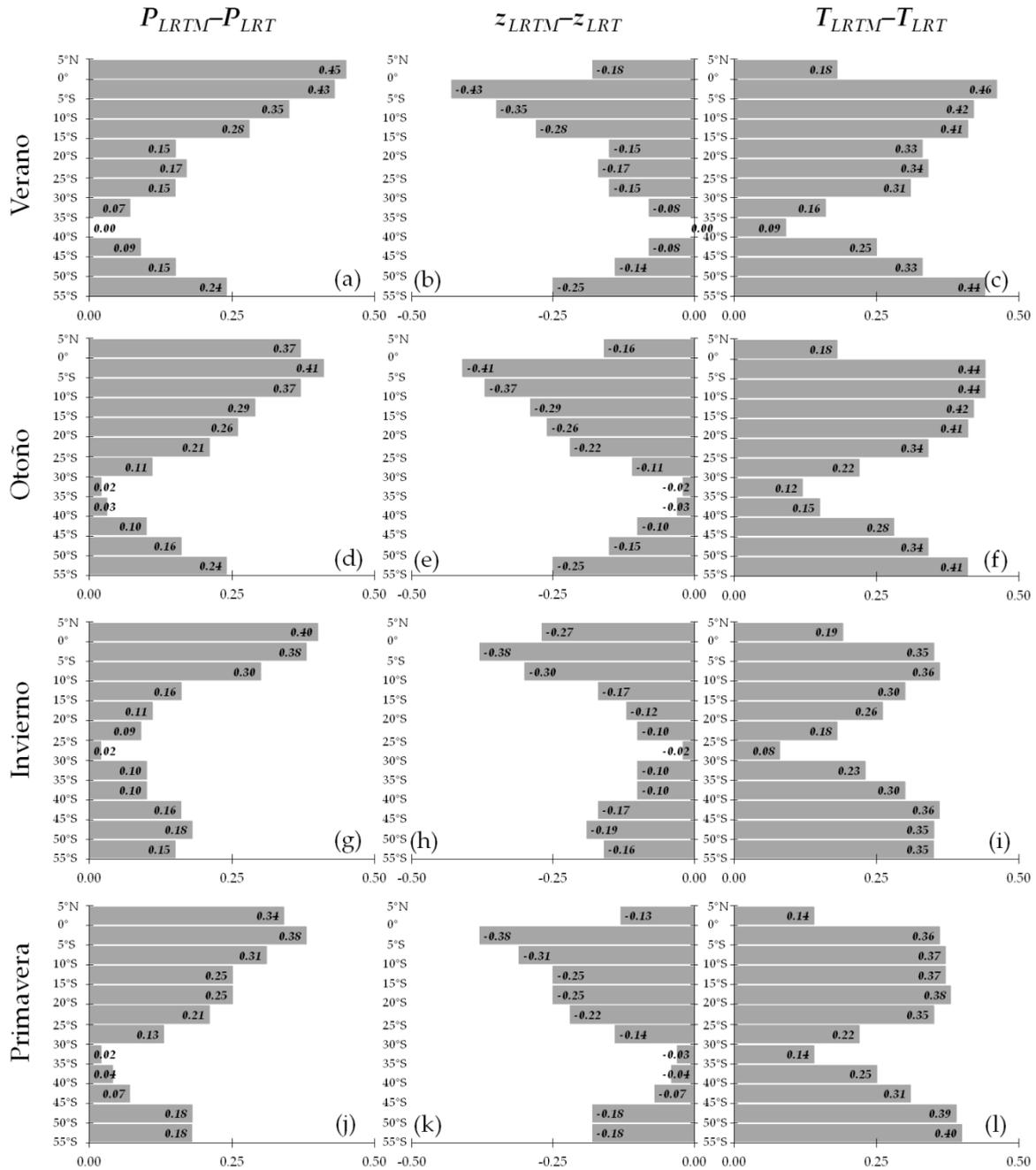


Figura 3 – Coeficientes de correlación de Spearman entre $P_{LRTM} - P_{LRT}$ y el LRT sharpness en bandas latitudinales de ancho 5° para (a) verano, (d) otoño, (g) invierno y (j) primavera; entre $z_{LRTM} - z_{LRT}$ y el LRT sharpness para (b) verano, (e) otoño, (h) invierno y (k) primavera; entre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

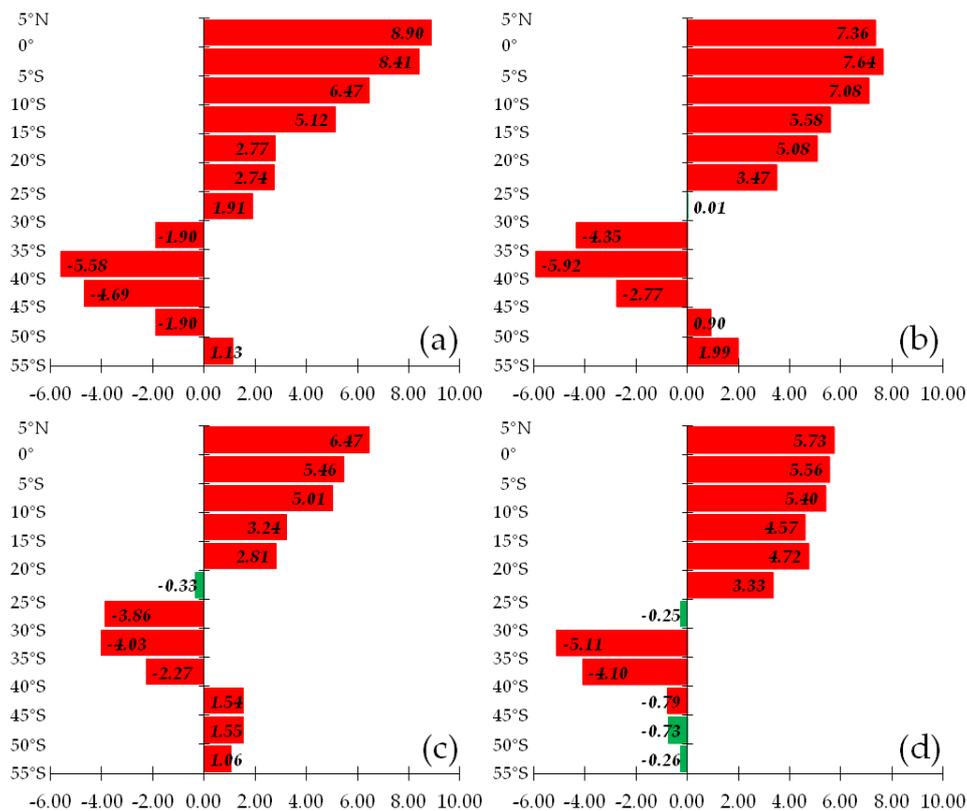


Figura 4 – Promedios estacionales de $P_{LRTM} - P_{LRT}$ (en hPa) sobre bandas de latitud de ancho 5° para (a) verano, (b) otoño, (c) invierno y (d) primavera. Las barras rojas indican que $\overline{P_{LRTM}}$ es estadísticamente diferente de $\overline{P_{LRT}}$ con un nivel de significancia del 95%;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

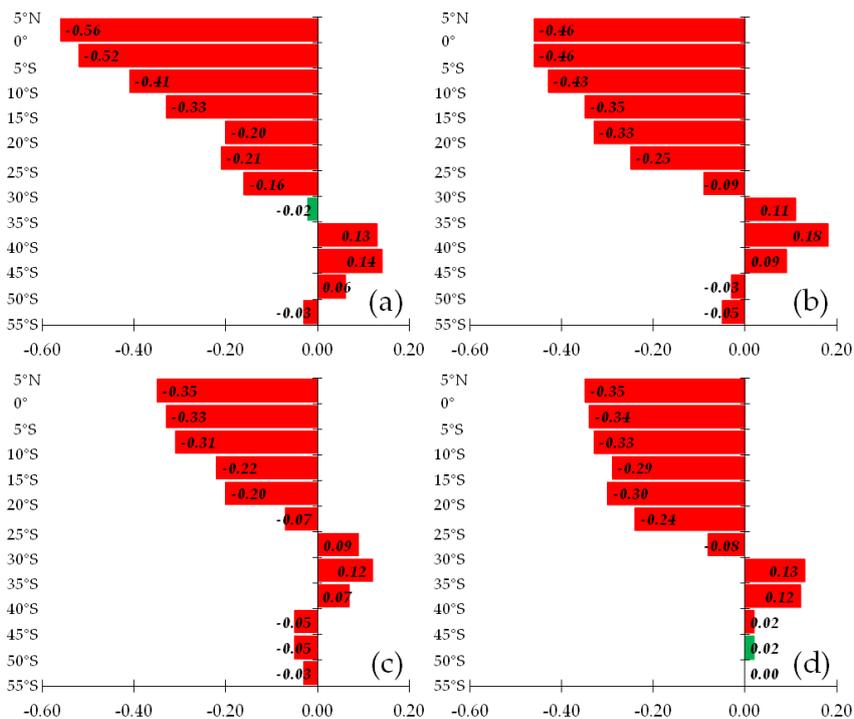


Figura 5 – Ídem a la Figura 4 para la diferencia $z_{LRTM} - z_{LRT}$ (en km).

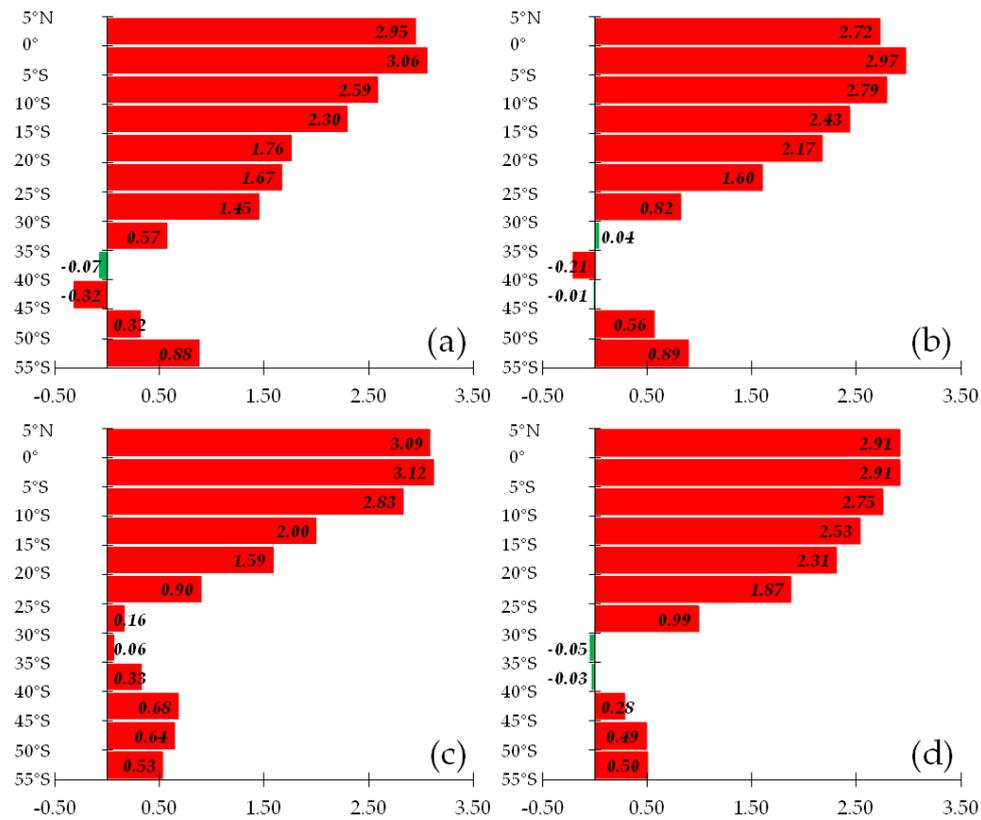


Figura 6 – Ídem a la Figura 4 para la diferencia $T_{LRTM} - T_{LRT}$ (en °C).

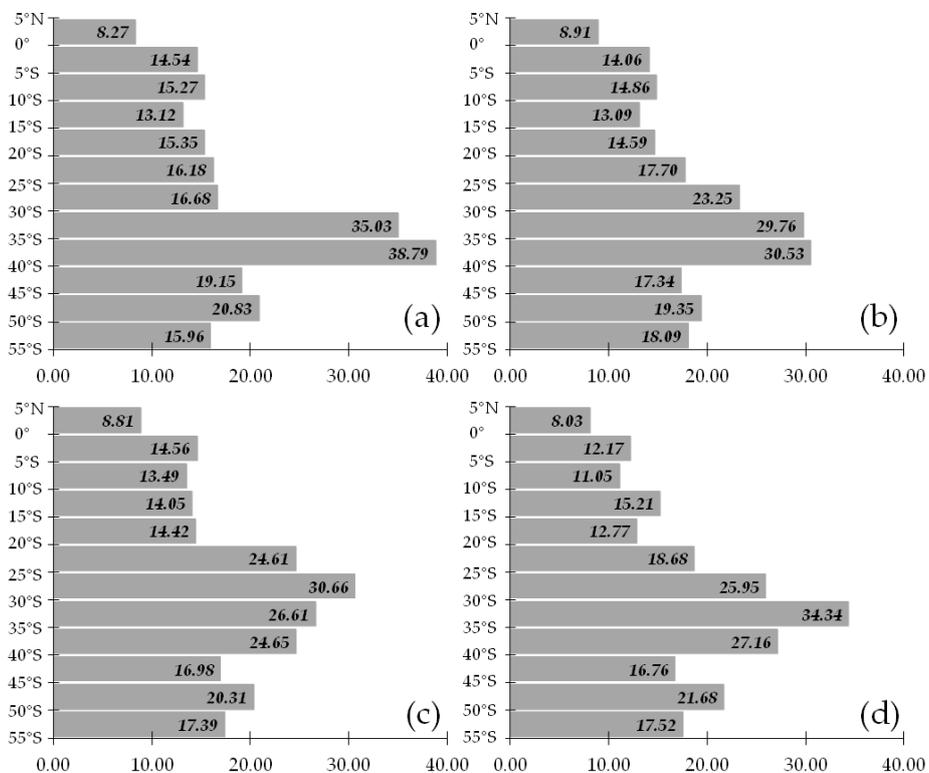


Figura 7 – Desvíos estándar estacionales de $P_{LRTM} - P_{LRT}$ (en hPa) sobre bandas de latitud de ancho 5° para (a) verano, (b) otoño, (c) invierno y (d) primavera.

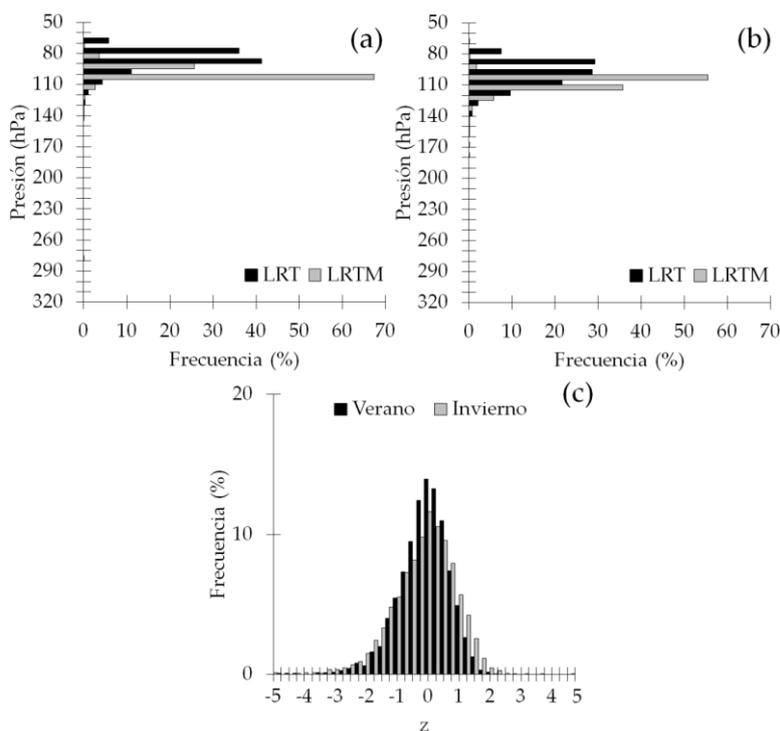


Figura 8 – Distribuciones de P_{LRT} y P_{LRTM} en Manaus (identificador WMO: 82332) para (a) verano y (b) invierno, y para la $P_{LRTM} - P_{LRT}$ estandarizada en ambas épocas del año (c). El número de casos utilizados para confeccionar los histogramas es 2587 y 3279 para (a) y (b), respectivamente.

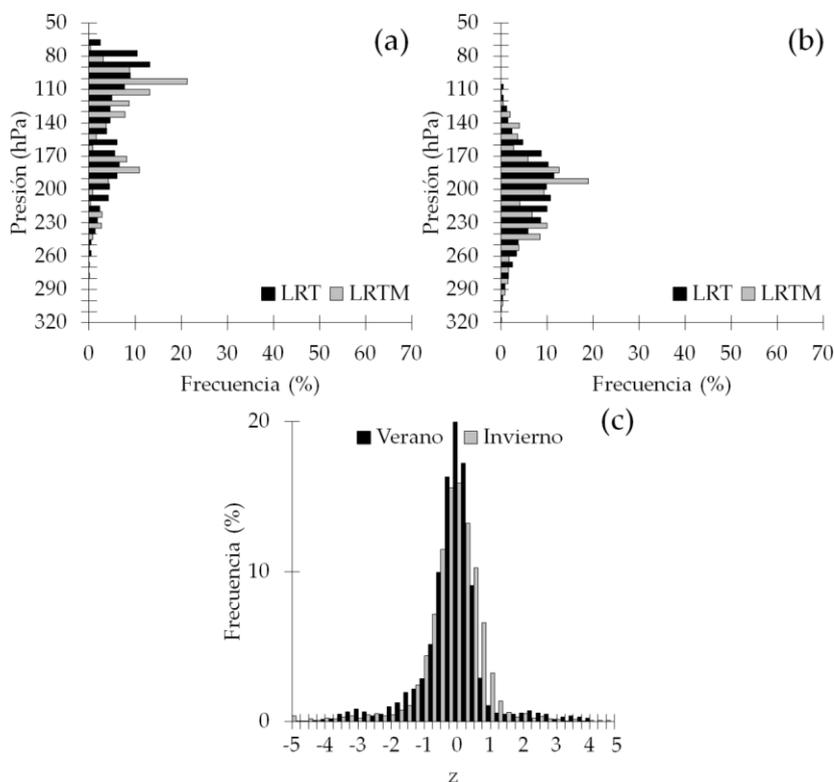


Figura 9 – Ídem a la Figura 8 en Ezeiza (identificador OMM: 87576). El número de casos utilizados para confeccionar los histogramas es 3801 y 3849 para (a) y (b), respectivamente.

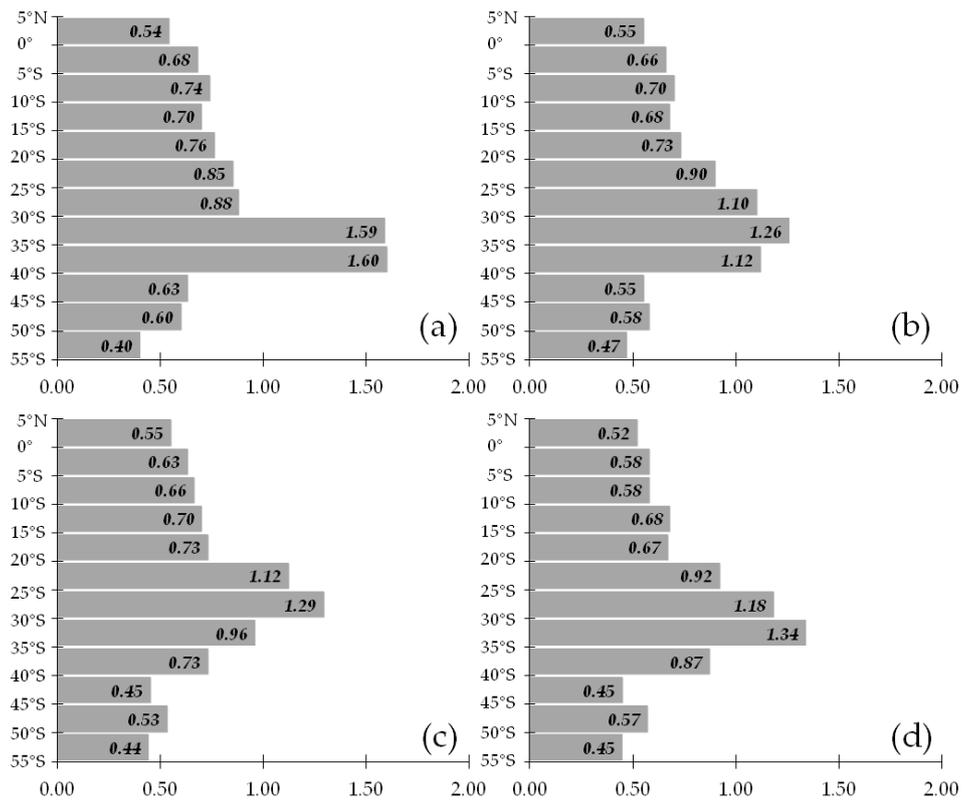


Figura 10 – Ídem a la Figura 7 para $z_{LRTM} - z_{LRT}$ (en km).

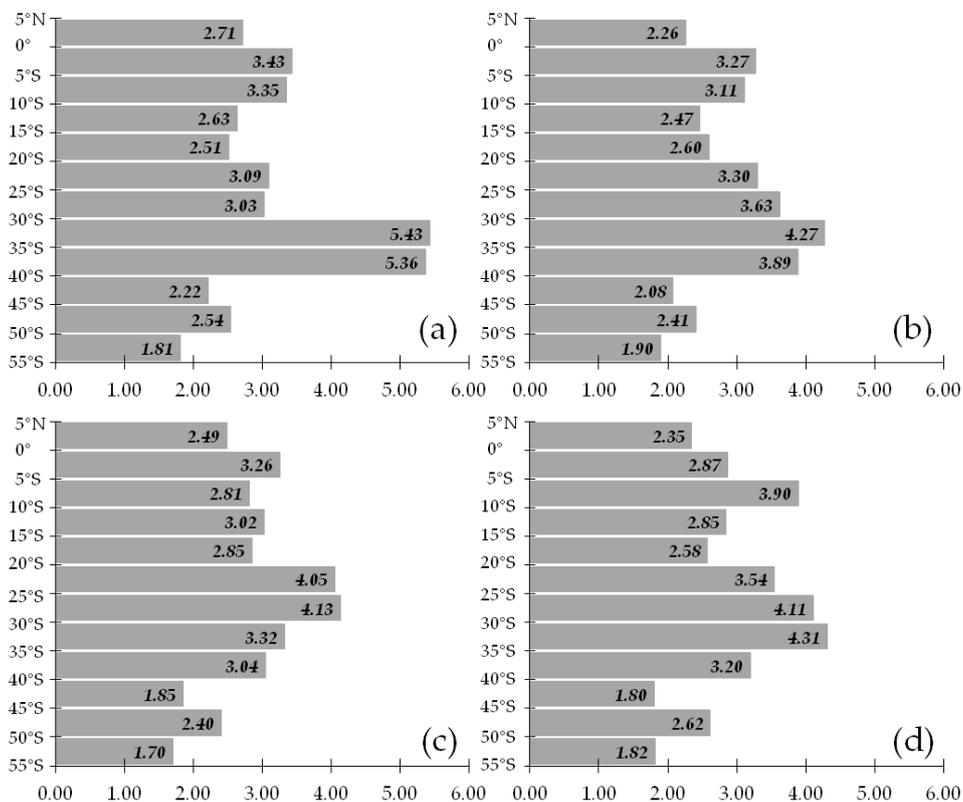


Figura 11 – Ídem a la Figura 7 para $T_{LRTM} - T_{LRT}$ (en °C).

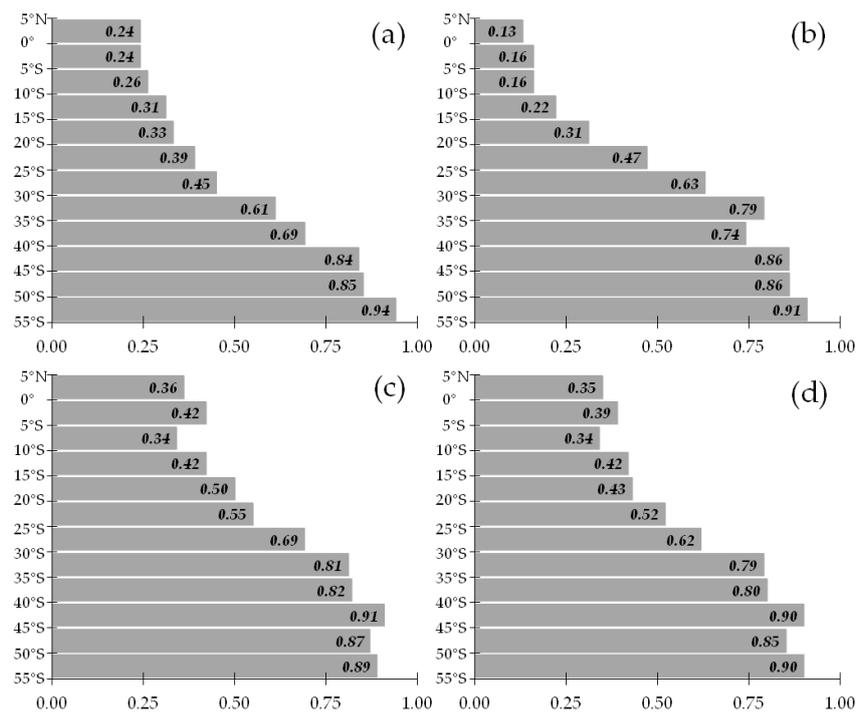


Figura 12 – Coeficiente de correlación de Spearman (ρ) calculados para los pares P_{LRT}/P_{LRTM} sobre bandas de latitud de ancho 5° para (a) verano, (b) otoño, (c) invierno y (d) primavera. Se incluyeron todos los pares P_{LRT}/P_{LRTM} de las bases de datos filtradas sin importar la hora de lanzamiento.

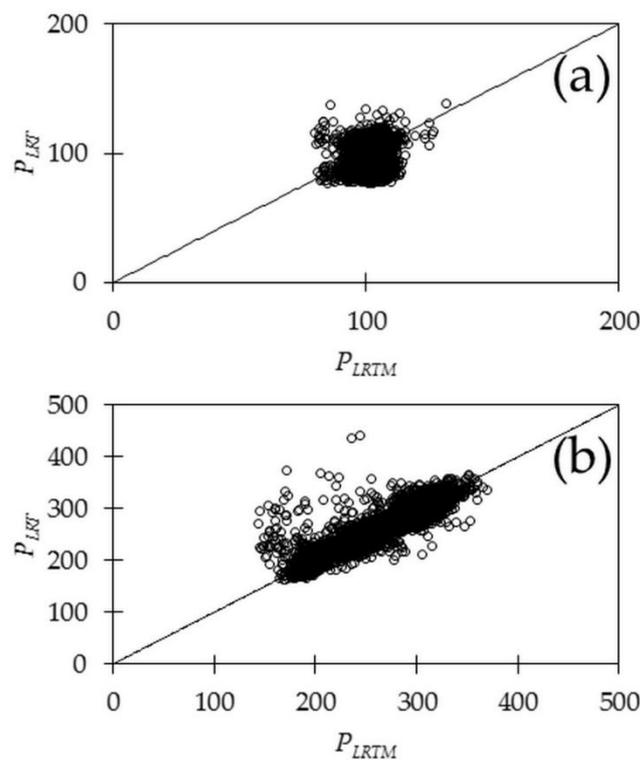


Figura 13 – Diagramas de dispersión de P_{LRT} versus P_{LRTM} para (a) la banda de latitud de $5^\circ\text{N}-0^\circ$ y (b) la banda de latitud de $50^\circ\text{S}-55^\circ\text{S}$, para otoño en ambos casos. Valores expresados en hPa.

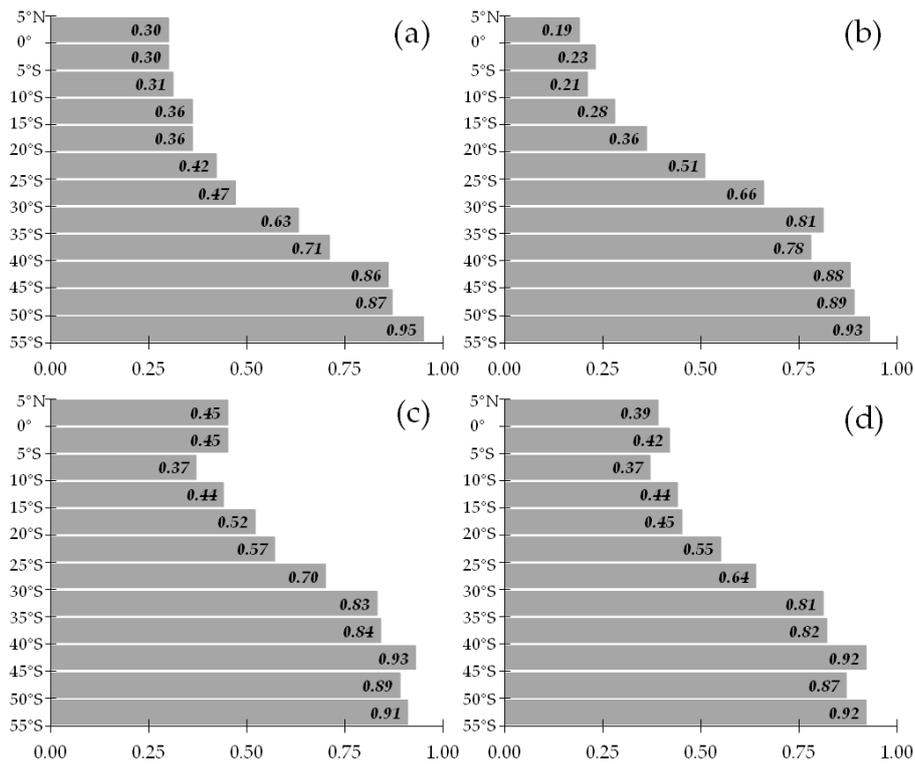


Figura 14 – Ídem a la Figura 12 para $\rho(z_{LRT}, z_{LRTM})$.

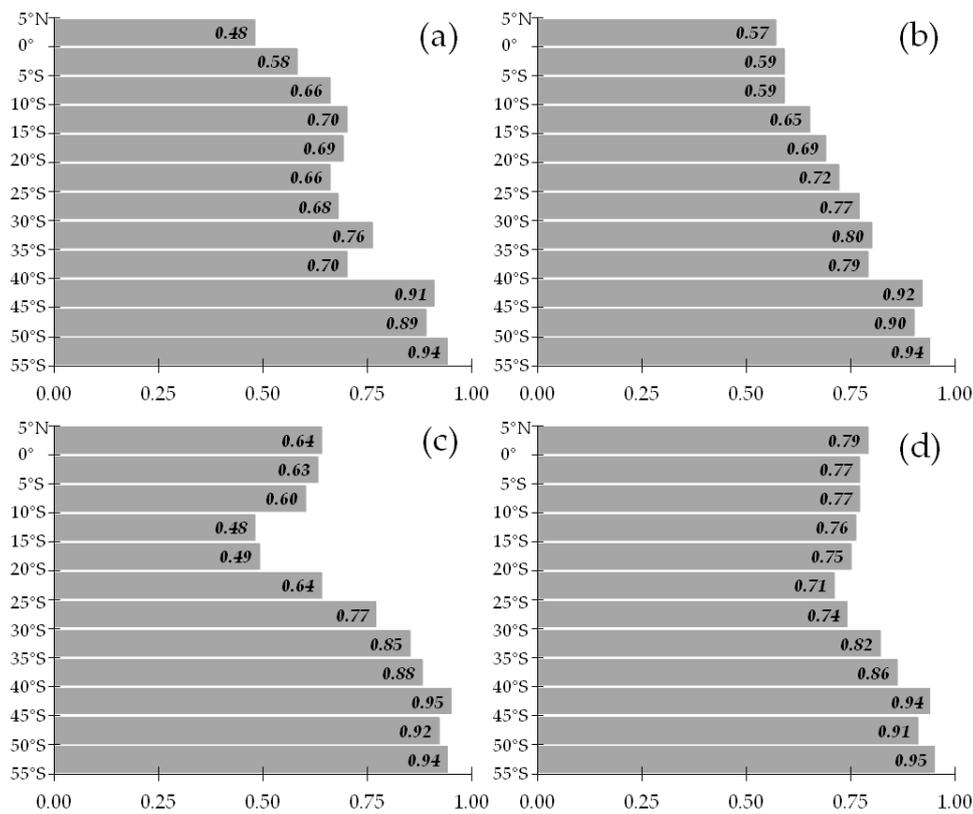


Figura 15 – Ídem a la Figura 12 para $\rho(T_{LRT}, T_{LRTM})$.

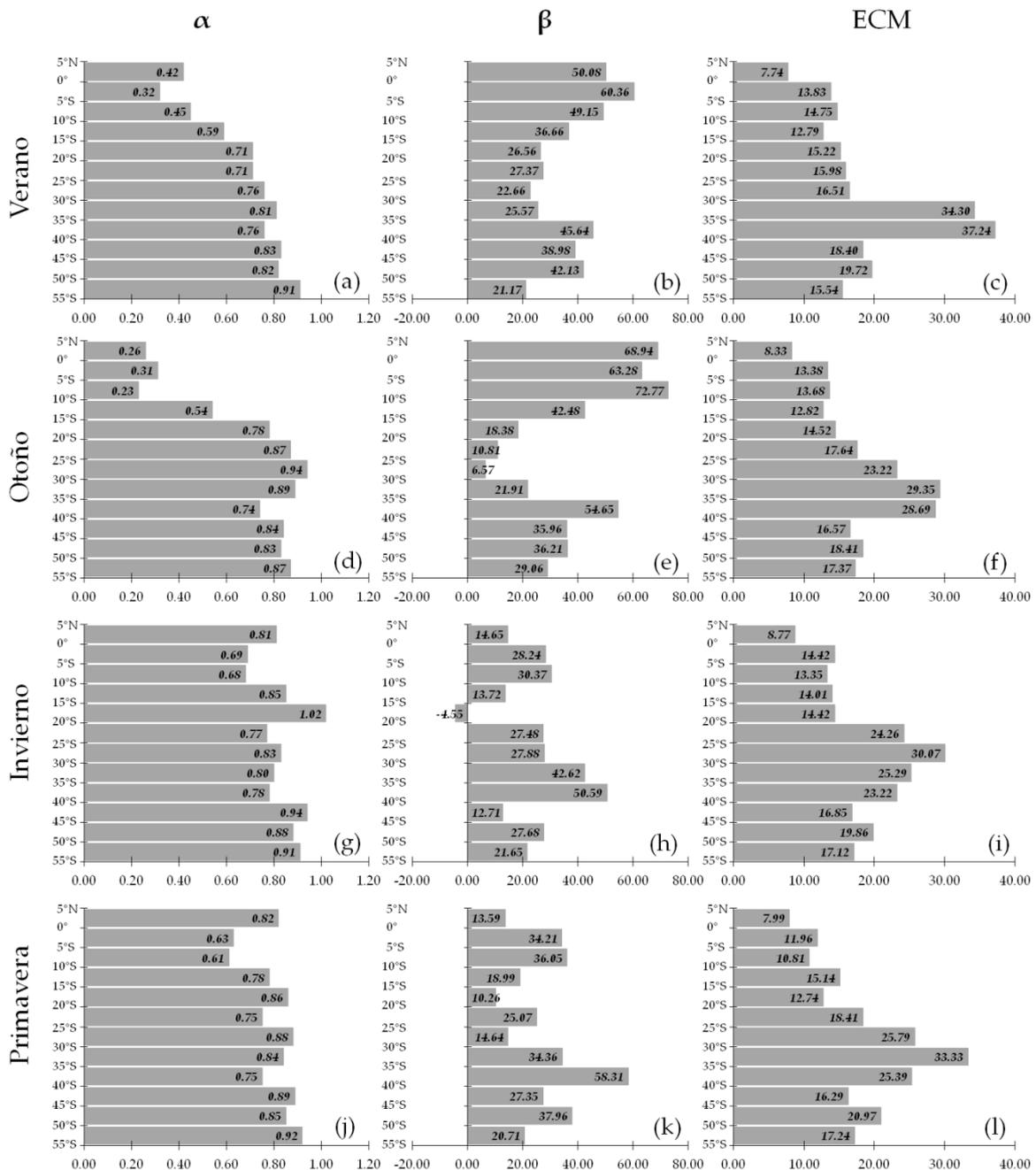


Figura 16 – Valores estacionales de la pendiente (α) (izquierda) y la ordenada al origen (β) (centro) para la estimación de P_{LRT} a partir de P_{LRTM} con la relación lineal $P_{LRT*} = \alpha P_{LRTM} + \beta$. La discrepancia entre la variable LRT^* y la LRT real fue estimada con el error cuadrático 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.

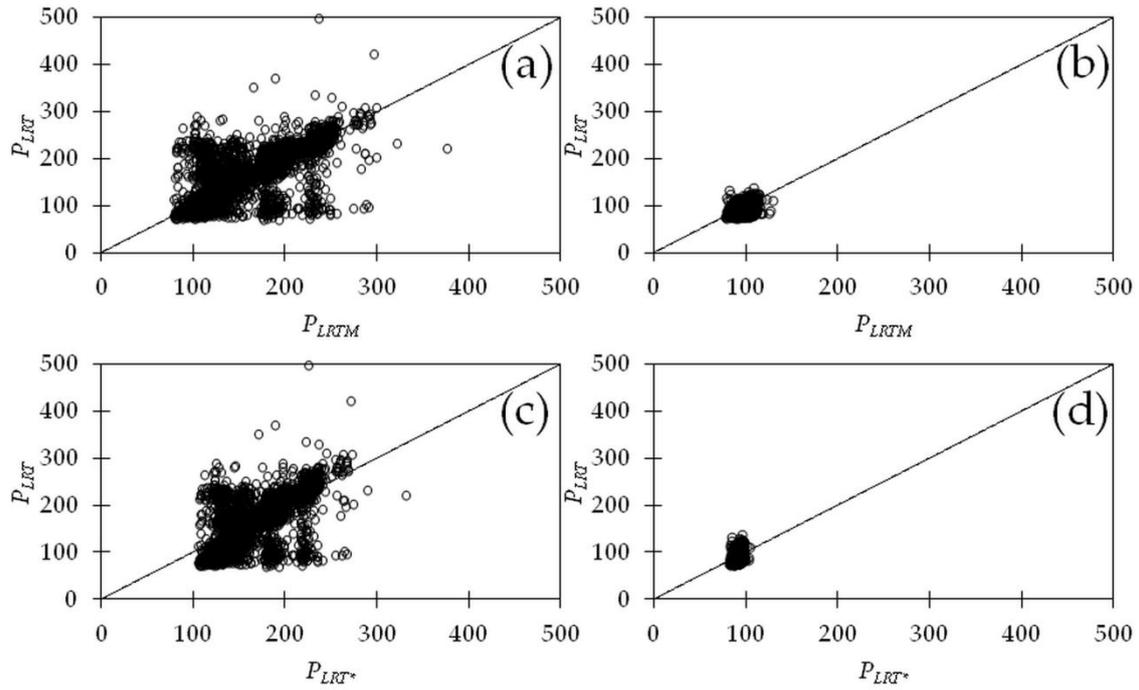


Figura 17 – Diagramas de dispersión de P_{LRT} versus P_{LRTM} para (a) la banda de latitud de 35°S – 40°S y (b) la banda de latitud de 5°N – 0° , para verano en ambos casos. Los paneles (c) y (d) muestran los diagramas de dispersión de P_{LRT} versus P_{LRT^*} para las mismas bandas. Valores expresados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

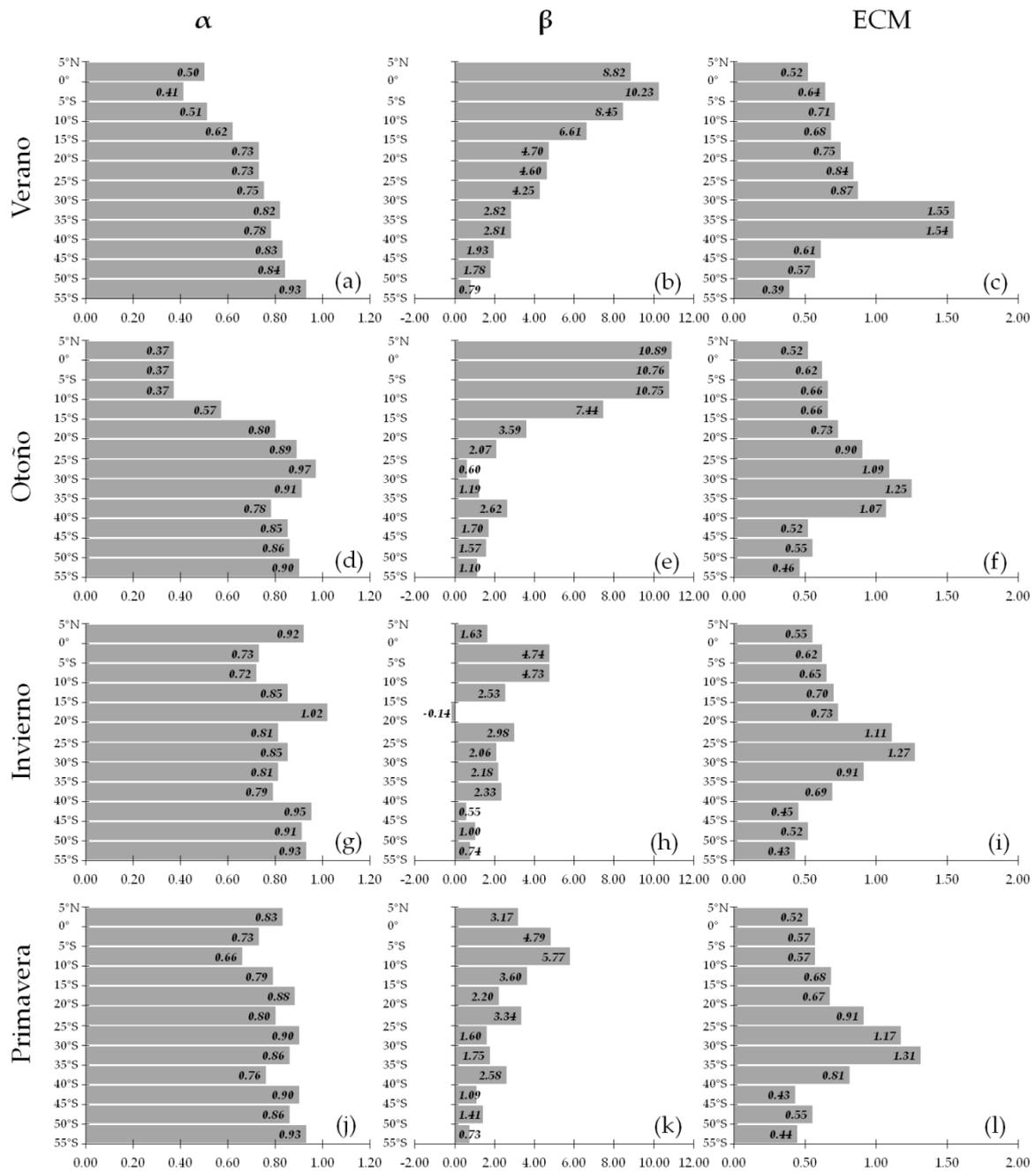


Figura 18 – Ídem a la Figura 16 pero para altura con $z_{LRT*} = \alpha z_{LRTM} + \beta$. Todos los valores de α son significativos al 95%. β y ECM expresados en km.

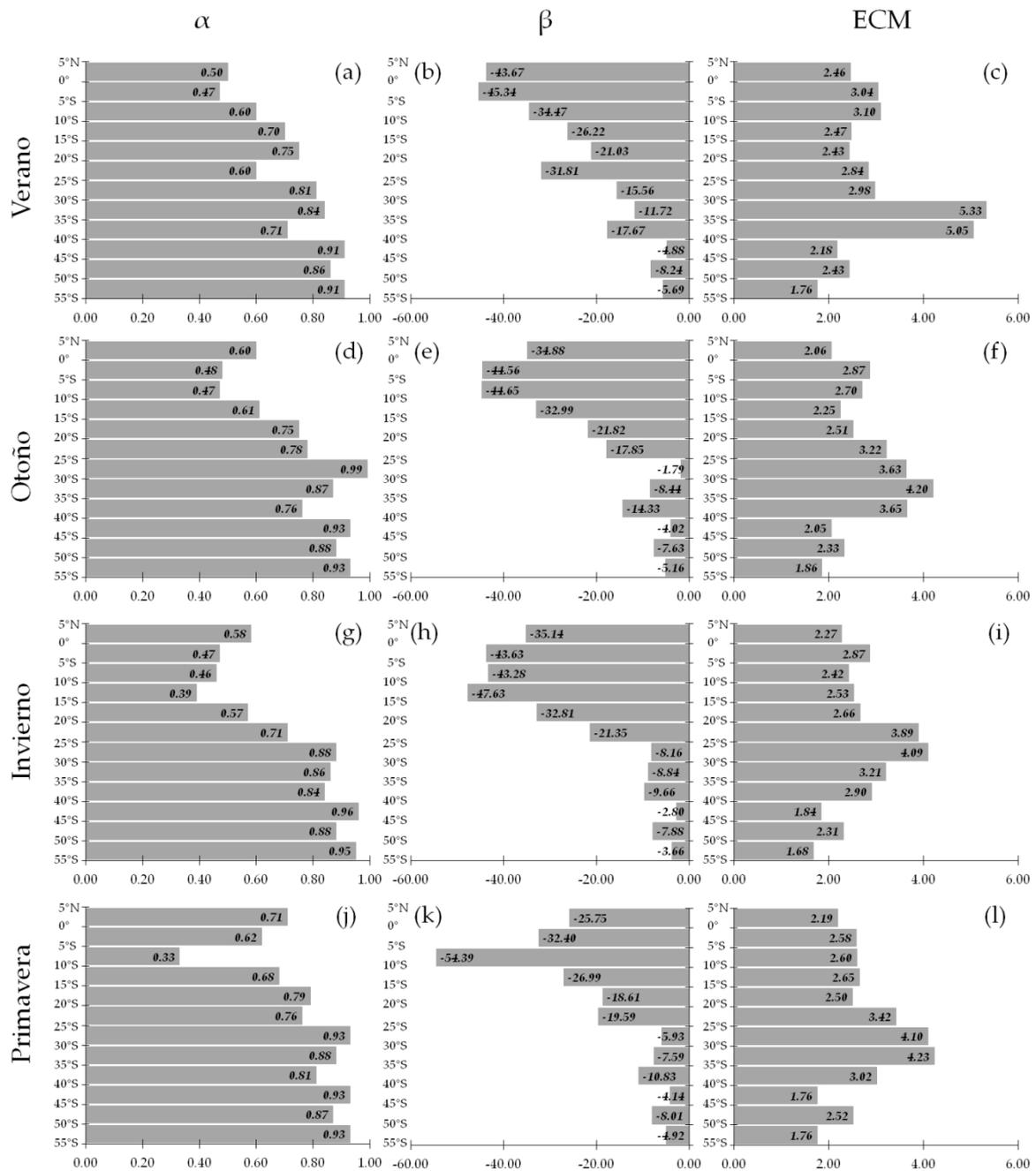


Figura 19 – Ídem a la Figura 16 pero para temperatura con $T_{LRT*} = \alpha T_{LRTM} + \beta$. Todos los valores de α son significativos al 95%. β y ECM expresados en °C.



ASOCIACIÓN ARGENTINA DE GEOFÍSICOS Y GEODESTAS

Avenida Cabildo 381 (CP 1426). Ciudad Autónoma de Buenos Aires. Argentina

<http://www.aagg.org.ar>