

Meteoro logica

PUBLICACIÓN ESPECIALIZADA
EN TEMAS METEOROLÓGICOS

Versión en línea
Versión en CD-ROM

ISSN 1850-468X
ISSN 2347-0364

Volumen 40

Número 1

Año 2015

CONTENIDO:

<i>Gabriela Viviana Müller, María Elena Fernández Long y Ezequiel Bosch</i> RELACIÓN ENTRE LA TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE DEL MAR DE DIFERENTES OCÉANOS Y LOS RENDIMIENTOS DE MAÍZ EN LA PAMPA HÚMEDA	5
<i>Germán Russián, Eduardo Agosta y Rosa Compagnucci</i> VARIACIONES EN BAJA FRECUENCIA DE LA PRECIPITACIÓN ESTACIONAL EN LA REGIÓN PAMPA AMARILLA Y POSIBLES FORZANTES	17
<i>Pablo Gabriel Zaninelli, Andrea Fabiana Carril y Claudio Guillermo Menéndez</i> EXPLORANDO TEMPERATURAS MÁXIMAS Y MÍNIMAS EN DIFERENTES REANÁLISIS. PARTE 1: CAMPOS MEDIOS ESTACIONALES	43
<i>Pablo Gabriel Zaninelli, Claudio Guillermo Menéndez y Andrea Fabiana Carril</i> EXPLORANDO TEMPERATURAS MÁXIMAS Y MÍNIMAS EN DIFERENTES REANÁLISIS. PARTE 2: VARIABILIDAD EN DIFERENTES ESCALAS TEMPORALES	59

Meteoro logica

PUBLICACIÓN SEMESTRAL DEL CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS

DIRECTORA

MARIANA BARRUCAND. DCAO-UBA/CONICET. ARGENTINA

EDITORES EJECUTIVOS

JUAN RUIZ CIMA/CONICET-UBA, UMI3351-IFAECI/CNRS-CONICET-UBA. ARGENTINA

JOSEFINA BLAZQUEZ CIMA/CONICET-UBA, UNLP. ARGENTINA

MARCELO SELUCHI. CEMADEN. BRASIL

MARCELO BARREIRO. UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA. URUGUAY

PATRICIO ACEITUNO. UNIVERSIDAD DE CHILE. CHILE

CONSEJO EDITORIAL

E. KALNAY - U. MARYLAND/USA

V. R. BARROS - UBA/CONICET

H. FUENZALIDA - U. CHILE/CHILE

J. N. PAEGLE - U. UTAH/USA

M. N. NUÑEZ - UBA/CONICET

E. R. LICHTENSTEIN - UBA

N. A. MAZZEO - UBA/CONICET

W. M. VARGAS - UBA/CONICET

D. KAROLY - MONASH U./ AUSTRALIA

E. H. BERBERY - U. MARYLAND/USA

S. HASTENRATH - U. WISCONSIN/USA

M. E. SELUCHI - CPTEC - INPE/BRASIL

A. M. GRIMM - U. F. PARANA/BRASIL

M. A. F. SILVA DIAS - U. SAO PAULO/BRASIL

H. LE TREUT - LMD-CNRS/FRANCIA

G. RAGA - UNAM/MEXICO

T. AMBRIZZI - U. SAO PAULO/BRASIL

J. PAEGLE - U. UTAH/USA

H. CIAPPESONI - SMN/CONICET

I. VELASCO - UBA

J. RUTLLANT - U. CHILE/CHILE

G. NECCO - IAI/BRASIL

P. ACEITUNO - U. CHILE/CHILE

J. B. VALDES - U. ARIZONA/USA

P. L. SILVA DIAS - U. SAO PAULO/BRASIL

C. NOBRE - CPTEC - INPE/BRASIL

J. L. MINETTI - U. TUCUMAN/CONICET

V. KOUSKY - NCEP/USA

M. L. ALTINGER - UBA/CONICET

B. SCIAN - U. NAC. DEL SUR

P. WAYLEN - U. FLORIDA/USA

J. ZAWADSKI - MCGILL U./CANADA

R. D. GARREAU U. CHILE/USA

Objetivo de la revista: Meteorologica publica y difunde trabajos y resultados de investigación teórica y aplicada en todas las áreas de las ciencias atmosféricas.

Sistema de arbitraje: Para que los trabajos sean incluidos en la revista deberán ser evaluados por, al menos, dos referís independientes. Todas las decisiones tomadas por la Dirección serán finales.

Indizada en Meteorological & Geostrophysical Abstracts. Incluida en el catálogo del sistema LATINDEX, en la biblioteca electrónica de Scielo, en la base de datos EBSCO, SHERPA/ROMEO y DOAJ.



Forma parte del Núcleo Básico de Revistas Científicas Argentinas



Meteorologica por Centro Argentino de Meteorólogos se encuentra bajo una Licencia Creative Commons Atribución-NoComercial 3.0 Unported.

©2015 Centro Argentino de Meteorólogos. Propietario

Intendente Güiraldes 2160

Ciudad Universitaria, Pabellón II, 2ºPiso

C1428EHA Buenos Aires, Argentina

Queda hecho el depósito legal que marca la ley 11723.

Registro de la Propiedad Intelectual 5201882.

ISSN: Versión en línea 1850-468X Versión en CD-ROM 2347-0364

Editorial

Estimados lectores, tenemos el agrado de presentar el primer número de un nuevo volumen de la revista Meteorologica, el cual incluye cuatro artículos en temáticas de particular interés para la comunidad meteorológica y profesionales de áreas afines.

Actualmente nos encontramos trabajando para mejorar la pagina web de la revista, incorporando información sobre nuestra política editorial. Este es un requerimiento que debe atenderse para que Meteorologica pueda ser indizada en la base SCOPUS, que es el próximo paso que daremos para incrementar la visibilidad que queremos darle a la revista. Esta política de llevar a Meteorologica a una mayor cantidad de lectores se inició hace ya unos años, al llevar la misma a un formato on-line de libre acceso, no solamente a través de su página web (<http://www.cenamet.org.ar/cam/meteorologica>), sino también al ser incluida en la biblioteca electrónica de SCIELO (<http://www.Scielo.org.ar>), desde donde se puede acceder a todos los números de la revista desde el año 2004. Recordamos que Meteorologica también se encuentra indizada en Meteorological & Geostrophysical Abstracts, se encuentra incluida en el catálogo del sistema LATINDEX, en las bases de datos EBSCO, SHERPA/ROMEO, DOAJ y forma parte del núcleo básico de Revistas Científicas Argentinas (CAICYT - CONICET)

El Comité Editorial agradece la contribución de los autores, quienes con sus aportes garantizan la continuidad de la revista, y la participación de numerosos científicos argentinos y extranjeros como revisores, quienes avalan la calidad científica de Meteorologica. Invitamos a todos los profesionales e investigadores que se desempeñan en áreas relacionadas con las ciencias de la atmósfera y ciencias afines, a seguir enviando sus contribuciones. Aprovechamos este momento para recordar una vez más, que los trabajos que se encuentran aceptados son cargados en la página web de la revista dentro de la sección ".^{en} edición", por lo que pueden ser referenciados con el correspondiente link en forma temprana, dando una rápida difusión de los resultados. Como siempre, agradecemos al Centro Argentino de Meteorólogos por su permanente apoyo a este Comité Editorial

Este número está dedicado a la memoria de la Dra. Laura Venegas. En sus páginas encontrarán un afectuoso recordatorio escrito por las Dras Inés Camilloni, Marisa Gassmann y Andrea Pineda Rojas.

La Dirección

Laura Venegas

Doctorada en la Universidad de Buenos Aires (UBA) en Ciencias de la Atmósfera en 1987, se desempeñó como Profesora Adjunta en el Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (DCAO) de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA entre los años 1989 y 2008. La Dra. Laura Venegas junto con el Dr. Nicolás Mazzeo, trabajó activamente en el desarrollo del área de micrometeorología y contaminación atmosférica a partir de la creación y dictado de las siguientes materias de grado y posgrado:



- *Mecánica de los fluidos*
- *Contaminación atmosférica*
- *Turbulencia y capa límite de la atmósfera*
- *Micrometeorología*
- *Microclimatología*
- *Climatología Local*
- *Fundamentos del Modelado de la Dispersión Atmosférica*
- *Mecanismos de Remoción de Contaminantes de la Atmósfera*

Su carrera docente continuó como Profesora de la Maestría en Ingeniería Ambiental en la Universidad Tecnológica Nacional (UTN), donde dictó las materias “Transporte de contaminantes en la atmósfera”, “Modelación Ambiental”, “Seminario Final Integrador”, “Metodología de la Investigación” y “Taller de Tesis”.

La Dra. Laura Venegas era Investigadora Independiente del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) en el Departamento de Ingeniería Química de la Facultad Regional Avellaneda de la UTN. En el ámbito científico, se especializó en el área de la dispersión atmosférica de contaminantes en zonas urbanas, haciendo importantes contribuciones al estudio de la calidad del aire en la Ciudad de Buenos Aires y al desarrollo de modelos que permitieran evaluar la concentración de contaminantes en aire, en las escalas urbana y local. Ha sido autora y co-autora de numerosos trabajos publicados en revistas científicas de primer nivel. Ha sido editora de la revista Meteorologica a la cual contribuyó también como autora y revisora. Reconocida por sus colegas tanto en el país como en el exterior, recibió varios premios, entre los que se destaca la “Primera Mención Especial de los Premios KONEX a la Investigación Ecológica” en 1993. Ha sido integrante de diferentes comisiones asesoras en el CONICET, en la Secretaría de Ciencia y Tecnología de la UBA, en el Ministerio de Educación de la Nación y en el Instituto Argentino de Normalización y Certificación (IRAM), entre otras. Asimismo, fue Directora de Tesinas de Licenciatura, y de Tesis de Maestría y de Doctorado, en diversos temas relacionados con la contaminación atmosférica.

Los que tenemos la suerte de haber sido sus alumnos sabemos la gran pérdida que significó para el DCAO su partida en el año 2008, porque fue una docente excepcional. Tenía la extraordinaria capacidad de explicar lo que era complejo en el lenguaje más simple; y de transmitir pasión y entusiasmo por todo, hasta por las cosas más sencillas.

Laura fue una excelente investigadora y una persona maravillosa. Dulce, cariñosa, inteligente,

generosa, alegre, de total entrega hacia la investigación y la docencia. Un ejemplo de su dedicación es el “Best reviewer award” del “Journal of Air & Waste Management Association” que recibió en el año 2013. Trabajó siempre con mucha seriedad, pero también con humor. Y siempre optimista. Los que tuvimos el enorme privilegio de compartir con ella una parte de nuestras vidas nos quedamos con el mejor de los recuerdos y su ejemplo como investigadora, docente, colega y amiga.

Dras. Inés Camilloni, Marisa Gassmann y Andrea Pineda Rojas

RELACIÓN ENTRE LA TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE DEL MAR DE DIFERENTES OCÉANOS Y LOS RENDIMIENTOS DE MAÍZ EN LA PAMPA HÚMEDA

Gabriela Viviana Müller¹, María Elena Fernández Long², Ezequiel Bosch²

¹Centro de Investigaciones Científicas y Transferencia de Tecnología a la Producción
(CICYTTP-CONICET), Diamante, Argentina

²Facultad de Agronomía, Cátedra de Climatología y Fenología Agrícolas, Universidad de Buenos Aires
(UBA), Argentina

(Manuscrito recibido el 30 de noviembre de 2013, en su versión final el 14 de mayo de 2014)

RESUMEN

La temperatura superficial del mar (TSM) guarda estrecha relación con algunas variables climáticas como la precipitación en el sudeste de Sudamérica y en particular con algunos cultivos en la Pampa Húmeda. El objetivo de este trabajo es analizar la relación entre la TSM de los océanos Pacífico, Atlántico e Indico y los rendimientos del cultivo de maíz en dicha región. Se comprobó que los rendimientos de maíz responden en mayor o menor medida a las fluctuaciones de las TSM en los diferentes océanos, exceptuando parte del sur y el sudoeste de la región de estudio, coincidente con el sur de la provincia de Buenos Aires y este de La Pampa, donde la relación es muy débil o inexistente. Para el resto de la región de estudio se observó una significativa influencia del océano Pacífico subtropical y ecuatorial en la región del ENOS, el océano Indico en presencia del dipolo (DOI) y del océano Atlántico tropical y subtropical occidental principalmente durante la primavera y en algunos casos en el otoño.

Palabras clave: Rendimientos de maíz; Pampa Húmeda; Temperatura de la superficie del mar.

RELATIONSHIP BETWEEN THE SEA SURFACE TEMPERATURE OF DIFFERENT OCEANS AND THE MAIZE YIELDS IN THE ARGENTINE PAMPA REGION

ABSTRACT

The sea surface temperature anomalies (SST) are closely related to the precipitation anomalies in central and eastern Argentina and therefore they are related to some crops in the Argentine Pampa region as well. The objective of this paper is to analyze the relationship between SST in the Pacific, Atlantic and Indian Oceans and maize yields in the Pampa region. It is found that maize yields respond in different ways to the SST variability, except for the south, southeast and west of Buenos Aires province and the east of the La Pampa province, where the signal is either weak or nonexistent. It is also found that some oceanic regions have a significant influence over the rest of the Pampa region, in particular the subtropical Pacific Ocean, the

equatorial Pacific Ocean ENSO region, the Indian Ocean dipole (IOD) and the tropical and subtropical western Atlantic Ocean mainly in the spring and in some cases in the fall.

Keywords: yields; Argentine Pampa región; Sea surface temperatures

1. INTRODUCCIÓN

El océano juega un rol fundamental en la determinación del clima. Es fuente de humedad para la atmósfera y como tal, controla el régimen global de las precipitaciones y la evaporación. Entre los fenómenos oceánicos de mayor impacto en el clima de América del Sur está El Niño/La Niña, que en su interacción con la atmósfera en la denominada Oscilación del Sur, conforman el principal modo de variabilidad del clima en América del Sur, conocido como ENOS (Ropelewski y Halpert, 1987 y 1989; Grimm y otros, 2000; Trenberth y Caron, 2000, entre otros). La evolución del fenómeno ENOS es lenta; generalmente comienza durante la primera parte del año y alcanza su madurez hacia el final del año y comienzos del siguiente, y desaparece sobre la segunda mitad del segundo año, abarcando dos años consecutivos (Berri y otros, 2001).

El ENOS tiene repercusión no solo en el sistema climático sino también en la producción de los cultivos de la Pampa Húmeda (Magrín y otros, 1998, Podestá y otros, 1999; Hurtado y otros, 2003; 2005; Fernández Long y otros, 2011; Travasso y otros, 2003; 2009). El maíz es uno de los cultivos de mayor difusión en dicha región y se ha observado que en años La Niña reduce sensiblemente su rendimiento, mientras que en los años El Niño aumenta (Dardanelli y otros, 2003). En este sentido Berri y otros (2002) mostraron que los rendimientos de la cosecha de verano, como lo es el cultivo de maíz, son superiores (inferiores) al promedio durante la fase positiva (negativa) del ENOS. Por otra parte los autores concluyen que las respuestas producidas entre las fases presentan una gran variabilidad. Este comportamiento podría ser explicado por la modulación del fenómeno debido a factores tanto locales como remotos -descriptos estos últimos por Kidson (1999) y Grimm y otros (2000)- entre

los que se encuentra también la TSM en otras regiones de los océanos (Barros y Silvestri, 2002).

La TSM de diferentes regiones de los océanos tropicales y subtropicales está relacionada con los extremos diarios de precipitación en el centro y norte de Argentina, según lo muestran Robledo et. al., (2012), concluyendo que la variabilidad temporal de cada una de esas áreas de TSM es reconocida como un posible forzante de gran escala de la variabilidad de los extremos de precipitación en dicha región. Una de esas áreas de TSM se localiza en el océano Atlántico tropical y subtropical. Berri y Bertossa (2004) muestran la significativa influencia que dicho océano ejerce debido que aguas más cálidas (frías) a través del aumento (disminución) de la advección de vapor de agua en el este de Argentina, tiene como consecuencia mayor (menor) precipitación sobre el sudeste del centro sur de América del Sur, particularmente durante los meses de noviembre y diciembre. Travasso y otros (2009) encontraron una relación positiva entre la TSM del océano Atlántico tropical y los rindes de maíz en el sudeste de la provincia de Buenos Aires.

Otros cultivos dependientes de la precipitación como el girasol, muestran también una relación entre los rindes y los diferentes índices de variabilidad climática. Loose y otros (2010) analizan la variabilidad interanual de los rendimientos de girasol procedentes de todas las regiones productoras de Argentina. Los autores encontraron que las regiones que tienen una relación más significativa responden inversamente a las anomalías del ENOS, es decir, en años El Niño los rendimientos de girasol tienden a ser menores. Del mismo modo los índices de la variabilidad climática provenientes del océano Atlántico afectan a la producción de girasol con señal opuesta.

Se conoce también, que las anomalías de precipitación en Sudamérica están influenciadas por el Dipolo del Océano Indico (DOI o IOD por sus siglas en inglés Indian Ocean Dipole), que es un fenómeno de acoplamiento entre el océano y la atmósfera en el Océano Indico ecuatorial y que tiene efecto a nivel mundial. Un DOI positivo se caracteriza por un océano más frío (cálido) en el este (oeste) tropical del Indico. Drumond y Ambrizzi (2008) encontraron que durante la fase positiva del DOI se aprecia un aumento de la precipitación en los subtrópicos y una reducción en el nordeste de América del Sur asociado a una anomalía anticiclónica del flujo de humedad en el sudeste de Brasil, que favorece el transporte de humedad de la Amazonia hacia la cuenca del Plata. Chan y otros (2008) muestran que entre la cuenca del Plata y el centro de Brasil, el DOI excita el modo dipolar de las anomalías del lluvia que se reduce (incrementa) al final (a comienzos) de la primavera, cuando el DOI alcanza los picos de sus fases.

El objetivo de este trabajo es analizar la relación entre la TSM del océano Pacífico, Atlántico e Indico y los rendimientos de maíz en la Pampa Húmeda, con el fin de generar información útil que pueda ser tenida en cuenta como herramienta para la toma de decisiones en el sector agropecuario. Para lo cual, a través de un análisis estadístico se evaluó la señal de la TSM para cada mes del año en los rendimientos de maíz del año de la campaña respectiva, comprendida entre 1969 y 2008, para cada una de las 10 zonas seleccionadas en la Pampa Húmeda.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Se utilizaron los datos de rendimientos departamentales para la Pampa Húmeda (provincias de Buenos Aires, Santa Fe, Entre Ríos, Córdoba y La Pampa) provistos por la Secretaría de Agricultura, Ganadería, Pesca y Alimentos (SAGPyA), para las campañas que abarcan los años 1969 al 2008. La información comprende datos de 186 partidos de dicha región. En una primera clasificación de la información se eliminaron de las series de cada partido

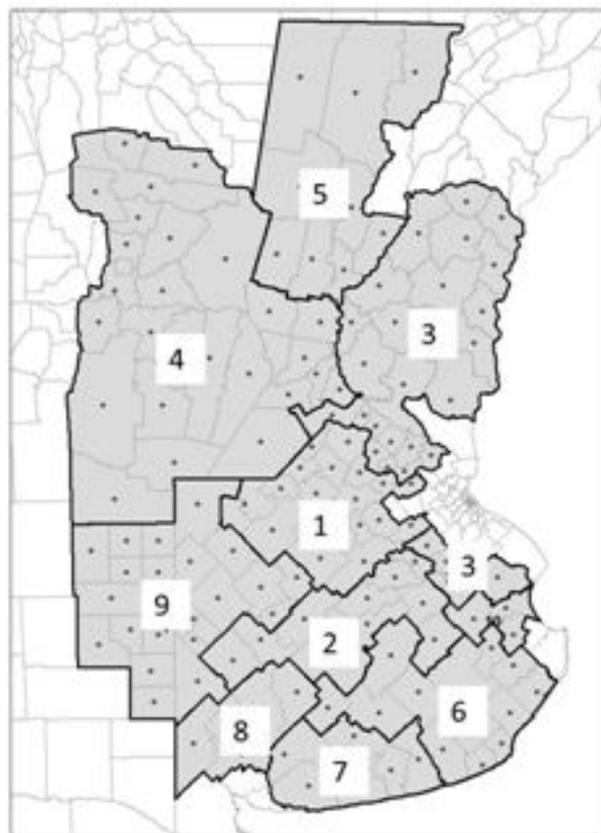


Figura 1: Mapa de los partidos (puntos) y las zonas (números) de estudio.

aquellos años en los cuales la siembra de maíz fue inferior a 500 ha, por considerarse a este dato no representativo de lo ocurrido en el partido. A continuación, se eliminaron los partidos que no presentan información completa, es decir cuando faltó más del 20 % de los datos de la serie, y así quedaron 135 partidos.

Con el objetivo de minimizar la cantidad de datos a analizar en favor de encontrar respuestas regionales, se agruparon los partidos en 10 subregiones o zonas (Figura 1), siguiendo la metodología utilizada en Fernández Long y otros (2011). Para ello, se seleccionó el partido que tuvo los mejores rindes en los últimos 10 años, tomándolo como cabecera de la zona. A partir de ahí se correlacionaron todas las demás series con la cabecera, y se seleccionaron todas aquellas que tuvieran una correlación mayor a 0,8, quedando formado así la primera zona. Se repitió

este procedimiento con el resto de las series no seleccionadas obteniéndose un total de 10 zonas. Luego se realizó un análisis geográfico para comprobar que existiera una relación espacial dentro de cada zona. Aquellos departamentos que por el valor de correlación quedaron dentro de una zona y no tenían una relación geográfica con la misma se analizaron aparte y se reubicaron siempre que la correlación con el partido cabecera fuera superior al 0,8; de lo contrario la serie fue suprimida del análisis. Posteriormente se promediaron los rendimientos de los partidos ubicados dentro de cada zona, obteniéndose una serie representativa de cada una de ellas. De esta manera, quedaron conformadas 9 series de rendimientos, una para cada una de las subregiones numeradas de 1 a 9, debido que la número 10 no fue considerada en el análisis por estar conformada por solo 2 partidos, no siendo representativo de toda una subregion.

Dado que la evolución de los rendimientos a lo largo de los años presenta una tendencia positiva, la que puede ser atribuida al avance de la tecnología (Vossen, 1989; Hough, 1990), se procedió a eliminarla y así evitar la interacción de factores externos con los resultados. Para el cálculo de las tendencias se utilizó el procedimiento de descomposición estacional STL (Seasonal Trend Decomposition base on LOESS, Cleveland y otros, 1990). Este consiste en descomponer la serie en los componentes de Baja Frecuencia (BF) y Residuales (CR). Estos componentes son aditivos de manera que la suma de los componentes BF y CR es igual al valor correspondiente a la serie original. El cálculo de cada componente se realiza mediante la aplicación secuencial de loess (regresión by local fitting) a cada subserie. Este procedimiento se realiza en forma iterativa hasta llegar a una solución estable de los componentes, obteniéndose de esta manera un componente remanente libre de tendencias. Se obtuvo así las anomalías de los rendimientos, asumiendo que los mismos responden a la variabilidad del clima.

Posteriormente se procedió a la determinación de la relación existente entre las anomalías de

los rendimientos de maíz y la TSM a partir del software Climlab (Tanco y Berri, 2000). Dicho software proporciona la información de la temperatura media mensual de los océanos desde enero de 1950 hasta octubre de 2008, proveniente de NOAA SST Data Base. Se definió la grilla con los datos de los océanos Atlántico, Pacífico e Indico dentro de la grilla: -160° W y 160° E; 50° N y -44° S (Figura 2). La serie de rendimientos de maíz utilizada corresponde a las campañas 1969/70 a 2007/08, definiendo así una serie de 39 datos para cada una de las 9 zonas. Estos valores fueron correlacionados linealmente con la TSM. Para cada zona, los valores de rendimientos fueron correlacionados con la TSM de cada mes del año de inicio de la campaña. Por ejemplo la campaña 1969/70, los meses que intervienen en la correlación de TSM son desde enero a diciembre de 1969. La significancia estadística de la correlación fue testeada a través de “t” de Student al 95 %. Por lo que se tomó el umbral de 0,325 (en valor absoluto) debido a que es el valor a partir del cual los coeficientes de correlación son significativos al 95 % (Snedecor y Cochran, 1980). Los resultados obtenidos se expresan como mapas globales que muestran el coeficiente de correlación “r” significativo entre las anomalías de los rendimientos de maíz y la TSM, discutido en la siguiente sección.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Relación entre anomalías de rendimiento de maíz y la TSM en los distintos océanos

La Zona 1 ubicada en el corazón de la Pampa Húmeda, muestra un sector del océano Atlántico subtropical próximo al continente con correlaciones positivas durante los meses de abril y mayo principalmente (Figura 3), cuando se suma otra señal del mismo signo en el océano Pacífico ecuatorial. Esta última se extiende ocupando toda la región Niño 3.4 y Niño 3 hasta alcanzar el continente durante el mes de junio y julio (Figura 3) y llegar a su máxima extensión en los meses de primavera, sugiriendo una importante señal positiva significativa con

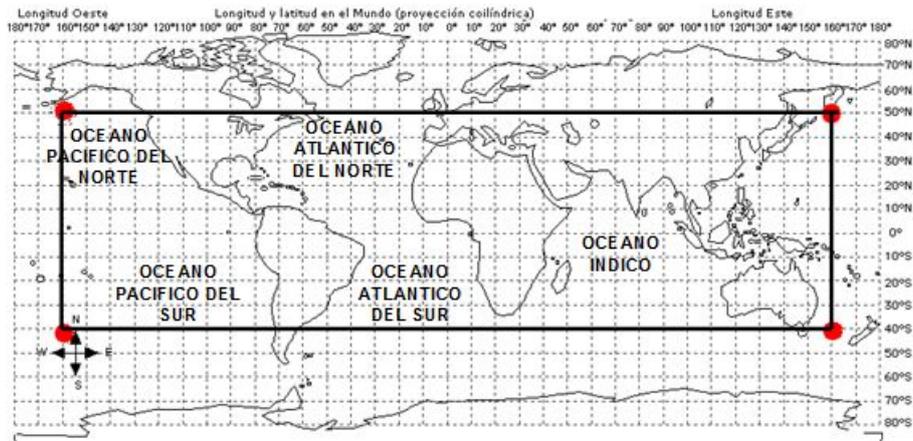


Figura 2: Área comprendida dentro de las coordenadas de estudio.

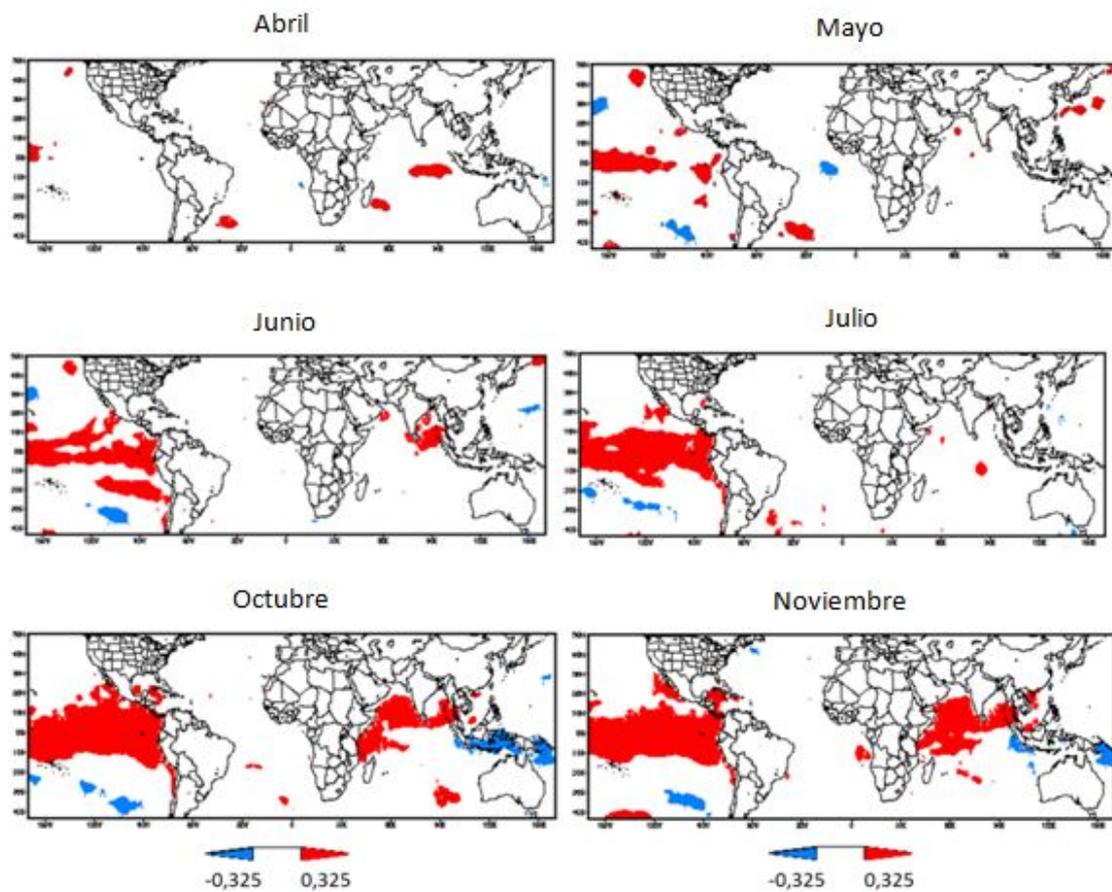


Figura 3: Correlación entre las anomalías de los rendimientos de maíz y la TSM para la Zona 1. Rojo correlación positiva, azul correlación negativa.

El Niño en los rendimientos de maíz. En el mes de septiembre aparece también una región de correlación positiva (negativa) al oeste (este) del océano Índico que estaría asociada al DOI. La región negativa del Índico este se extiende hacia el mar de Indonesia y el Pacífico occidental en octubre, alcanzando los subtrópicos durante noviembre (Figura 3). La señal positiva en el Pacífico ecuatorial y la negativa en el subtropical es un dipolo bien característico durante los eventos El Niño que produce un aumento en la precipitación en el centro de la Pampa Húmeda para los meses de noviembre y diciembre, según mostraron Berri y Bertossa (2004). Para el norte de la provincia de Buenos Aires, coincidente con la Zona 1, Magrin y otros (1998) observaron una fuerte influencia de La Niña que provoca una disminución en los rendimientos de maíz en dicha región, que es considerada la zona principal de producción. Travasso y otros (2003) para la misma zona encontraron una alta probabilidad de bajo rendimiento durante La Niña, mientras que la probabilidad de alto rendimiento durante El Niño es menor.

La Zona 2 al sur de la Zona 1, comprende los partidos del centro de la provincia de Buenos Aires, donde se evidencia un patrón de correlación muy similar a dicha zona. La diferencia entre ambas radica en el mes en que dichos patrones se comienzan a observar. Por ejemplo la señal positiva sobre el Atlántico sur antes mencionada, se observa a partir del mes de marzo, es decir previo a lo mostrado por la Zona 1; así como el patrón de correlación positivo sobre el océano Pacífico ecuatorial aparece en el mes de junio, posterior a lo observado en la Zona 1. La señal del DOI en los rendimientos también se configura en este caso, pero en el mes siguiente a lo mostrado para la Zona 1. Aquí también se aprecia la región de correlación negativa del Índico oriental que se extiende hacia el Pacífico subtropical próximo a la costa de Chile (Figura 4), que forma el dipolo del Pacífico antes mencionado, positivo en la latitud ecuatorial y negativo en la subtropical. Barros y Silvestri (2002) y Vera y otros (2004) enfatizaron la importancia de la variación de la TSM en el Pacífico sur central en modular la

influencia de ENOS durante la primavera en el Sudeste de Sudamérica. Ellos encontraron que la influencia es mayor si la anomalía de la TSM del Pacífico ecuatorial tiene diferente señal que la anomalía de la TSM en el centro sur del Pacífico. Para una región en parte coincidente con la Zona 2, fue observado por Berri y Bertosa (2004) un aumento de la lluvia hacia finales de la primavera asociado al dipolo del Pacífico, favoreciendo el cultivo de maíz.

Hacia el este y noreste de la región núcleo de la Pampa Húmeda, se ubica la Zona 3 con regiones de correlación significativas similares a las zonas antes analizadas. De nuevo aparece el patrón de correlación positivo en el océano Atlántico durante el otoño, y en los meses de primavera el patrón del océano Pacífico junto además al dipolo del océano Índico (figura no mostrada).

Al oeste de la Zona 3, se localiza la Zona 4 que es la más extensa de todas las seleccionadas. Nuevamente la región de correlación positiva frente a las costas de Sudamérica comienza a configurarse en el mes de marzo y en mayo alcanza su máxima extensión de significancia (Figura 5). En mayo también el Pacífico ecuatorial en la región El Niño 3.4 comienza a mostrar una señal positiva, que luego se expande hacia el este en los meses de primavera (Figura 5), cuando aparece el DOI. Estos patrones se repiten para la Zona 5 al norte de la Pampa Húmeda (Figura 6).

En el otro extremo del área de estudio, que comprende las Zonas 6 y 7 coincidente con el sur y sudeste de la provincia de Buenos Aires, no se encontraron correlaciones asociadas al forzante de El Niño, coincidente con lo que Berri y Bertosa (2004) encontraron para la precipitación en esa misma región. Un estudio que relaciona el índice BEST (Bivariate EnSo Timeseries) con la precipitación en la Pampa Húmeda, muestra una correlación significativa en toda la Pampa Húmeda durante los meses de primavera, excepto en el sur de la provincia de Buenos Aires (Zalazar, 2012). Esta misma zona también fue la excepción para otras variables como lo mostrado

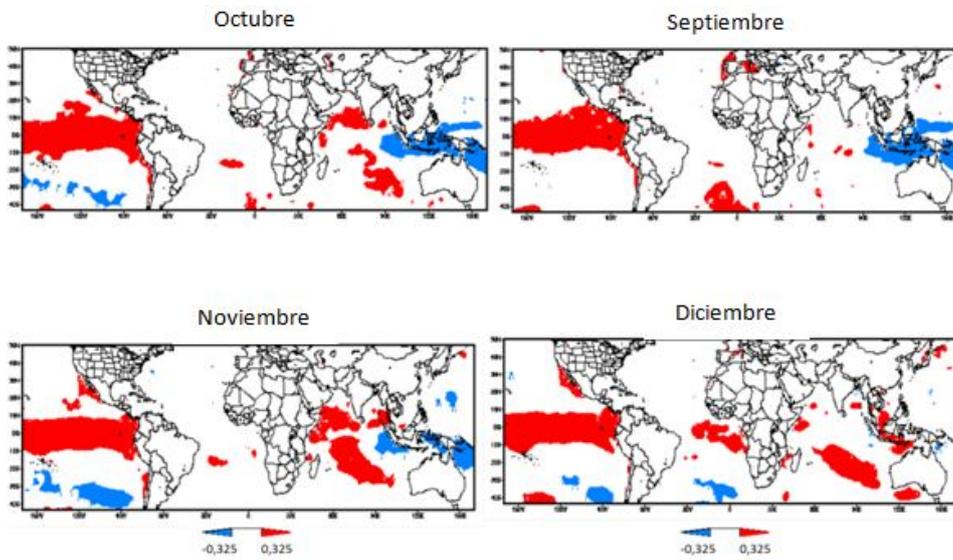


Figura 4: ídem Figura 3 para la Zona 2.

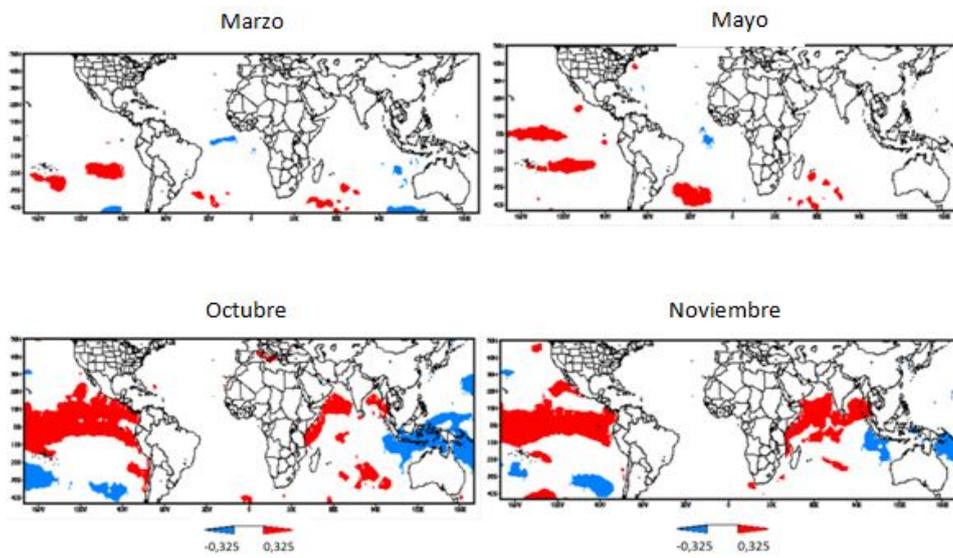


Figura 5: ídem Figura 3 para la Zona 4.

por Fernández Long y otros (2012), con un decrecimiento de las temperaturas mínimas y un significativo aumento del período de heladas, opuesto a lo observado para el resto de la Pampa Húmeda. Sin embargo, Travasso y otros (2009) encontraron una relación significativa para los rindes de maíz en el sur de la provincia de Buenos Aires y la TSM del Niño 3.

Por otra parte, el Atlántico Sur tropical muestra una región no muy extensa de correlación positiva que aparece durante octubre y noviembre en la Zona 6 (Figura 7), coincidente con los resultados encontrados por Travasso y otros (2009) para el maíz. Berri y Bertossa (2004) en esta región del océano hallaron una señal positiva significativa con la precipitación en el sudeste de la provincia de Buenos Aires para noviembre-diciembre. En la Zona 8 que se extiende hacia el oeste de la Zona 6, también aparece la señal del Atlántico Sur tropical (Figura 7). La Zona 8 y la Zona 9 ubicadas al oeste en la mitad sur de la Pampa Húmeda, muestran una región con correlaciones positivas en el Pacífico ecuatorial durante la primavera (Figura 7), pero de menor extensión que lo observado en las zonas del centro y mitad norte de la Pampa Húmeda. Según Travasso y otros (2003) para el sudeste y sudoeste de la provincia de Buenos Aires tanto la ocurrencia del ENOS como la TSM de la región Niño 3 muestran una débil señal con las variaciones de rendimiento maíz.

3.2. Variabilidad interanual de las anomalías de rendimiento

Con el objetivo de analizar la variabilidad interanual de las anomalías de rendimiento (calculadas como el valor de la serie en cada campaña menos el valor de la tendencia para ese mismo período), se tomó la desviación estándar de las anomalías de los rendimientos de maíz en las 9 zonas estudiadas (Tabla I). Se pudo comprobar que existe una gran variabilidad interanual de dichas anomalías, con valores que rondan los 500 kg/ha de desviación estándar, llegando a los 737 kg/ha en la Zona 7. Esto indica que en general en toda la región de la

ZONA	D.E
1	549
2	442
3	600
4	579
5	296
6	499
7	737
8	541
9	403

Tabla I: Desviación estándar de las anomalías de los rendimientos de maíz para cada una de las zonas estudiadas.

Pampa Húmeda los rendimientos de maíz poseen una marcada variabilidad interanual, pudiendo pasar de un año con rindes que superaron en 1500 kg/ha al promedio zonal, al año siguiente con valores inferiores que el promedio zonal en 2000 kg/ha; como ocurrió en la Zona 7 en las campañas 1997/98 y 1998/99 (Figura 8). La Zona 9, si bien posee una desviación estándar menor (403 kg/ha), puede verse una gran variación interanual (Figura 7), similar a lo que ocurre con el resto de las zonas (figuras no mostradas).

4. CONCLUSIONES

Numerosos trabajos muestran la estrecha relación existente entre la TSM y la precipitación en el sudeste de Sudamérica, siendo la precipitación la principal variable que condiciona los cultivos de verano en la Pampa Húmeda como el maíz. En particular el rendimiento del maíz está asociado a la precipitación en los meses previos y durante la campaña, siendo éste último el momento de floración de la planta. La floración del maíz tiene su principal estadio hacia fines del mes de enero e inicios de febrero (Carnelos, 2012). En ese período no se observó ninguna señal significativa entre las TSM de los océanos Pacífico, Atlántico e Índico y los rindes de maíz en la Pampa Húmeda. Sin embargo en los meses previos, de marzo a diciembre, se encontraron regiones significativas

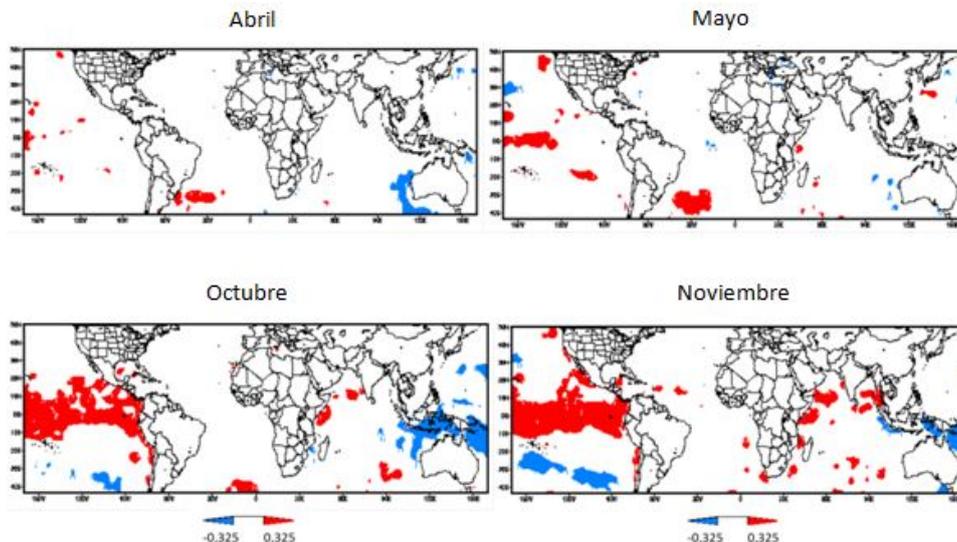


Figura 6: ídem Figura 3 para la Zona 5.

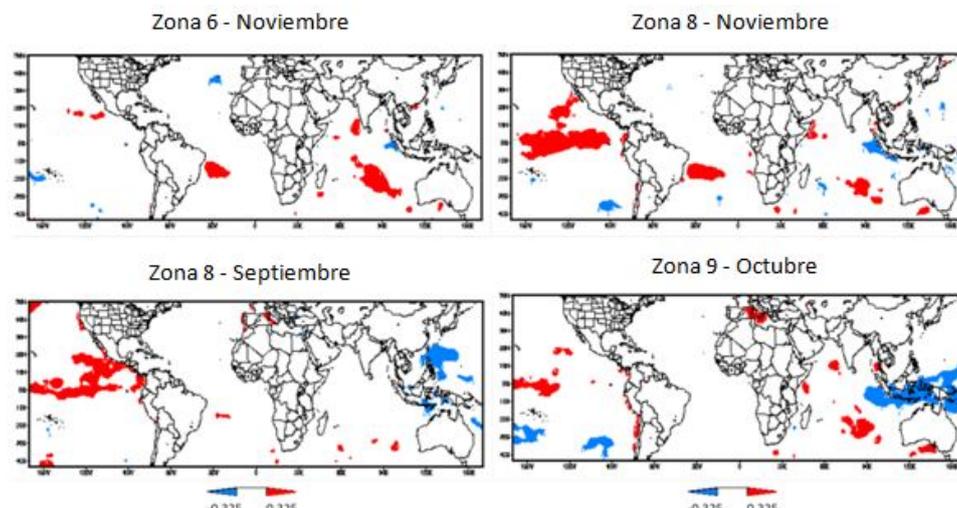


Figura 7: ídem Figura 3 para la Zona 6, Zona 8 y Zona 9.

en los océanos para las diferentes zonas de la Pampa Húmeda analizadas, a excepción del sur de la provincia de Buenos Aires y este de La Pampa, donde no se encontró ninguna señal. En cambio el resto de las zonas analizadas guardan una estrecha relación entre los rendimientos y la TSM, principalmente con el océano Pacífico. La correlación comienza a aparecer en la región Niño 3.4 en otoño y se extiende hacia el este alcanzando el máximo en primavera, que es cuando se incrementa la precipitación en toda la Pampa Húmeda, a excepción del sur y sudeste de la provincia de Buenos Aires según mostraron

Berri y Bertossa (2004), coincidente con los resultados aquí encontrados. Por consiguiente, dicho incremento de la lluvia en primavera tiene como consecuencia aumentar los rendimientos de maíz en la campaña siguiente.

Así también para estas mismas zonas, los rendimientos de maíz responden al DOI especialmente en los meses de primavera, momento donde las regiones de correlación significativa son más amplias. Esto implica que frente a un DOI positivo los rendimientos serán superiores a lo normal para la siguiente campaña.

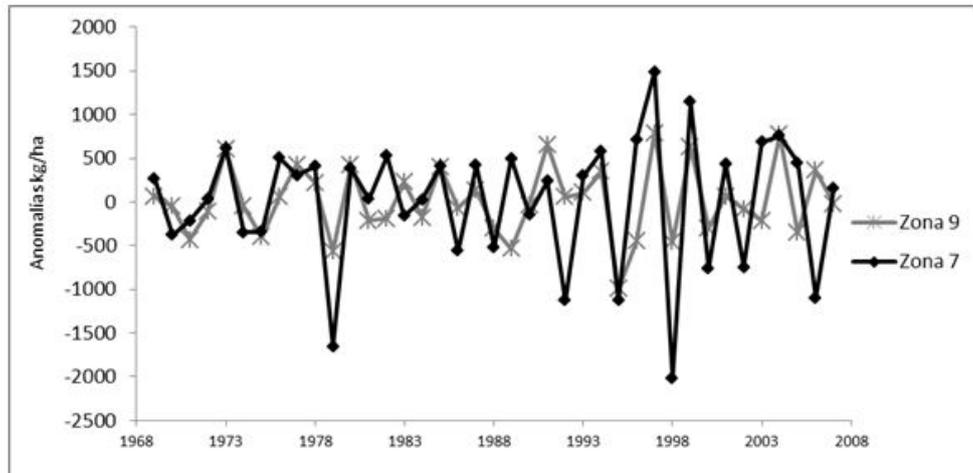


Figura 8: Variabilidad interanual de las anomalías de rendimiento para las Zonas 7 y 9.

Esta relación se explicaría también a través de la precipitación, ya que existe una señal positiva durante la primavera entre el dipolo del Océano Índico y los extremos diarios de precipitación en el centro y noreste de Argentina, mostrado por Robledo y otros (2012).

La TSM del océano Atlántico subtropical, cercano a la costa de Buenos Aires, presenta correlaciones positivas en el mes de mayo con los rendimientos de maíz en las zonas ubicadas en la mitad norte de la Pampa Húmeda. La misma relación se encontró para la TSM del Atlántico tropical en el mes de noviembre al sudoeste y sudeste de la provincia de Buenos Aires, coincidente esta última con un el aumento de la lluvia según Berri y Bertossa (2004).

En vista de lo discutido acerca que la precipitación en la región de la Pampa Húmeda está influenciada por la TSM de los océanos Pacífico y Atlántico tropical y subtropical principalmente, además de algunas regiones del Océano Índico, podemos concluir que los rendimientos de maíz están condicionados por dichas TSM, exceptuando el sur de la provincia de Buenos Aires y el este de La Pampa. Estos resultados sirven como base para el desarrollo de un modelo de pronóstico de rendimientos de maíz en función de la TSM de los océanos Atlántico, Pacífico e Índico. De esta manera, y sobre la

base de este conocimiento, es posible estimar el impacto de la variabilidad climática sobre los sistemas de producción agrícola de la región pampeana en lo que a la producción de maíz se refiere.

Agradecimientos: Los autores agradecen a los revisores sus aportes que han contribuido a mejorar el manuscrito.

REFERENCIAS

- Barros, V.R. y Silvestri G.E., 2002. The Relation between Sea Surface Temperature at the Subtropical South-Central Pacific and Precipitation in Southeastern South America. *Journal of Climate*, 15, 251-267.
- Berri, G.J. y Bertossa, G., 2004. The influence of the tropical and subtropical Atlantic and Pacific Oceans on precipitation variability over southern central South America on seasonal time scales. *Int. J. Climatol.*, 24, 415-435.
- Berri, G.J., Flamenco E.A, Spescha L., Tanco R.A y Hurtado R., 2002. Some effects of La Niña on summer rainfall, water resources and crops in Argentina. Pág 124-133, Capítulo del libro de Glantz, M.H (Ed.), *La Niña and its impacts: Facts and speculation*. United Nations University, ISBN 92-808-1071-5

- Berri G., Ghietto M. y Garcia N., 2001. The influence of ENSO in the flows of the upper Paraná River of south America over the past 100 years. *Journal of Hydrometeorology*, 3, 57-65. Bolsa de Cereales, 2007. Número estadístico 2006-2007. ISSN 0084-7968.
- Carnelos, D. y Fernández Long M.E., 2008. Relación del ENOS con los rendimientos de maíz en un grupo de partidos del sudeste de la provincia de Buenos Aires. XII Reunión Argentina de Agrometeorología. San Salvador de Jujuy, Argentina.
- Carnelos, D., 2012. Relación entre el índice de satisfacción hídrica, calculado a partir de precipitación estimada por satélite, y el rendimiento de maíz. Tesis de Grado. Facultad de Agronomía, UBA. Julio 2012, 60 pp.
- Cleveland, R.B., W.S. Cleveland, J.E. McRae, y Terpenning I., 1990. STL: A Seasonal-Trend Decomposition Procedure Based on Loess (With Discussion). *Journal of Official Statistics*, 6, 3-73.
- Chan S.C., Behera, S.K. y Yamagata, T., 2008. Indian Ocean dipole influence on South American rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, 35, doi:10.1029/2008GL034204.
- Dardanelli J., Collino D., Otegui M. E. y Sadras V. O. , 2003. Bases funcionales para el manejo del agua en los sistemas de los cultivos de granos. En Satorre E.H., Benech Arnol R.L., Slafer G.A., de la Fuente E.B., Miralles D.J., Otegui M.E. y Savin R. Producción de granos, bases funcionales para su manejo. Editorial Facultad de Agronomía, Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires, Argentina. P. 414,415.
- Drummond, A.R. y Ambrizzi, T., 2008. The role of the South Indian and Pacific Oceans in South American monsoon variability. *Theor. Appl. Climatol.*, 94, 125-137, doi: 10.1007/s00704-007-0358-5
- Fernández Long, M.E., Spescha L., Hurtado R. y Murphy G.M., 2011. Impacto del ENOS sobre los rendimientos de maíz en la Región Pampeana argentina. *Agriscientia*, Vol. XXVIII: 31-38.
- Fernández Long, M.E., Müller G.V., Beltrán-Przekurat A., Scarpati O., 2012. Long- and short- term changes in temperature-based agroclimatic indices in Argentina. *International Journal of Climatology*, 33 (7), 1673-1686. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.3541/abstract>.
- Grimm, A.M., Barros V.R., Doyle M.E., 2000. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, 13, 35-58.
- Hurtado, N., Spescha L., Fernández Long M.E. y Murphy G., 2003. Evaluación del ENOS como predictor de los rendimientos de maíz en la Región Pampeana (Argentina). *Revista Facultad de Agronomía*, 23 (2-3), 131-139.
- Hurtado, R., Serio L., Spescha L., Fernández Long M.E. y Murphy G., 2005. Análisis de la sensibilidad de distintos índices del ENOS para explicar los rendimientos de maíz en la Región Pampeana. *Revista Facultad de Agronomía UBA*, 25 (1), 53-60.
- Hough, M.N., 1990. Agrometeorological aspects of crops in the United Kingdom and Ireland. A review for sugar beet, rape, peas, wheat, barley, oats, potatoes, apples and pears. EUR 13039 EN, Office for Official Publications of the EU, Luxembourg, pp 310.
- Kidson, J.W., 1999. Principal modes of Southern Hemisphere low frequency variability obtained from NCEP-NCAR reanalyses. *Journal of Climate*, 12, 2808-2830.
- Loose, L.H., Fernandez Long M.E., Carnelos D. y Murphy G., 2010. Variabilidad e dos rendimentos de girasol na argentina em funcao da variabilidade climática interanual. *Revista Facultad de Agronomía UBA*, 30 (3), 169-178.
- Magrin, G., Grondona M., Travasso M., Boullón D., Rodriguez G. y Messina C.D., 1998. Impacto del fenómeno "El Niño" sobre la producción de cultivos en la región Pampeana. INTA-Boletín de Divulgación.
- Podestá G., Messina C., Grondona M. y Magrin G., 1999. Associations between Grain Crop Yields in Central-Eastern Argentina and El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Applied Meteorology*, 30, 1488 - 1498.
- Robledo, F. A., Penalba, O.C. y Bettolli,

- M.E., 2012. Teleconnections between tropical-extratropical oceans and the daily intensity of extreme rainfall over Argentina. *Int. J. Climatol.* DOI: 10.1002/joc.3467.
- Ropelewski, C.F., Halpert MS. 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/southern oscillation. *Monthly Weather Review*, 115, 1606–1626.
- Ropelewski, C.F., Halpert MS. 1989. Precipitation patterns associated with the high index phase of the southern oscillation. *Journal of Climate*, 2, 268–284.
- Snedecor, G.W. y Cochran, W.G., 1980. *Statistical Methods*. The Iowa State University Press. 507 pp. ISBN 0-8138-1560-6.
- Tanco, R.A. y Berri G.J., 2000. “CLIMLAB 2000, Version 1.1.0, A Statistical Software Package for Climate Applications”. IRI-TR-00/1, International Research Institute (IRI) for Climate Prediction, LDEO, Palisades, N.Y., 10964 USA.
- Travasso, M.I., Magrin G.O. y Rodríguez G.R., 2003. Relations between Sea Surface Temperature and crop yields in Argentina. *Int. J. Climatology*, 23, 1655–1662.
- Travasso, M.I.; G.O. Magrin; M.O. Grondona y Rodríguez G.R., 2009. The use of SST and SOI anomalies as indicators of crop yield variability. *Int. J. Climatology*, 29, 23–29.
- Trenberth, K.E. y J. M. Caron., 2000. The southern Oscillation Revisited: Sea level pressures, surface temperatures and precipitation. *Journal of Climate*, 13, 4358–4365.
- Vera, C., Silvestri G., Barros V., Carril A., 2004. Differences in El Niño response over the Southern Hemisphere. *Journal of Climate* 17, 1741–1753.
- Vossen, P., 1989. An agro meteorological contribution to quantitative and qualitative rainy season quality monitoring in Botswana. Ph.D. thesis. Faculty of Agricultural Sciences, State University of Gent, Belgium.
- Wilks, D., 1995. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press. 453 pp.
- Zalazar, S.M., 2012. Predictabilidad de las Precipitaciones que inciden sobre la Producción de Cultivos de Verano en la Región Pampeana. Tesis de Grado. Facultad de Agronomía, UBA. Julio 2012, 60 pp.
- Zambrano, E., 1986. El fenómeno de “El Niño” y la Oscilación del sur (ENSO). *Acta Oceanográfica del Pacífico*. INOCAR. Ecuador.

Este es un artículo de acceso abierto distribuido bajo la licencia Creative Commons, que permite el uso ilimitado, distribución y reproducción en cualquier medio, siempre que la obra original sea debidamente citada.

VARIACIONES EN BAJA FRECUENCIA DE LA PRECIPITACIÓN ESTACIONAL EN LA REGIÓN PAMPA AMARILLA Y POSIBLES FORZANTES

Germán Russián^{1,3}, Eduardo Agosta^{2,4} y Rosa Compagnucci^{3,4}

¹Servicio Meteorológico Nacional, Buenos Aires, Argentina

²Facultad de Ciencias Físico-Matemáticas e Ingeniería, Pontificia Universidad Católica Argentina, Buenos Aires, Argentina

³Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina

⁴Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Buenos Aires, Argentina

(Manuscrito recibido el 20 de enero de 2014, en su versión final el 10 de junio de 2014)

RESUMEN

Se estudia el ciclo anual de precipitación en la región Pampa Amarilla (RPA). La mayor parte de la RPA presenta máximo en marzo, seguido de noviembre y diciembre, y mínimo en invierno. El acumulado octubre-marzo (verano) resulta significativamente distinto al acumulado abril-septiembre (invierno). Se analizan las variaciones, tendencias y cambios de las series temporales en verano e invierno. Las series más largas seleccionadas sobre el centro y norte de La Pampa, muestran cambio positivo y significativo por tendencia lineal, del orden del 44 % de la media regional en verano. Tras una prolongada sequía (1930-1950) el cambio estival irrumpe en la década de los setenta (centro-norte de La Pampa), y en la década de los sesenta (centro-este de La Pampa). Este cambio brusco ha producido una larga fase húmeda extendida hasta comienzos de los dos mil. El cambio de la década del setenta puede estar asociado al cambio de las condiciones medias de la Temperatura superficial del mar (TSM) del Pacífico central ecuatorial. Para el período de prolongada fase húmeda (1969-2009) en el sector centro y norte de la RPA hay un aumento (disminución) de las precipitaciones de verano (invierno) mientras que hacia el centro-sudoeste de la RPA, los cambios son negativos y significativos. La exploración de la circulación troposférica y la TSM revela que la variabilidad interanual de la precipitación está modulada por teleconexiones remotas trópico-extratropical. Se descarta cualquier posible relación con el Modo Anular del Sur. En verano, el mecanismo de interacción es la modulación de la corriente en chorro subtropical en el Pacífico Sur hacia Sudamérica, generada por anomalías en la circulación de la celda de Hadley sobre el Pacífico ecuatorial central. El mecanismo podría estar asociado a la baja y la alta frecuencia del fenómeno El Niño. En invierno, la teleconexión está dada por la propagación de ondas cuasi estacionarias de Rossby desde la región ecuatorial del Pacífico occidental. Los centros de acción en las inmediaciones de Sudamérica generan una perturbación del tipo bloqueo en los oestes a lo largo del meridiano 80°O. Se plantean y discuten otros posibles forzantes.

Palabras clave: Precipitación, teleconexión atmósfera-océano, Pampa Amarilla, Centro de Argentina, El Niño-Oscilación del Sur

LOW FREQUENCY VARIATIONS OF SEASONAL PRECIPITATION IN THE 'PAMPA AMARILLA' REGION AND POSSIBLE FORCINGS

ABSTRACT

The annual cycle of precipitation in the 'Pampa Amarilla' region (RPA), in Central Argentina, is studied. Most of the RPA has maximum in March, followed in November and December and minimum in winter. The accumulated from October to March (summer) is significantly different from the accumulated from April to September (winter). Variations, trends and changes of the time series in these two seasons were analyzed. On the central and northern La Pampa Province, selected long time series show significant positive linear-trend change of about 44% of the regional average in summer. After a prolonged drought (1930-1950) the summer shift burst in the seventies (north- central La Pampa), and in the sixties (east-central La Pampa Province). This sudden change has produced a long extended wet phase until the early two thousands. The Seventies shift may be associated with the change in the average conditions of the sea surface temperature (SST) of equatorial central Pacific. For the prolonged wet phase (1969-2009) in central and northern RPA there is an increase (decrease) in summer (winter) precipitation while towards central southwestern RPA, the changes are negative and significant. Exploring the tropospheric circulation and SST reveals that the interannual variability of precipitation is modulated by remote tropic-extratropic teleconnections. Any connection with the Southern Annular Mode is discarded. In summer, the interaction mechanism is the modulation of the subtropical jet stream in the South Pacific toward South America, caused by circulation anomalies of the Hadley cell over the central equatorial Pacific. The mechanism could be associated with the lower and higher frequency of El Niño phenomena. In winter, the teleconnection is given by propagation of quasi-stationary Rossby waves from the equatorial region of the western Pacific. The centers of action in the surroundings of South America generate a blocking-like perturbation of the westerlies along the meridian 80°W. Other possible forcings are raised and discussed. *Keywords: Precipitation, atmospheric-oceanic teleconnection, Pampa Amarilla, Central Argentina, The El Niño-Southern Oscillation*

1. INTRODUCCIÓN

La precipitación es una de las variables climáticas más importantes para entender tanto el comportamiento del sistema climático en sí mismo, como también la relación de éste con el desarrollo y evolución de las actividades humanas en una región particular. Desde mediados del siglo XIX, Argentina se ha mostrado hacia el mundo como un país cuya economía está basada netamente en un modelo agroexportador. Con el correr de los años, si bien fueron cambiando y/o rotando los cultivos y las zonas favorables para la producción agropecuaria según la dependencia

a las condiciones del clima, la actividad continúa en franco crecimiento, tanto a nivel comercial como tecnológico, siendo el motor principal de la economía nacional.

La región de nuestro interés está localizada al norte de la Patagonia argentina y se la conoce como Región Pampa Amarilla (RPA). Ella comprende principalmente la Provincia de La Pampa, e incluye el límite sur de la Provincia de Mendoza, parte de la Provincia de Río Negro y el límite este de la Provincia de Neuquén (aproximadamente 34°S-42°S y 70°O- 61°O. Ver Fig. 1). La región, principalmente respecto a la

precipitación, se localiza en un área de transición. El clima característico hacia el sudoeste de la RPA es semiárido frío (clima tipo Bsk de la clasificación climática mundial actualizada de Köppen-Geiger. Kottek y otros, 2006), debido a que las masas de aire húmedo provenientes desde el Pacífico hacia el continente, al cruzar los Andes patagónicos de oeste a este descienden secas. Mientras que hacia norte-noreste de la región, el clima dominante es templado húmedo con veranos cálidos (clima tipo Cfa de la clasificación climática mundial actualizada de Köppen-Geiger. Kottek y otros, 2006).

La circulación media de tropósfera de capas bajas sobre el área de estudio está controlada por el límite austral de la influencia relativa del flanco sudoeste del anticiclón semipermanente del Atlántico Sur (AAS) y del flanco sudeste del anticiclón semipermanente del Pacífico Sur (APS), y por el límite boreal de los oestes (Schwerdtfeger, 1976, Hoffmann, 1992). En niveles altos de la tropósfera la región se encuentra bajo el dominio de los oestes a lo largo de todo el año (Doyle, 2002). Nótese que los oestes de latitudes medias sintetizan de alguna manera el comportamiento medio de la perturbaciones transientes baroclínicas (actividad sinóptica ciclónica/anticiclónica) del Hemisferio Sur (Salby 2012). Por otra parte los oestes están modulados por teleconexiones atmosférico-oceánicas remotas trópico-extratropical en escalas que van desde la intraestacional a la interanual (Lau y Nath, 1996, Mo 2000), entre otros procesos de baja frecuencia tales como ser el Modo Anular del Sur de variabilidad de la circulación troposférica de altas latitudes (MAS, Marshall, 2003; White 2004). Asimismo la dinámica de los anticiclones subtropicales está controlada por las variaciones en la circulación de Hadley (expansión/debilitamiento. Bjerkness 1966, 1969, Lau y Nath, 1996). Estos mecanismos atmosféricos globales de conexión remota confluyen en el sur de Sudamérica con características diferentes tanto en las variaciones del transporte de humedad como en las condiciones dinámicas que producen precipitación (Taschetto y Ambrizzi, 2011). En

consecuencia, el área de estudio que es altamente sensible a las variaciones en baja frecuencia de estos potenciales mecanismos físicos, tiene una economía agropecuaria que resulta altamente vulnerable a los cambios climáticos bruscos inducidos por ellos (Viglizzio y Frank, 2006).

Existen varios trabajos que analizaron la variabilidad temporal en baja frecuencia de la precipitación en diversas regiones de Argentina, incluyendo en parte la RPA. Krepper y otros (1989) estudiaron el sector sudoeste de la provincia de Buenos Aires y parte del noreste de la RPA y mostraron que de norte a sur se debilita la intensidad de los máximos equinociales que dominan el ciclo anual en el período 1947-1976. En un estudio de los totales anuales de precipitación para el cono sur de Sudamérica, Minetti y Vargas (1998) consideraron algunas pocas estaciones dentro del RPA. Los autores encuentran para la región un brusco aumento significativo de poco más de un 30 % en la década de los sesenta, correspondiente al este de la actual RPA y oeste de la provincia de Buenos Aires. Posteriormente, Minetti y otros (2003), regionalizando por componentes principales las precipitaciones anuales de Argentina y Chile para el período 1930-1999, identifican una región (región III) que abarca enteramente a la RPA, donde encontraron una tendencia positiva para todo el período.

Estos resultados son corroborados por trabajos de otros autores que han encontrado tendencias positivas de la precipitación durante la segunda mitad del siglo XX en todo el área subtropical del este de Argentina, al norte de 40°S, que han corrido las isohietas hacia el sudoeste, aumentando significativamente la precipitación en la porción norte y este de la RPA al menos hasta comienzos de la década de los dos mil (Barros et al, 1996, 2000; Minetti et al, 2003; Liebmann et al, 2004; Boulanger et al, 2005; Haylock et al., 2006, Russián y otros 2010, Pérez y Sierra 2012). Estas tendencias regionales han sido atribuidas a diversos procesos, tales como el calentamiento global debido a gases de efecto invernadero (Haylock y otros 2006), cambios

autores encuentran en general una disminución de la precipitaciones en el noroeste y el centro de la Patagonia, hallándose el cambio negativo relacionado con el debilitamiento de los oestes por la tendencias observada en el MAS en la segunda mitad del siglo XX.

A pesar de la abundante literatura sobre tendencias y cambios, sin embargo, los mecanismos remotos que influyen en la variabilidad interanual de la precipitación en la RPA permanecen aún sin ser suficientemente dilucidados. En consecuencia, la siguiente investigación tiene como objetivo explorar la relación de la variabilidad en baja frecuencia de la precipitación en RPA con la circulación troposférica y la temperatura superficial del mar a fin de esclarecer los posibles procesos atmosférico-oceánicos de la gran escala que fuerzan la precipitación regional, aspectos que hasta el presente no han sido objeto particular de estudio. Para ello se caracterizará, en primer lugar, el régimen de precipitación a lo largo del ciclo anual de las estaciones meteorológicas en la región. Luego se analizará la posibilidad de subregionalización de la precipitación y posteriormente se examinará las variaciones interanuales de la circulación de tropósfera y la TSM, relacionadas con la precipitación estacional en las subregiones.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

2.1. Datos de precipitación

En este estudio se emplearon datos de precipitación total mensual de 16 estaciones meteorológicas provistas por el banco de datos del Servicio Meteorológico Nacional (6 estaciones principales y 1 estación secundaria) y por la Administración Provincial del Agua del Gobierno de La Pampa (disponible en <http://www.apa.lapampa.gov.ar/lluvias.html> -10 estaciones principales y 2 secundarias) en el mayor periodo disponible de cada una de ellas (Tabla I).

El sector centro-norte de La Pampa presenta una gran densidad de estaciones meteorológicas,

Estaciones principales				
Estaciones	Latitud (°S)	Longitud (°O)	Altura (m)	Registro
(1) Bernardo Larroude *	35° 01'	63° 33'	133	1921-2009
(2) Malargüe **	35° 28'	69° 36'	1753	1967-2009
(3) General Pico *	35° 40'	63° 45'	138	1921-2009
(4) Victorica *	36° 14'	65° 24'	297	1921-2009
(5) Algarrobo del Águila *	36° 23'	67° 10'	427	1962-2009
(6) Quehúe *	37° 07'	64° 31'	265	1921-2009
(7) Puelén *	37° 21'	67° 37'	478	1962-2009
(8) La Reforma *	37° 34'	66° 13'	260	1962-2009
(9) Guatraché *	37° 40'	63° 22'	150	1921-2009
(10) Bahía Blanca **	38° 43'	62° 16'	99	1950-2009
(11) Gob. Duval *	38° 44'	66° 26'	244	1962-2009
(12) Neuquén **	38° 58'	68° 03'	396	1950-2009
(13) La Adela *	38° 59'	64° 04'	109	1960-2009
(14) Viedma **	40° 51'	62° 58'	9	1969-2009
(15) San Antonio oeste **	40° 44'	64° 57'	19	1959-2009
(16) Maquinchao **	41° 14'	68° 42'	940	1950-2009
Estaciones secundarias				
Telen *	36°16'	65°29'	296	Interpolada (5)
Pigüé **	37°36'	62°24'	250	(10)
Casa de Piedra *	38°14'	67°11'	316	(7)

Tabla I: Estaciones principales para el análisis de la RPA argentina (Fig. 1), y estaciones secundarias utilizadas para la interpolación.

* Estaciones provistas por la Asociación Provincial del Agua

** Estaciones provistas por el Servicio Meteorológico Nacional

cuyos registros comienzan en 1921. De ellas se seleccionaron 5 estaciones representativas de esa área a fin de mantener lo más homogéneamente posible la distribución espacial de las estaciones meteorológicas en toda la región de estudio, dado que presenta baja densidad de estaciones hacia el centro, sur y oeste. De no realizar esta corrección el análisis espacio-temporal realizado estará sesgado hacia aquellas áreas con mayor información. La estación Viedma, en la provincia de Río Negro, provista por el Servicio Meteorológico Nacional, es la que presenta la menor cantidad de años de registro, con 40 años de datos (1969-2009).

En los casos con datos faltantes en los registros se completaron las series de acuerdo a dos metodologías: valor medio del mes en cuestión o interpolación mediante regresión lineal, con

ajuste por cuadrados mínimos, a partir de alguna estación secundaria cercana. El criterio que se tuvo en cuenta para elegir uno u otro método está relacionado netamente con la disponibilidad de alguna estación cercana a la incompleta.

El ciclo anual para cada estación meteorológica se analizó con inspección visual de la marcha anual de los promedios mensuales calculados sobre todo el registro de cada estación, identificando los meses de mínimos y máximos. La estacionalidad verano/invierno se determinó a través del test de diferencia de medias y de desvío estándar comparando el semestre cálido (acumulado de precipitación entre octubre y marzo, verano) y el semestre frío (acumulado de precipitación entre abril y septiembre, invierno), con aplicación de los test t de Student y F de Fisher, respectivamente (Wilks 2010). Para cada estación meteorológica se calculó la serie temporal para la estación cálida y la estación fría. Para cada una de las series temporales estacionales se estimaron algunos estadísticos básicos (media, desvío estándar, máximo, mínimo, entre otros).

2.2. Análisis de series temporales

Las series temporales se muestran tipificadas, es decir, expresadas como la razón entre el apartamiento del valor de la serie respecto de su media y el desvío estándar, usando como base el período completo de cada serie temporal o el período común 1969-2009, según el análisis. Para determinar los cuasi ciclos dominantes en cada serie, se aplicó el análisis espectral de Fourier siguiendo a Blackman-Tukey, utilizando una ventana de Hamming sobre los datos (Jenkins y Watts 1968, Wilks 2010). La hipótesis del “continuo nulo” (hipotético espectro teórico ya sea de ruido “rojo” o “blanco”) corresponde a un proceso de Markov de primer orden o modelo de autocorrelación de lag-1 (Panosky y Brier 1958, Mitchell y otros 1996). Asimismo, se utilizó una función Gaussiana de filtro paso-bajo recursivo de 9 términos con ventana de Hamming (Mitchell y otros 1996, Canavos 2003) para suavizar las series temporales y retener las ondas mayores a 9 años. Cabe destacar que si

alguna de las estaciones analizadas presentaba tendencia significativa por lo menos al 90 % en alguno de sus semestres, la misma se filtró previamente al análisis espectral. Las tendencias lineales se estimaron por cuadrados mínimos y su significancia se evaluó a través del coeficiente de correlación lineal convencional (Önöz 2003). El mismo modelo de regresión lineal fue empleado para estimar los cambios por tendencias en las series temporales.

El análisis de la coherencia de fase en baja frecuencia entre las series temporales estacionales junto con la estimación de la correlación cruzada, mediante el coeficiente de correlación simple de Pearson (Canavos 2003) se usó para subregionalizar la región y obtener índices de precipitación estacional apropiados (ver Resultados). Los índices se obtuvieron a través del promedio areal del valor estacional tipificado, promediando los valores de todas las series sin filtrar de las estaciones meteorológicas dentro de una subregión.

2.3. Datos de circulación troposférica y otras variables

Se usaron reanálisis mensuales equi-espaciados en 2,5° de latitud y longitud, de altura geopotencial en 850hPa (H850), 500hPa (H500) y 300hPa (H300), la función corriente (PSI) en los niveles σ 0,8458 y 0,2582; y de la temperatura superficial del Mar (TSM), provistos por el Reanalysis I del NCEP/NCAR (disponible en <http://www.cdc.noaa.gov>, Kalnay et al., 1996). A partir de estos datos se determinó la relación entre la precipitación en RPA y la circulación troposférica y las TSM por medio de campos de correlación simple entre estas variables y las series estacionales de los índices de precipitación. Los campos se testearon con el test univariado correspondiente a la correlación simple (Canavos 2003). Las áreas de correlación significativa, por ejemplo, sobre el campo de PSI, se indican en el texto como centros de acción del campo de PSI en relación a la precipitación en la RPA. Es decir, los centros de acción manifiestan amplitudes del campo

de PSI asociadas con la precipitación. Además, se utilizan índices atmosféricos-oceánicos, tales como el IOS (Índice de Oscilación del Sur), Niño 1+2, Niño 3, Niño 4 y el Niño 3.4 (disponibles en <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list>). También se utiliza un índice del Modo Anular del Sur (IMAS) diseñado por Marshall (2003) a partir de observaciones de presión en superficie (Disponible en <http://www.antarctica.ac.uk/met/gjma/sam.html>).

3. RESULTADOS

3.1. Ciclo anual de la precipitación

La Figura 2 muestra sintéticamente el ciclo anual para las estaciones individuales de la región, calculado a partir del registro completo de cada estación meteorológica. De ella es evidente que el régimen anual de precipitación muestra un indiscutible cambio entre el sector noreste y el sector sur-sudoeste de la RPA (Fig. 2). Las mayores precipitaciones ocurren en la porción norte y este, en el límite con la Pampa Húmeda y presentan un marcado ciclo anual con mínimos en el período invernal y máximos en la estación cálida, con valores preponderantes en el mes de marzo y primavera tardía (noviembre y diciembre). Hacia el sector noroeste, las precipitaciones disminuyen, y en Malargüe (2) los valores son similares para todos los meses, dándose la excepción de un relativo máximo invernal, al igual que en Maquinchao (16) en el extremo sur de la RPA. Cabe destacar que la estación de Malargüe al encontrarse a más de 1500 m de altitud en una zona precordillerana, y la de Maquinchao al encontrarse en medio de la estepa patagónica, sus valores medios, especialmente en el semestre frío están marcados por la ocurrencia de algunas nevadas. También se observan valores menores de precipitación a lo largo del ciclo anual en el centro de la RPA: Gobernador Duval (11), Neuquén (12) y sur, Viedma (14) y San Antonio Oeste (15), donde se mantiene la característica de la región, en la que los valores del semestre cálido son mayores que en el frío.

La Tabla II muestra para cada una de las estaciones meteorológicas algunos estadísticos básicos (media, desvío estándar, máximo y mínimo, diferencia de medias, diferencia de desvío estándar, entre otros) de las series de acumulados de precipitación para la estación cálida y la estación fría. Una comparación pormenorizada de la Tabla II revela que para 13 estaciones de las 16 analizadas, la diferencia del valor medio de precipitación acumulada en la estación cálida respecto de la estación fría es significativamente distinta. La relación es aún mayor para la diferencia del desvío estándar (15 de 16 estaciones). Por tanto, al interior de la RPA existe una marcada estacionalidad verano/invierno que puede ser indicativa de la existencia de distintos procesos dinámicos y termodinámicos climáticos que influyen en la precipitación. Por consiguiente, en lo que sigue el análisis se centrará en las series temporales de los acumulados de precipitación estacional.

3.2. Campos medios de la precipitación estacional

La Figura 3 muestra los campos de valor medio (panel a), desvío estándar (panel b) y coeficiente de variación (panel c) de la precipitación acumulada para el semestre cálido (panel izquierdo) y el semestre frío (panel derecho) en toda la región calculados en el período 1969-2009. En la Fig. 3a se observa que los valores medios más elevados tanto en invierno como en verano se localizan en el norte-noreste de la región, como se mencionó anteriormente. Un rasgo distintivo del verano respecto al invierno es el mayor gradiente a lo largo de la transecta SO-NE. Respecto al desvío estándar (Fig. 3b) durante el semestre frío se observa un máximo hacia el este de la RPA, en especial en las estaciones Guatraché (9) y Bahía Blanca (10). A medida que nos desplazamos hacia el sur-sudoeste, sin importar qué semestre estemos analizando, el desvío estándar va disminuyendo, hasta alcanzar un valor mínimo en Maquinchao (16), con 55,1 mm para el semestre cálido y 39 mm para el frío. Los coeficientes de variación de la precipitación acumulada (Fig.

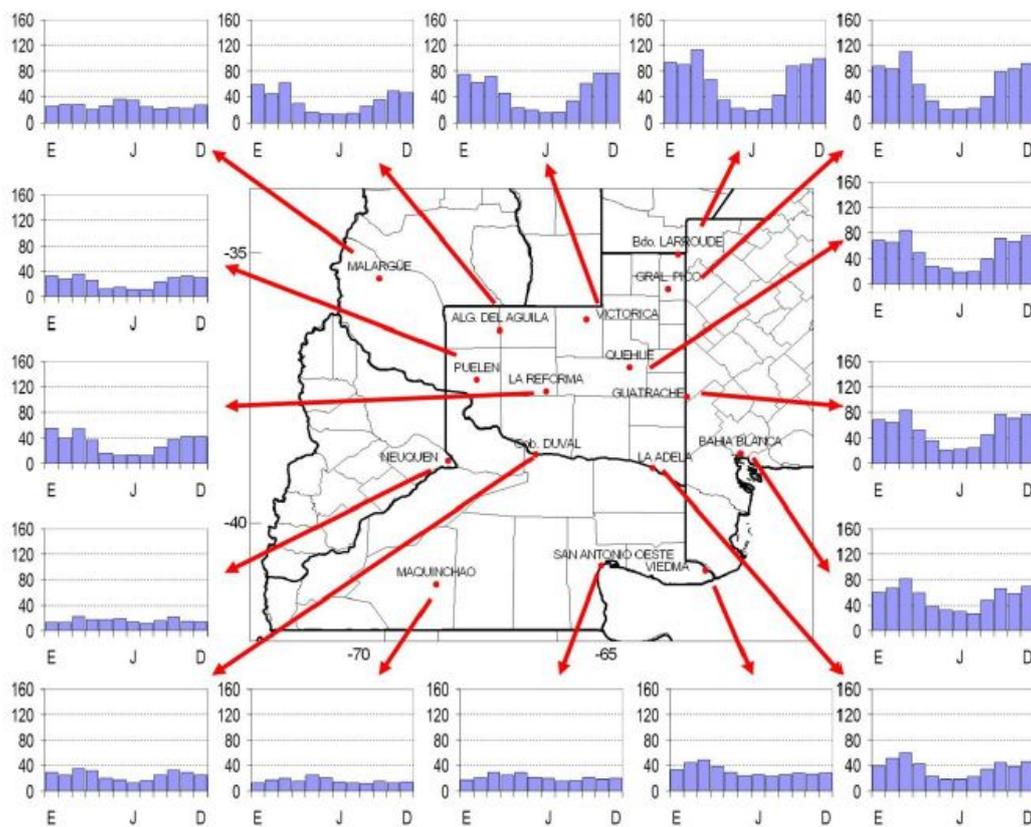


Figura 2: Ciclo anual de la precipitación de todas las estaciones de la RPA para el período. Promedios mensuales calculados sobre todo el período disponible en cada estación meteorológica de la Tabla I.

3c) tanto para el semestre cálido como para el frío muestran valores más altos, superiores a 0,5, hacia el sudoeste de la región en verano, con un gradiente hacia el noreste. Durante el invierno los valores más altos se registran en el oeste de la región con un gradiente radial hacia el resto de la región. Esta característica es indicativa de que en las zonas de menores acumulados pluviométricos, las variaciones interanuales extremas de precipitación son más intensas, tanto en verano como en invierno.

3.3. Tendencias y cambios

3.3.1. Estaciones meteorológicas de registro largo

La Figura 4 muestra las series temporales tipificadas de precipitación estacional para las

cinco estaciones meteorológicas de máximo registro (1921-2009) que fueron seleccionadas para este estudio, junto con sus series suavizadas y las curvas de tendencia lineal. La exploración visual de la evolución temporal interanual y de menor frecuencia de la precipitación estacional para la estación Bernardo Larroudé (1) evidencia un cambio hacia la década de los setenta, con una mayor ocurrencia de secuencias de eventos húmedos. El cambio es manifiesto para la serie temporal del semestre cálido. Previo a ello, desde la década del treinta hasta finales de los sesenta hay mayor cantidad de eventos secos que determinan una prolongada fase seca. Para el semestre cálido hay una tendencia positiva y significativa (para un $\alpha = 0,01$) para todo el registro que se expresa en un cambio de +202 mm (+35 % respecto de la media) en el período 1921-2009. En el

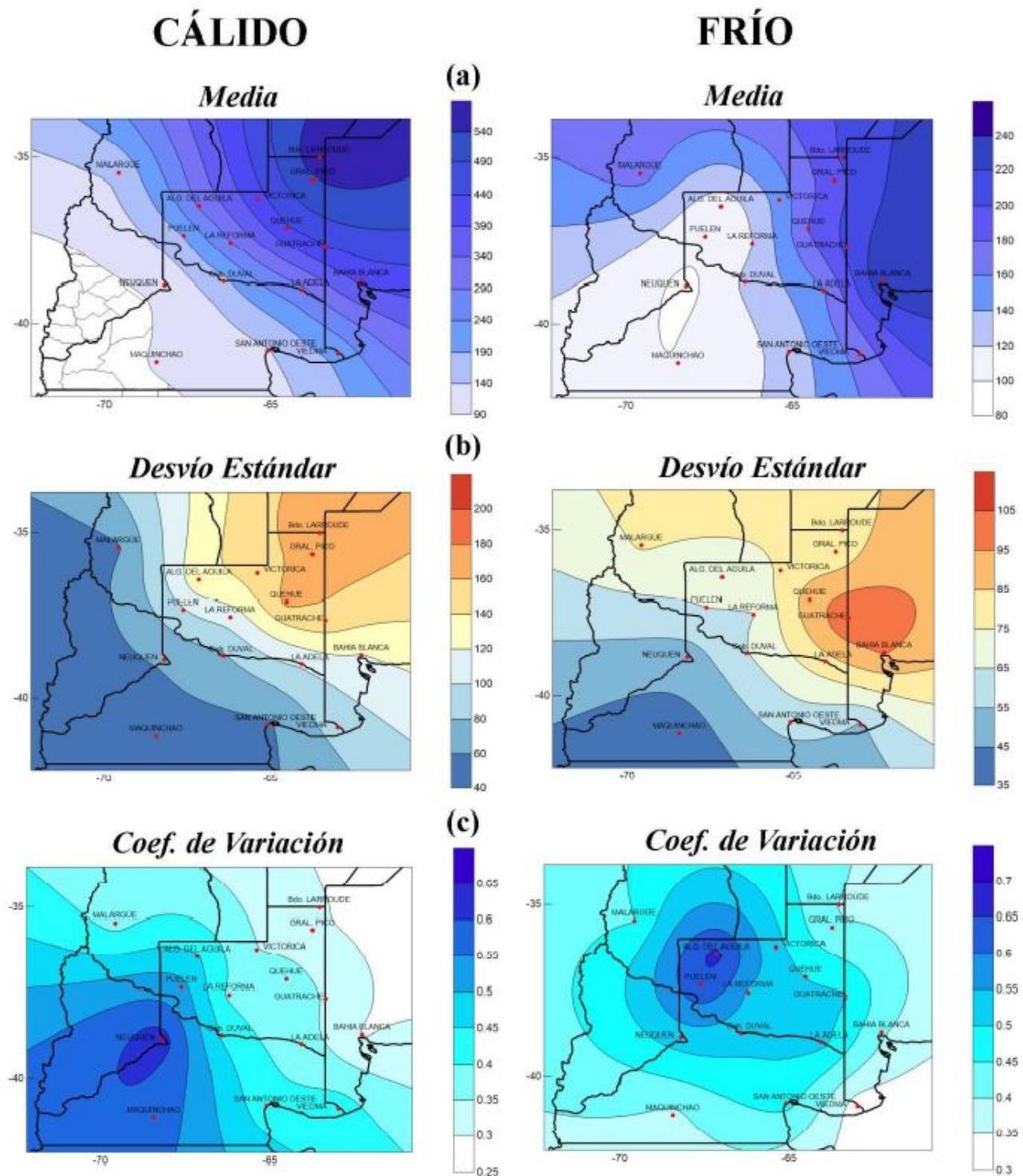


Figura 3: Campo de valores medios (panel a), desvíos estándares (panel b) y del coeficiente de variación (panel c) de precipitación para el semestre cálido (panel izquierdo) y para el semestre frío (panel derecho). Interpolación por método “Ordinary Kriging” (Websters Burgess 1980). Hacia los bordes de la región, donde no hay estaciones de interpolación, los valores interpolados no son representativos.

	N	Verano				Invierno				Dif. medias	Dif. desvíos
		Máximo	Mínimo	Media	Desvío	Máximo	Mínimo	Media	Desvío		
Bernardo Larroudé	88	1065 (1983)	195 (1948)	572.2	174.2	405 (2001)	55 (1937)	202.2	80.7	370 (***)	93.4 (***)
Malargüe	42	253.1 (1991)	57.6 (1988)	151.4	57.9	401.4 (1982)	62.3 (1985)	169.4	76.0	-18.0	-18.1 (**)
Gral. Pico	88	871.1 (1985)	177 (1938)	531.9	161.7	416 (1946)	61 (1935)	190.0	77.2	341.9 (***)	84.4 (***)
Victorica	88	824 (1925)	134 (1937)	420.7	147.8	349 (1977)	16 (1935)	147.4	76.0	273.2 (***)	71.8 (***)
Algarrobo del Águila	47	693 (1999)	71 (1971)	296.5	135.0	270 (1984)	2 (1970)	107.2	71.0	189.3 (***)	63.9 (***)
Quehué	88	812 (1977)	101 (1971)	434.7	164.4	468 (1946)	31.5 (2009)	181.2	90.3	253.5 (***)	74.1 (***)
Puñen	47	432 (1977)	28 (1966)	190.9	98.5	273 (1984)	6 (1995)	100.8	65.1	90.1 (***)	33.3 (***)
La Reforma	47	569 (1972)	104.5 (2008)	278.7	108.5	270 (1975)	8 (1970)	119.6	64.8	159.0 (***)	43.7 (***)
Guatraché	88	978 (1976)	198 (1938)	440.0	152.1	515 (1982)	53 (1942)	204.9	103.2	235.0 (***)	48.9 (***)
Bahía Blanca	59	717.9 (1976)	199.6 (1970)	400.8	119.2	470 (1992)	59.2 (1995)	235.2	95.7	165.6 (***)	23.5 (*)
Gobernador Duval	47	367 (1969)	56 (1981)	176.5	78.0	277 (2000)	17 (1968)	124.9	64.7	51.6 (***)	13.2 (*)
Neuquén	59	381.3 (1974)	6.5 (2009)	100.8	62.8	247.1 (1999)	31.7 (1995)	96.1	50.4	4.7	12.3 (*)
La Adela	49	470 (1978)	52 (1971)	278.5	102.7	374 (1984)	25 (2006)	159.3	82.0	119.2 (***)	20.6 (**)
Viedma	40	389.3 (1984)	45.5 (1987)	205.7	87.7	327.1 (2001)	88.6 (2009)	167.9	54.1	37.8 (**)	33.5 (***)
San Antonio O	50	299.6 (1996)	59 (2000)	136.8	57.4	291.6 (2000)	37.3 (1968)	128.1	59.5	8.7	-2.1
Maquinchao	59	255.4 (1996)	20.7 (1990)	94.9	55.1	201.4 (1982)	38.2 (1989)	100.4	39.0	-5.5	16.1 (***)

Tabla II: Cantidad de datos (N), valores Máximo y Mínimo (y año de ocurrencia), Media, Desvío estándar, diferencia (Dif.) de medias y de desvíos estándares (verano menos invierno), para las series temporales de precipitación acumulada, en Verano e Invierno para las estaciones meteorológicas en la RPA. (*) Significancia del 90 %, (**) Significancia del 95 %, (***) Significancia del 99 %. Unidades en mm.

semestre frío, se destacan anomalías positivas consecutivas durante toda la década de los noventa, algunas superando las dos unidades del desvío estándar, aunque luego durante la década del dos mil hay mayor frecuencia de eventos secos (anomalías negativas). La tendencia en todo el registro es ligeramente positiva aunque no significativa. En la estación General Pico, para el semestre cálido desde el comienzo del registro hasta inicios de la década de los setenta hay mayor frecuencia de valores por debajo de la media, evidenciado un prolongado período seco. Posteriormente, se observa un mayor número de eventos húmedos, provocando un prolongado período húmedo hasta comienzos del dos mil. Este comportamiento manifiesta un

quiebre o un salto en torno al verano 1972/73. El efecto neto es el de una tendencia positiva y significativa ($\alpha = 0,01$) que arroja un cambio de +282mm (+53 % respecto de la media) en el período 1921-2009. En cuanto al semestre frío, si bien muestra un comportamiento a largo plazo similar al del período estival, hay una mayor variabilidad interanual que genera, por ejemplo, la notoria anomalía positiva de 1946 (416 mm, casi 3 veces el desvío estándar). La tendencia en todo el registro es ligeramente positiva aunque no significativa. Es posible inferir un cambio de positivo a negativo en el signo de la tendencia en la década de los dos mil para ambos semestres, aunque aún resulta imposible cuantificarla estadísticamente por los

escasos años que transcurrieron posteriormente al cambio. En la estación Victorica para el semestre cálido se observa que hasta la década del setenta hay mayor cantidad de eventos secos, aunque está altamente destacado el valor máximo durante la década del veinte. Luego, hacia finales del siglo XX dominan los valores positivos de anomalía de precipitación. Estos cambios de baja frecuencia se reflejan en una tendencia positiva y significativa (para un $\alpha = 0,01$) que da un cambio de +148mm (+35 % respecto de la media) en todo el registro. En cuanto al semestre invernal, hay una propensión a valores por encima de la media a partir de 1977 hasta mediados de la década del dos mil. Previamente se aprecian periodos secos/húmedos en baja frecuencia alternantes. La tendencia en todo el registro es ligeramente positiva aunque no significativa. Al igual que para General Pico, se puede inferir un cambio en el signo de la tendencia en la década de los dos mil tanto en invierno como en verano, aunque tampoco es posible cuantificarla estadísticamente. En Quehué, para el semestre cálido entre las décadas del veinte y el sesenta hay una mayor frecuencia de valores negativos, relacionados a eventos más secos. A partir de mediados de los setenta este comportamiento consigue revertirse y se observan mayor cantidad de anomalías positivas de precipitación. En todo el registro se aprecia una significativa tendencia positiva, con un α de 0,01, que arroja un cambio de +205mm (+47 % respecto de la media). Durante el semestre invernal, se aprecia desde la década del veinte hasta los setenta la presencia de oscilaciones de baja frecuencia (decadales) que alternan periodos secos y húmedos. La tendencia en todo el registro es ligeramente positiva aunque no significativa. Al igual que para Gral. Pico y Victorica, a partir de la década del dos mil hay una propensión a valores negativos cuya tendencia no puede ser cuantificada aún. Finalmente en Guatraché, el semestre cálido presenta oscilaciones de baja frecuencia desde la década de los sesenta, extendiéndose hasta los noventa. Además se evidencia un salto positivo en la media a inicios de la década del sesenta. Posteriormente a este salto, durante la década del setenta, en 1976

se registra el valor máximo para este semestre, superando las 3 unidades de desvío estándar. La baja frecuencia se aprecia a lo largo del registro como una tendencia significativa y positiva que arroja un cambio de +177mm (+40 % respecto de la media). Durante el semestre frío, desde los inicios del registro en la década del veinte hasta los ochenta se observan oscilaciones de baja frecuencia con valores de anomalía negativa, solamente interrumpidos por dos picos anómalamente positivos en 1946 y 1948. Luego a principios de los ochenta hasta los noventa, las anomalías más frecuentes son positivas, con dos máximos, uno en 1981 y otro en 1992 muy cercanos a las 3 unidades de desvío estándar. Estas variaciones de baja frecuencia sugieren una tendencia positiva aunque el valor no llegue a ser significativo al límite requerido. Al igual que para Gral. Pico, Victorica y Quehué, se puede inferir un cambio de positivo a negativo en el signo de la tendencia en la década de los dos mil para ambas estaciones.

En resumen, las estaciones meteorológicas de largo registro localizadas en la provincia de La Pampa presentan un cambio positivo en la precipitación estival de alrededor del 44 % en promedio respecto de la media entre 1921 y 2009. Cambios positivos también se registran para el semestre frío. Para una u otra estación del año, la década del dos mil parece invertir el signo de la tendencia. Se destaca que el cambio hacia valores positivos irrumpe en la mayoría de las estaciones de registro largo (Bernardo Larroudé, Gral. Pico, Victorica y Quehué), localizadas en el centro-norte, a mediados de la década de los setenta, salvo en Guatraché, en el centro-este, que ocurre en la década de los sesenta. Este salto brusco produce una prolongada fase húmeda identificable para los sectores centro-norte y centro-este de la RPA, al interior de la provincia de La Pampa. Previamente la región experimentaba una prolongada sequía extendida aproximadamente entre las décadas de 1930 y 1950. En las demás estaciones no resulta evidente el cambio brusco dado que sus registros se inician posteriormente (figuras no mostradas). La descripción de los cambios de la década del

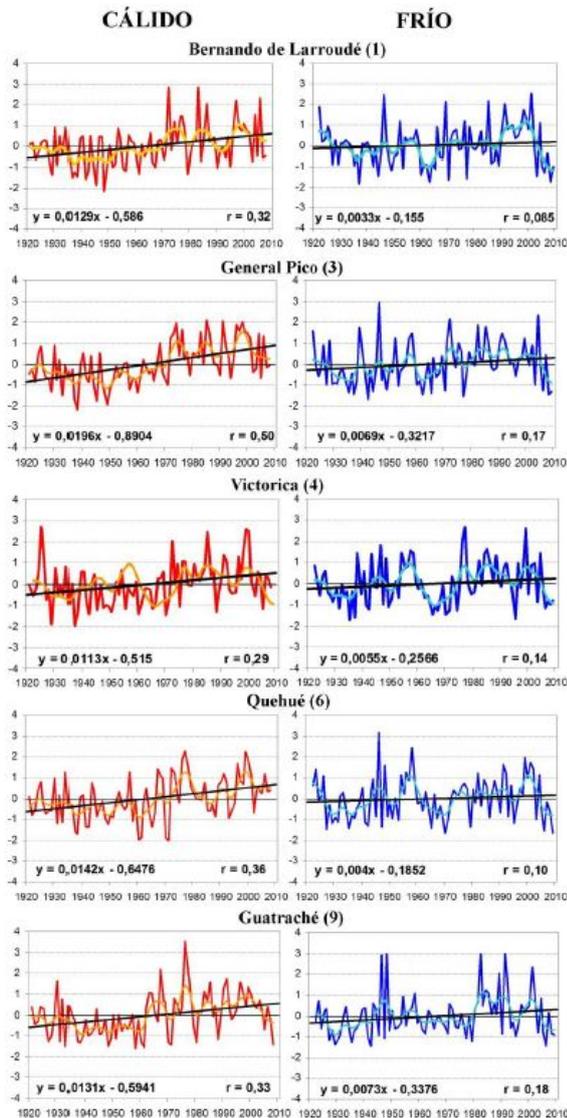


Figura 4: Serie temporal tipificada de precipitación para el semestre cálido (panel izquierdo) y para el semestre frío (panel derecho) para las estaciones de largo registro (1921-2009): Bernardo Larroudé (1), General Pico (3), Victorica (4), Quehué (6) y Guatraché (9); junto con las respectivas series suavizadas con filtro gaussiano de 9 términos, y tendencia lineal (ecuación, sector inferior izquierdo del gráfico), y coeficiente de correlación (r) entre la serie tipificada y la tendencia lineal (sector inferior derecho de la gráfica).

sesenta y setenta son consistentes con resultados encontrados por Minetti y otros (2003) y Pérez y otros (2011). Asimismo las tendencias positivas seculares también fueron detectadas por Pérez y Sierra (2012) que analizaron un conjunto diverso de estaciones en la provincia de La Pampa.

3.3.2. Cambios en el período en común 1969-2009

De la sección anterior se deduce que las últimas tres décadas del siglo XX y parte de la década del dos mil corresponden a una fase húmeda registrada al menos en una porción de la RPA, en el límite con la región subtropical húmeda del este de Argentina. En esta sección analizaremos los cambios ocurridos en toda la RPA en el período donde todas las estaciones tienen registro simultáneo (1969-2009) y que atañe a la fase húmeda prolongada. La Figura 5 muestra para el semestre cálido (panel izquierdo) y para el semestre frío (panel derecho) los cambios registrados en cada estación meteorológica debido a tendencia lineal a lo largo del período. En general, puede apreciarse que las estaciones que limitan al noroeste con la región de Cuyo y al nor-noreste con la Pampa Húmeda muestran tendencias positivas en el semestre estival (Fig. 5, panel izquierdo). Cabe destacar que ambas regiones limítrofes en las últimas décadas han registrado cambios positivos en la precipitación de verano (Agosta y Compagnucci, 2012; Barros et al, 2008). Los cambios observados son significativos en Algarrobo del Águila (+68 mm) y en Quehué (+99.9 mm). Hacia el sur las tendencias cambian de signo y la mayoría son significativas. Así lo demuestran las estaciones Puelén (-32,6 mm), La Reforma (-74.6 mm), Neuquén (-36,1 mm) y La Adela (-49,9 mm), con la excepción de San Antonio Oeste, la cual presenta tendencia positiva, aunque no significativa. Para el semestre frío (Fig. 5, panel derecho), notamos que atravesando la RPA en los cuadrantes NE - SO, las estaciones registran tendencias negativas, siendo máximas y significativas con un $\alpha = 0,01$ en las estaciones Gral. Pico (-57,7 mm) y Puelén (-38,5 mm). La única excepción es la estación Malargüe que

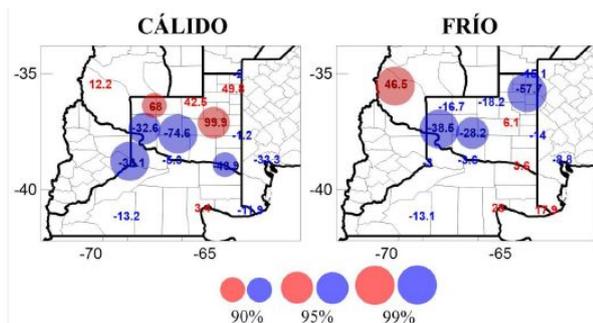


Figura 5: por tendencia lineal en mm para el periodo 1969-2009 en las estaciones meteorológicas de la RPA para el semestre cálido (panel izquierdo) y para el semestre frío (panel derecho). El tamaño de los círculos muestra significancia creciente (90 %, 95 % y 99 %, respectivamente), en magenta, cambio positivo, en azul, cambio negativo.

presenta tendencia positiva y significativa (con un $\alpha = 0,01$) en el período invernal (46,5 mm).

Por tanto, los cambios en la precipitación en el período 1969-2009 son los siguientes: en rasgos generales hay un aumento (disminución) de las precipitaciones de verano (invierno) en la porción centro-norte de la provincia de La Pampa, lo cual profundiza el ciclo anual en esta subregión. Malargüe, experimenta un aumento de la precipitación invernal. Asimismo, la porción centro-sur de la RPA en rasgos generales muestra tendencias negativas tanto en invierno como en verano.

3.4. Coherencia regional y variabilidad en baja frecuencia de la precipitación

De la sección anterior resulta evidente la necesidad de integrar la información espacial y temporal de la precipitación en la RPA a fin de comprender la dinámica de la circulación troposférica asociada a precipitación en la RPA y sus forzantes en escala climática. Aquí, nos interesa identificar subregiones que tengan comportamientos temporales de precipitación similares en escala interanual y de menor frecuencia (decadal), lo cual nos permitirá

atribuirlos a variaciones en los forzantes del sistema climático. Un método simple para agrupar las estaciones con características similares en la evolución año a año de la precipitación estacional es a través de la inspección visual de los valores de correlación cruzada entre todas las estaciones. Es decir mediante la construcción de una matriz de correlación de doble entrada con las todas estaciones meteorológicas tanto para el semestre cálido y como el frío, que refleje la estructura espacial del campo de precipitación. A su vez, las estaciones que comparten en el tiempo comportamientos climáticos similares en baja frecuencia, tenderán a presentar mayor coherencia en fase. La detección de esta coherencia en fase sumada a la estructura espacial permitirá identificar las estaciones meteorológicas que pueden clasificarse en distintas subregiones. A fin de retener las ondas mayores a 10 años (baja frecuencia), se aplicó un filtro de Hamming de 9 términos a las series temporales estacionales de las estaciones meteorológicas del área.

3.4.1. Estructura espacial y coherencia en fase durante el verano

La matriz de correlación de doble entrada para el semestre cálido se muestra en la Tabla III. En ella se observa que hay dos estaciones, Malargüe (2) y Gob. Duval (11), que presentan una pobre conexión con el resto de las estaciones. Además, en general las correlaciones son significativas y con mayor intensidad para las estaciones próximas entre sí. Sin embargo se destaca que hay una propensión a que las estaciones ubicadas en los extremos norte y sur presenten correlación baja y/o no-significativa. Asimismo, las estaciones Malargüe (2) y Gob. Duval (11) son las que en promedio presentan las correlaciones más bajas. Esto permite considerar como primera aproximación la separación de la región en dos subregiones para el verano: una subregión norte y otra subregión sur. La Figura 6 muestra las series temporales de precipitación de verano para todas las estaciones meteorológicas de la RPA, tipificadas y suavizadas. De la figura es evidente que las estaciones Malargüe y Gob. Duval

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)
(1)		-0,10	0,61	0,36	0,40	0,31	0,28	0,40	0,3	0,29	0,14	0,21	0,22	0,39	0,16	0,07
(2)	-0,10	0	0,11	0,08	0,00	-0,13	-0,01	0,01	-0,04	-0,39	-0,32	-0,05	-0,04	-0,31	-0,11	-0,05
(3)	0,61	0,11	0	0,67	0,44	0,45	0,36	0,48	0,53	0,25	0,04	0,27	0,39	0,25	0,21	0,20
(4)	0,36	0,08	0,67	0	0,60	0,61	0,48	0,63	0,59	0,32	0,06	0,26	0,40	0,23	0,30	0,26
(5)	0,40	0,00	0,44	0,60	0	0,59	0,45	0,57	0,54	0,35	-0,06	-0,03	0,54	0,36	0,36	0,14
(6)	0,31	-0,13	0,45	0,61	0,59	0	0,45	0,68	0,67	0,52	0,21	0,19	0,55	0,46	0,38	0,34
(7)	0,28	-0,01	0,36	0,48	0,45	0,45	0	0,68	0,35	0,35	0,16	0,46	0,33	0,33	0,36	0,50
(8)	0,40	0,01	0,48	0,63	0,57	0,68	0,68	0	0,55	0,44	0,21	0,44	0,56	0,36	0,41	0,45
(9)	0,39	-0,04	0,53	0,59	0,54	0,67	0,35	0,55	0	0,64	0,14	0,24	0,55	0,51	0,40	0,29
(10)	0,29	-0,39	0,25	0,32	0,35	0,52	0,35	0,44	0,64	0	0,30	0,39	0,60	0,55	0,45	0,49
(11)	0,14	-0,32	0,04	0,06	-0,06	0,21	0,16	0,21	0,14	0,30	0	0,18	0,20	0,36	0,00	0,06
(12)	0,21	-0,05	0,27	0,26	-0,03	0,19	0,46	0,44	0,24	0,39	0,18	0	0,28	0,27	0,30	0,56
(13)	0,22	-0,04	0,39	0,40	0,54	0,55	0,33	0,56	0,55	0,60	0,20	0,28	0	0,60	0,60	0,47
(14)	0,39	-0,31	0,25	0,23	0,36	0,46	0,33	0,36	0,51	0,55	0,36	0,27	0,60	0	0,69	0,46
(15)	0,16	-0,11	0,21	0,30	0,36	0,38	0,36	0,41	0,40	0,45	0,00	0,30	0,60	0,69	0	0,70
(16)	0,07	-0,05	0,20	0,26	0,14	0,34	0,50	0,45	0,29	0,49	0,06	0,56	0,47	0,46	0,70	0

Tabla III: Tabla de correlaciones para el semestre cálido entre series temporales de precipitación sin filtrar para el periodo 1969-2009. En rojo, los valores significativos al 90% y en rojo y negrita, los significativos al 99%. (1) Bernardo Larroudé, (2) Malargüe, (3) Gral. Pico, (4) Victorica, (5) Algarrobo del Águila, (6) Quehué, (7) Puelén, (8) La Reforma, (9) Guatraché, (10) Bahía Blanca, (11) Gob. Duval, (12) Neuquén, (13) La Adela, (14) Viedma, (15) San Antonio Oeste, (16) Maquinchao.

carecen de un comportamiento coherente en baja frecuencia asociado al resto de las estaciones, lo cual sumado a la baja estructura espacial que presentan, las excluye de la subregionalización. Por otra parte, las estaciones que están hacia el norte (1, 3-9) presentan un comportamiento coherente en fase similar y diferencial respecto a la estaciones ubicadas hacia el sur (10, 12-16), corroborando la distinción entre la subregión norte y sur de la estructura espacial previa. La coherencia en fase de estas posibles subregiones se analiza a continuación.

3.4.2. Coherencia temporal de la subregión norte

Las estaciones ubicadas en la subregión norte Bernardo Larroudé, Gral. Pico, Victorica,

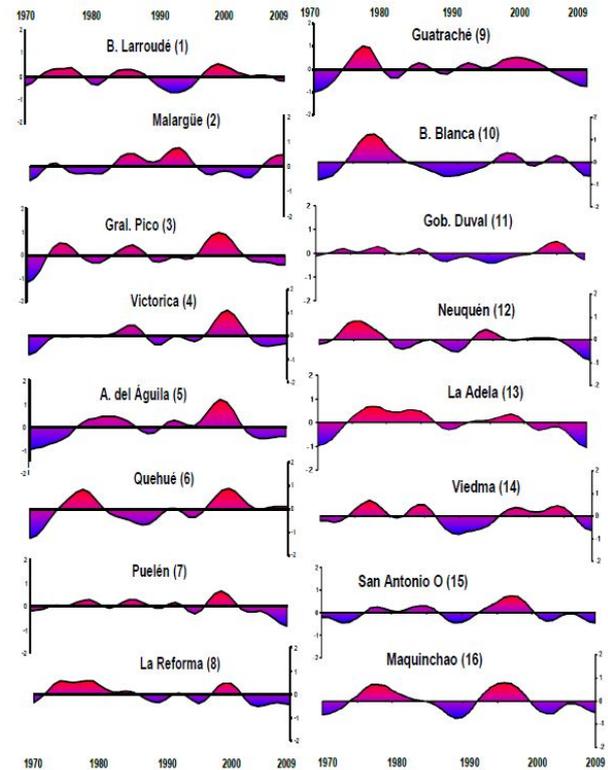


Figura 6: Series temporales tipificadas y suavizadas (ondas mayores a 10 años) de precipitación para el semestre cálido en las estaciones meteorológicas de la RPA.

Algarrobo del Águila, Quehué, Puelén, La Reforma y Guatraché comparten la secuencia de fase seco/húmedo de la década del setenta (Fig. 6) y la secuencia de fase húmedo intenso/seco desde mediados de los noventa hacia la década de los dos mil; y en general predomina una señal seca en torno a la década del ochenta. Es decir, a partir de mediados de la década de los ochenta, las series de la región están todas en fase, a excepción de Bernardo Larroudé. Desde fines de los noventa, en toda la sub-región se inicia un período seco que perdura hasta el final del registro, lo cual sugeriría la posible continuación de al menos algunos años en los registros futuros. Existe menor coherencia entre las fases y la intensidad de los máximos para los ciclos durante la década de los setenta, siendo la estación más dispar Algarrobo del águila. Además durante la década de los ochenta, existe un desacople en cuanto a las fases en Quehué, ya

que mientras todas las estaciones presentan un período húmedo ésta se mantiene por debajo de los valores medios hasta principios de la década de los noventa, en donde se suma al resto de las series en las oscilaciones hasta el final del registro. La estación Malargüe no logra ajustarse al común de las oscilaciones correspondientes a las estaciones de la subregión norte de la RPA, con un periodo extremadamente húmedo en la década de los ochenta, desacoplándose desde ese momento con el resto de las estaciones. Hacia mediados de los noventa se refuerza este quiebre con un evento seco prolongado de casi 10 años, que recién logra revertirse hacia mediados de los dos mil.

3.4.3. Coherencia temporal de la subregión sur

Las estaciones ubicadas en la subregión sur Bahía Blanca, Neuquén, La Adela, Viedma, San Antonio Oeste, Maquinchao comparten un período húmedo intenso a comienzos de los setenta que se extiende hasta mediados de los ochenta (Fig. 6), seguido por un corto y pronunciado mínimo, para luego ser seguido por otro período húmedo a fines de los noventa que finaliza con el comienzo de la fase seca de los últimos años. La estación Gob. Duval, ubicada en el centro del límite entre las subregiones norte y sur, tiene un comportamiento ajeno a ambas, mostrando un aparente ciclo de muy baja frecuencia (de 30 a 40 años) que estaría alcanzando un valor máximo en el final de la serie.

3.4.4. Estructura espacial y coherencia en fase durante el invierno

La matriz de correlación de doble entrada para la estación fría se muestra en la Tabla IV. En general, los valores de correlación son mayores que en verano y muestran una estructura espacial más coherente en toda la región, es decir, no es posible distinguir tan fácilmente subregiones. De todas las estaciones, Viedma ubicada hacia sudeste de la RPA presenta bajas correlaciones con 7 estaciones, especialmente

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)
(1)		0,04	0,63	0,40	0,43	0,58	0,14	0,39	0,49	0,39	0,43	0,43	0,42	0,29	0,43	0,42
(2)	0,04		0,22	0,11	0,27	0,31	0,21	0,30	0,33	0,46	0,31	0,46	0,20	0,26	0,35	0,34
(3)	0,63	0,22		0,35	0,25	0,44	0,09	0,43	0,52	0,44	0,42	0,37	0,45	0,24	0,36	0,27
(4)	0,40	0,11	0,35		0,69	0,69	0,61	0,56	0,38	0,30	0,33	0,33	0,39	0,02	0,29	0,37
(5)	0,43	0,27	0,25	0,69		0,63	0,79	0,70	0,31	0,23	0,48	0,61	0,40	0,21	0,55	0,55
(6)	0,58	0,31	0,44	0,69	0,63		0,61	0,67	0,68	0,53	0,53	0,55	0,58	0,24	0,53	0,41
(7)	0,14	0,21	0,09	0,61	0,79	0,61		0,71	0,23	0,17	0,48	0,54	0,31	0,15	0,44	0,38
(8)	0,39	0,30	0,43	0,56	0,70	0,67	0,71		0,48	0,38	0,63	0,57	0,46	0,35	0,59	0,42
(9)	0,49	0,33	0,52	0,38	0,31	0,68	0,23	0,48		0,73	0,63	0,45	0,80	0,32	0,52	0,37
(10)	0,39	0,46	0,44	0,30	0,23	0,53	0,17	0,38	0,73		0,45	0,34	0,73	0,44	0,45	0,26
(11)	0,43	0,31	0,42	0,33	0,48	0,53	0,48	0,63	0,63	0,45		0,76	0,66	0,51	0,74	0,44
(12)	0,43	0,46	0,37	0,33	0,61	0,55	0,54	0,57	0,45	0,34	0,76		0,45	0,32	0,63	0,66
(13)	0,42	0,20	0,45	0,39	0,40	0,58	0,31	0,46	0,80	0,73	0,66	0,45		0,49	0,64	0,33
(14)	0,29	0,26	0,24	0,02	0,21	0,24	0,15	0,35	0,32	0,44	0,51	0,32	0,49		0,66	0,17
(15)	0,43	0,35	0,36	0,29	0,55	0,53	0,44	0,59	0,52	0,45	0,74	0,63	0,64	0,66		0,47
(16)	0,42	0,34	0,27	0,37	0,55	0,41	0,38	0,42	0,37	0,26	0,44	0,66	0,33	0,17	0,47	

Tabla IV: Idem Tabla III, pero para el semestre frío.

ubicadas hacia el norte, de las 16 estaciones disponibles. Asimismo, Malargüe es la que presenta las menores magnitudes de correlación.

La Figura 7 muestra las series temporales de precipitación de invierno para todas las estaciones meteorológicas de la RPA, estandarizadas y suavizadas. En ella se observa que las fases son coherentes en baja frecuencia en todas las estaciones a partir de la década de los ochenta hasta el final del registro. En la década del setenta, presentan una misma fase (negativa) las estaciones Guatraché, Gob. Duval, La Adela, Viedma, San Antonio Oeste y Maquinchao; mientras que presentan fase opuesta (positiva) las estaciones Victorica, Algarrobo del Águila, Puelen y La Reforma. En las demás estaciones las amplitudes son débiles, lo cual no permite distinguir con claridad las fases.

De este análisis espacio-temporal, puede concluirse en primera aproximación que toda la RPA se comporta como una única región en el invierno, por lo cual el agrupamiento de estaciones es único, excluyendo a la estación Malargüe, que presenta las más bajas correlaciones.

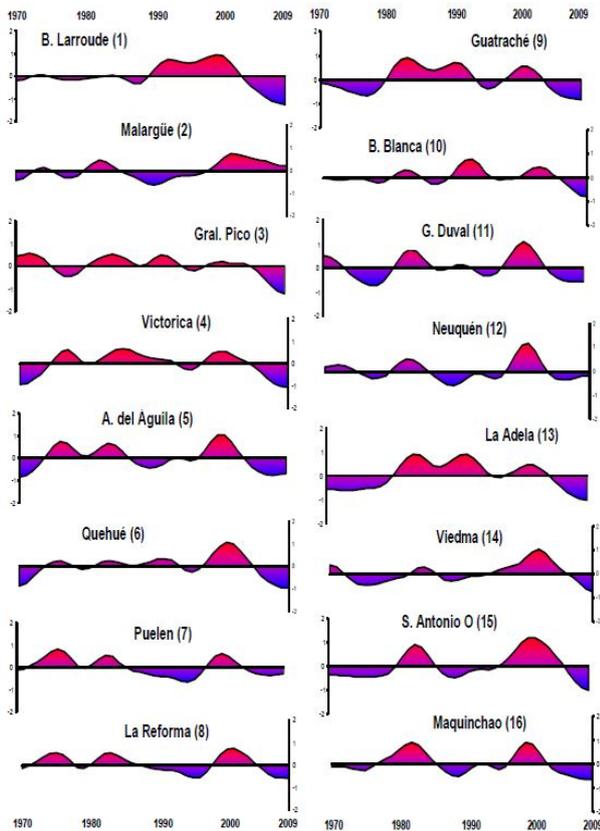


Figura 7: Ídem Fig. 6, pero para el semestre frío.

3.5. Índices subregionales de precipitación estacional

El agrupamiento en subregiones norte y sur realizado en la sección anterior permite construir índices de precipitación subregionales tanto para el invierno como para el verano. Cada índice se construye como el promedio espacial de cada una de las series tipificadas, correspondientes a las estaciones meteorológicas en cada subregión. De esta manera quedan conformados dos índices para el verano: Verano Norte (VN) y Verano Sur (VS); y un único índice para el invierno (IR), con los cuales se estudiará el comportamiento temporal y la circulación atmosférica asociada. En general, para cada uno de ellos, los coeficientes de correlación con las estaciones que los conforman son altos (mayores a 0,7, explicando 50 % o más de la varianza compartida) y significativamente distintos de cero al 99 % de confianza.

La Figura 8 muestra las series interanuales suavizadas (ondas mayores a 10 años) de los índices VN, VS e IR, panel superior, medio e inferior, respectivamente. Como promedio regional, se observa una ausencia de tendencia significativa en la precipitación para los últimos cuarenta años en la RPA tanto en verano como en invierno. Esto puede deberse a la conjunción de dos factores: uno, se trata de un período donde ya la fase húmeda está instalada, y dos, la última década del registro presenta valores que tienden a decrecer tanto para el semestre cálido como para el frío en toda la RPA. Cada uno de los índices muestra oscilaciones diversas en baja frecuencia (Fig. 8 panel derecho), que en ciertas décadas están en fase. Asimismo las series de verano están en fase en la baja frecuencia en las dos primeras décadas, mientras que desde mediados de los ochenta las fases se oponen. Nótese que el índice VN e IR están en fase coherente desde comienzos de los ochenta hasta el final del registro.

3.6. Ciclos dominantes en la precipitación estacional

A fin de identificar los cuasi-ciclos de baja frecuencia presentes en las series de índices regional VN, VS e IR, las mismas se estudian mediante el análisis espectral de Blackman-Tukey. El análisis de espectros se realizó utilizando una ventana de Hamming con bandas de significancia al 90 % de confianza. En la Figura 9a se observa el espectro de ondas para el índice VN. En este caso, podemos observar un máximo significativo a más del 90 % ubicado hacia los 7 años, y otro de menor significancia ubicado alrededor de los 4 años. El espectro nulo asociado es de ruido blanco markoviano con $r_1 = 0,23$ no significativamente distinto de cero para el nivel de 95 %. La Figura 9b muestra el espectro de ondas del índice VS. En él puede observarse que en las menores frecuencias aparecen picos hacia los 9 y 18 años. Luego la energía espectral presenta otros dos máximos secundarios: el primero hacia los 3 años y el segundo, levemente más intenso, hacia los 2 años. El coeficiente de autocorrelación de lag 1 es $r_1 = 0,12$ no significativo al 99 % indicando

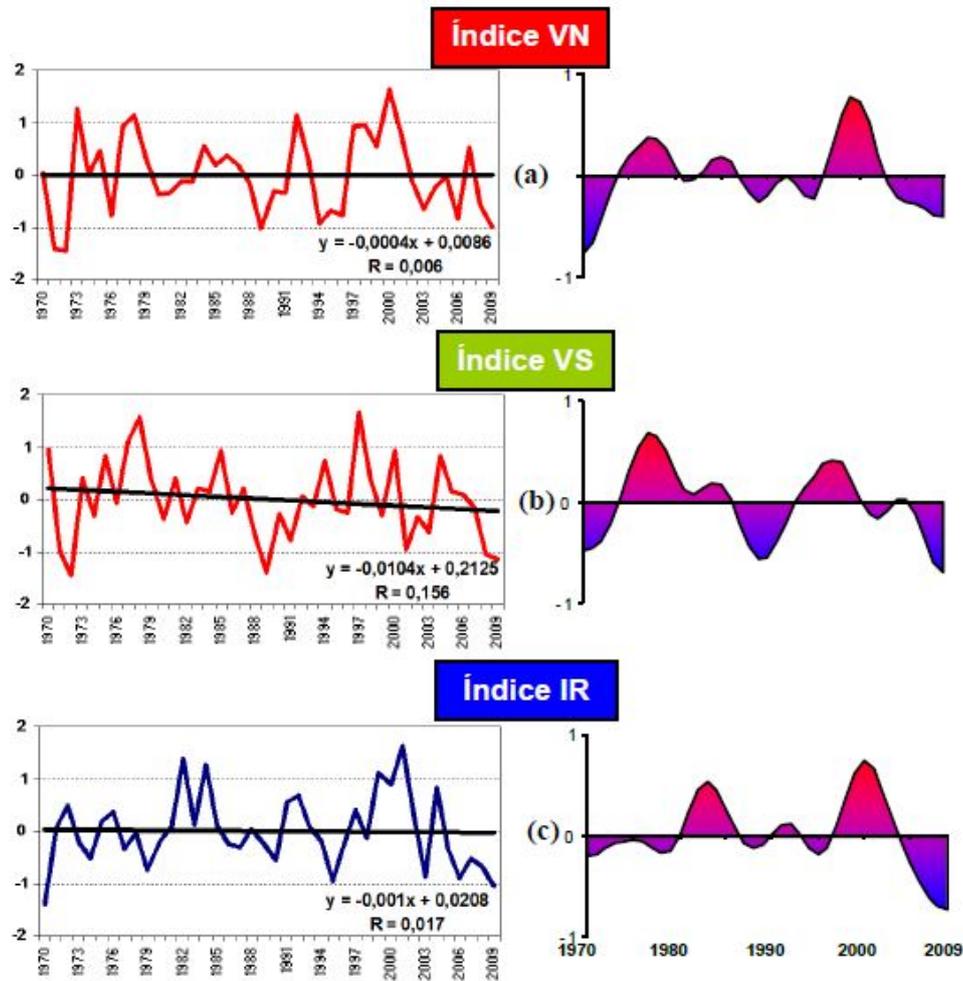


Figura 8: Panel superior (a) corresponde al Índice Verano Norte (VN); panel medio (b), Índice Verano Sur (VS) y panel inferior (c), Índice Invierno (IR). A la izquierda la serie estandarizada con su recta de tendencia lineal, ecuación y coeficiente de correlación. A la derecha se muestra el suavizado utilizando la ventana de Hamming de 9 términos.

espectro teórico de ruido blanco de Markov. En la Figura 9c se muestra el espectro para el único índice regional de invierno (IR). Notamos un pico espectral, significativo al 90 % alrededor de 9 años. Otros cuasi-ciclos, aunque de menor significancia, aparecen hacia los 4 y 2 años. Nuevamente el espectro teórico es de ruido blanco ya que el coeficiente de autocorrelación de lag 1 $r_1=0,22$ no es distinto de cero para una significancia de $\alpha = 0,05$.

El análisis de las ondas temporales muestra que para el índice VN dominan cuasi-ciclos que podrían estar asociados a la baja frecuencia del

ENOS (4-7 años, Penland y otros 2010). Para el índice VS, si bien las densidades espectrales carecen de significancia para el nivel propuesto, se insinúan cuasi-ciclos en torno a los 2-4 años, 9 y 18 años. El cuasi-ciclo de 2-4 años podría estar asociado a la alta frecuencia del fenómeno ENOS (Penland y otros 2010). El cuasi-ciclo en torno a los 9 años podría estar asociado a efectos sobre el sistema climático del movimiento del baricentro del sol. Por ejemplo, Antico y Kröhling (2011) muestran una conexión entre el movimiento solar y las descargas del río Paraná en la banda de 9 años. El cuasi-ciclo de 18 años es destacable porque también está presente en el registro de

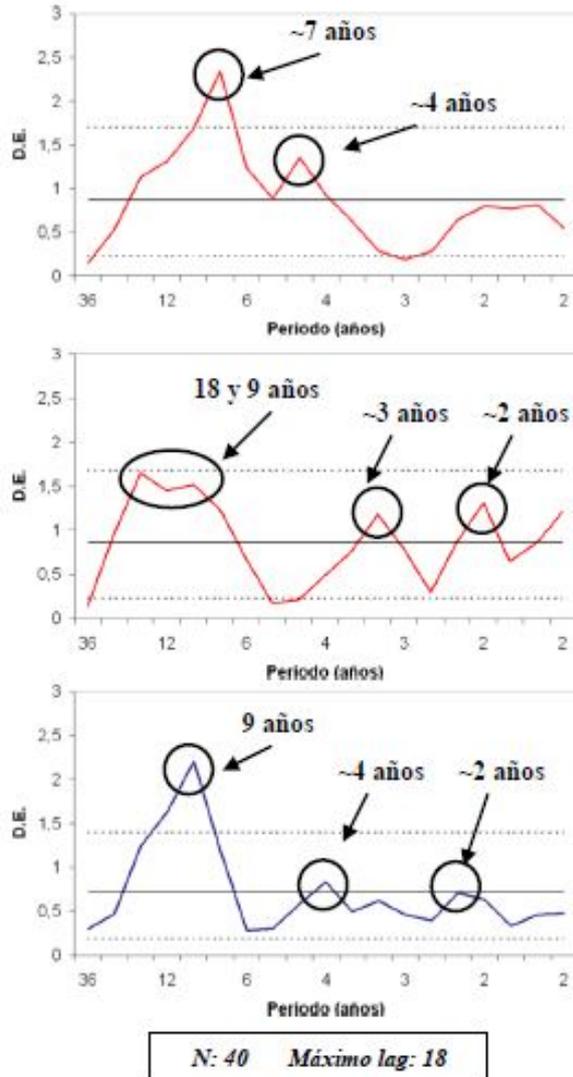


Figura 9: Espectro de Blackman-Tukey con ventana de Hamming para los distintos índices, continuo nulo (línea sólida negra) de ruido blanco de Markov y niveles de significancia (línea punteada negra) al 90% a) VN b) VS c) IR. Ordenada al origen, densidad espectral. Abscisa, periodo en años.

más de 100 años de la precipitación de la RCO estudiada por Agosta y Compagnucci (2012). Según Agosta (2013) este cuasi-ciclo presente en la precipitación está asociado a la modulación lunar del ciclo nodal (18,6 años) que influye en las TSM y la circulación troposférica del sudoeste del Atlántico Sur, los cuales en última instancia influyen sobre la precipitación en la RCO. Cabe preguntarse si esta influencia lunar también podría extenderse hacia el sur de la RPA. Para el índice IR el cuasi-ciclo de 9 años es significativo y por tal motivo este índice sería el más adecuado para estudiar cualquier posible vínculo entre la precipitación invernal de la RPA y el Sol.

3.7. La precipitación en la RPA, la circulación troposférica asociada y sus forzantes

A esta altura del análisis cabe preguntarse por los posibles forzantes del sistema atmósfera-océano vinculados con las variaciones interanuales de la precipitación estacional en la RPA. La relación se explora mediante la estimación de mapas de correlación entre los índices VN, VS e IR con la función corriente (PSI) en niveles σ 0,8458 y 0,2582, el viento zonal en 300hPa, y la TSM para el período 1969-2009.

3.7.1. Verano en la subregión norte

La Figura 10 muestra el mapa de correlación entre el índice VN y la PSI en tropósfera superior (nivel σ 0,2582, Figura 10a) y en tropósfera inferior (nivel σ 0,8458, Figura 10b), la TSM en la cuenca del Pacífico tropical-ecuatorial (Figura 10c) y el viento zonal en 300hPa (Figura 10d). Es evidente que la precipitación en la subregión norte durante el verano está asociada a centros de acción de signos opuestos cuya mayor magnitud se encuentra en latitudes ecuatoriales y tropicales del Pacífico central que muestran una estructura espacial de onda tanto en tropósfera superior como en tropósfera inferior (Figs. 10a y 10b). Estos centros de acción reflejan amplitudes anómalas de función corriente que se extienden simétricamente respecto del ecuador

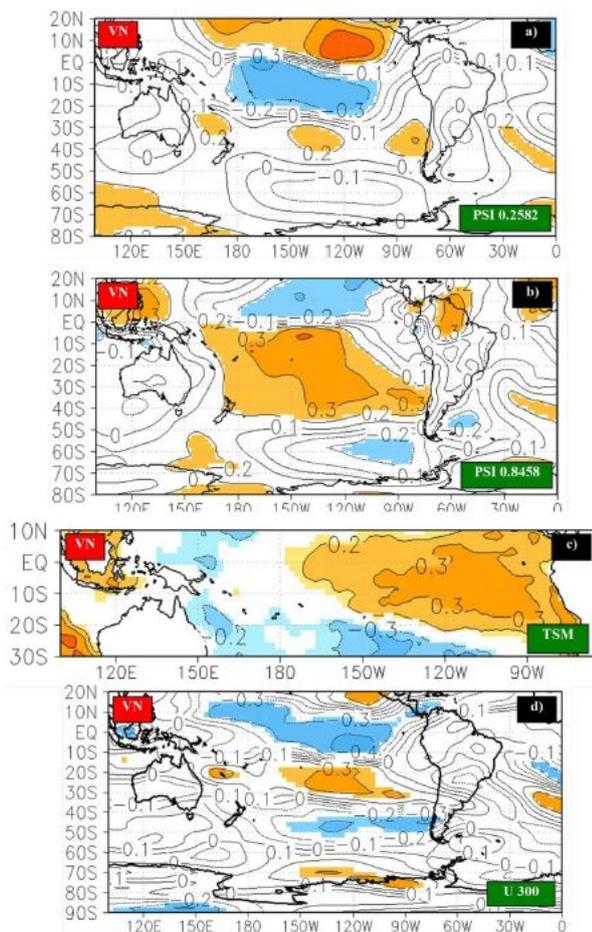


Figura 10: Mapa de correlación entre el índice V y a) función corriente en el nivel σ 0,2582, b) función corriente en el nivel σ 0,8458, c) TSM y d) viento zonal en 300hPa. Sombreados: significancia al 90 y 95 % (gama amarillo: valores positivos; y gama azul: valores negativos).

hacia las altas latitudes. La región fuente de la cual emanan estas anomalías es el Pacífico ecuatorial central oriental. En concordancia, la correlación entre el índice VN y la TSM muestra un importante centro de acción (correlación significativa) en una amplia región del Pacífico ecuatorial-tropical central-oriental (Fig 10c).

Cabe destacar que la propagación meridional de anomalías en forma simétrica respecto del ecuador es una característica típica de un calentamiento anómalo en el Océano Pacífico ecuatorial, y que frecuentemente está asociado al

fenómeno ENOS en la escala interanual (Seager et al, 2005). En este sentido, el área del centro de acción en el campo de TSM incluye el sector oceánico asociado al fenómeno ENOS. Sin embargo, el mismo es insuficiente para explicar la variabilidad interanual completa de la precipitación, dado el bajo valor de coeficiente de correlación entre VN y el índice oceánico Niño 1+2 y Niño 3.4 que es de 0,28 siendo significativo al 90 % de confianza pero explicando poca variabilidad; mientras que con el Niño 4 es 0,18, carece de significancia para el nivel propuesto (con el índice atmosférico IOS, la correlación es -0.31, significativo al 90 % de confianza). Por otro lado, estas anomalías en la circulación de la celda de Hadley inducidas por TSM anómalas fuerzan la circulación troposférica, modulando la corriente en chorro subtropical en las inmediaciones del sur de Sudamérica (Fig 10d). Se sabe que en las latitudes subtropicales y medias del Hemisferio Sur en la cuenca del Pacífico, las corrientes en chorro son conducentes de las perturbaciones transientes (guías de “stormtracks”. Inatsu y Hoskins, 2004). Consecuentemente estos procesos claramente están influenciando la precipitación de verano del norte de la RPA.

3.7.2. Verano en la subregión sur

La Figura 11 muestra el mapa de correlación entre el índice VS y la PSI en tropósfera superior (nivel σ 0,2582, Figura 11a) y en tropósfera inferior (nivel σ 0,8458, Figura 11b) y la TSM en la cuenca del Pacífico tropical-ecuatorial (Figura 11c) y el viento zonal en 300hPa (Figura 11d). De las figuras se destaca que los centros de acción asociados a la precipitación durante el verano en la subregión sur describen amplitudes en la circulación troposférica tanto inferior como superior, similares a las descritas para la subregión norte, con la diferencia que la región fuente de la cual emanan estas amplitudes anómalas está ligeramente desplazada hacia el oeste, sobre el Pacífico central occidental, y las amplitudes del flujo rotacional de masa están zonalmente más alargadas (Figs. 11a y 11b). Concordantemente,

el campo de correlación con las TSM, muestra una mayor extensión hacia el oeste de las amplitudes en unos 20° de longitud sobre el Pacífico ecuatorial central respecto del VN (Fig. 11c). Estas áreas de correlación significativa también coinciden con el sector oceánico asociado a actividad del fenómeno ENOS. Al igual que en VN, el ENOS es insuficiente para explicar la variabilidad interanual completa de la precipitación. El coeficiente de correlación entre VS y el índice atmosférico IOS es -0.35, significativo al 90 % de confiabilidad (con los otros índices ENOS, Niño 1+2, Niño 4 y Niño 3.4 la relación carece de significancia para este nivel). También aquí las amplitudes anómalas sobre la cuenca del Pacífico Sur de la función corriente modulan significativamente la corriente en chorro subtropical y polar (Fig. 11d), con la subsecuente influencia en la posición de los “stormtracks” incluso bastante corriente abajo hasta el Atlántico Sur.

Regionalmente, en niveles bajos de tropósfera, los centros de acción reflejan modulación de la amplitud de la función corriente hacia el sudoeste del pasaje de Drake, sobre el Océano Antártico (Fig. 11b). Por lo tanto, el signo negativo (positivo) del centro de acción en el campo de función corriente en las inmediaciones del sur de Sudamérica implica condiciones estacionales de actividad anticiclónica (ciclónica) incrementada que puede estar modulando en baja frecuencia los transientes en altas latitudes, y su consecuente ingreso anómalo de humedad, asociado a vientos zonales anómalos, desde el sudoeste del Atlántico Sur hacia la RPA (figuras no mostradas).

3.7.3. Invierno en la RPA

La Figura 12 muestra el mapa de correlación entre el índice IR y la PSI en troposfera superior (nivel σ 0,2582, Figura 12a) y en troposfera inferior (nivel σ 0,8458, Figura 12b) y la TSM en la cuenca del Pacífico tropical-ecuatorial (Figura 12c) y el viento zonal en 300hPa (Figura 12d). En ella se aprecia que los principales centros de acción del campo de PSI en el nivel σ 0,2582 conectan el sur de Sudamérica con el sector

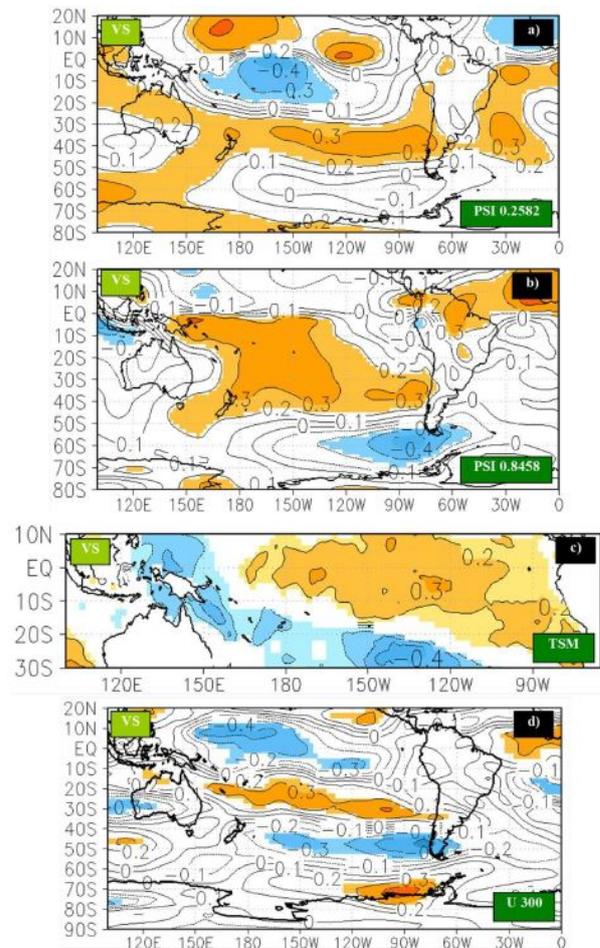


Figura 11: Ídem Fig. 10, pero para el índice VS.

Pacífico ecuatorial occidental. El centro de acción localizado en las latitudes medias del Pacífico Sur, si bien presenta correlaciones con faltas de significancia en sigma 0,25 (estas sí resultan significativas en capas bajas, sigma 0,85), pone en evidencia una estructura espacial de tren de ondas. Este centro de acción se torna significativo en el campo de correlaciones entre IR y altura geopotencial en 300 hPa (Fig. 13), corroborando la estructura ondulada del campo de rotacional del viento en troposfera superior asociado a la precipitación invernal en la RPA. Una hipótesis que se plantea es que esta estructura ondulada corresponde a propagación de ondas cuasi-estacionarias de Rossby, que emanarían desde las latitudes tropicales y ecuatoriales del Pacífico occidental. Las correlaciones obtenidas

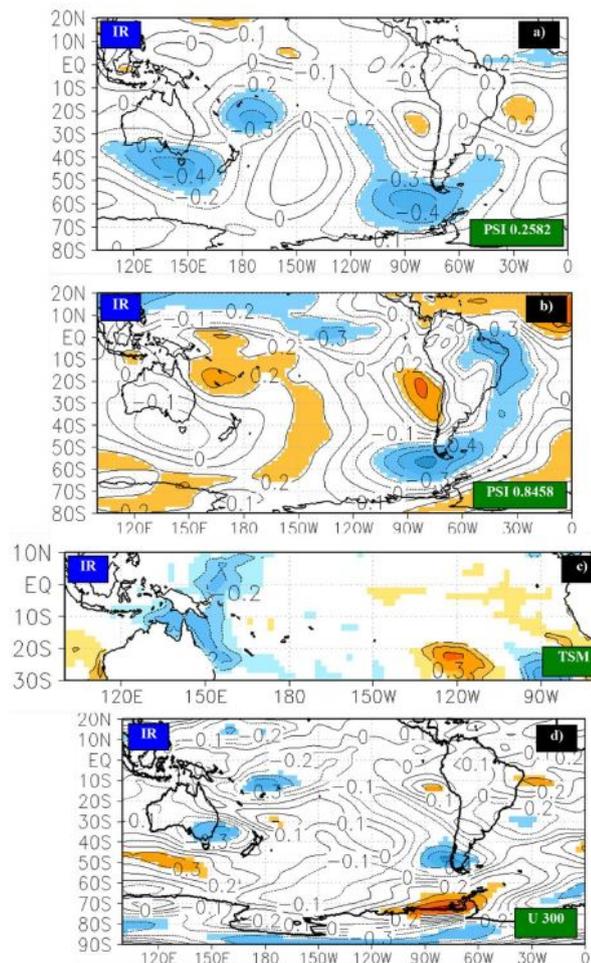


Figura 12: Ídem Fig. 10, pero para el índice IR.

entre la TSM y el índice IR localizadas sobre este sector oceánico son significativas (Fig. 12c), lo cual sugiere la posibilidad de la presencia de anomalías de convección profunda inducidas por anomalías de la TSM en esa aguas del Pacífico, que en última instancia perturban en escala estacional el potencial de velocidad de la troposfera superior, dando origen a la propagación de ondas de Rossby hacia los extratropicos.

Regionalmente los centros de acción del campo rotacional del viento en toda la tropósfera perturban estacionalmente el flujo de los oestes (Figs. 12 a y b), pudiendo dar lugar a anomalías de la actividad transiente ciclónica o anticiclónica sobre el área del sur de Sudamérica. En tropósfera

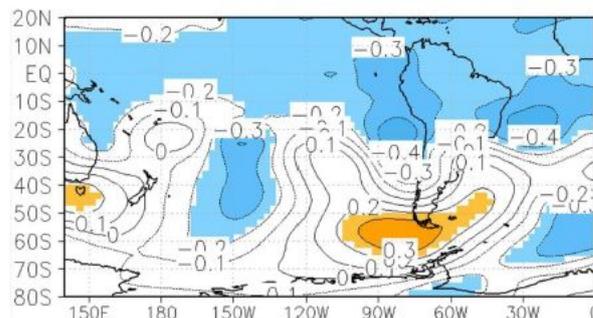


Figura 13: Campo de correlación entre el índice IR y la altura de geopotencial en 300hPa. Sombreados: significancia al 90 y 95 % (gama amarillo: valores positivos; y gama azul: valores negativos).

superior, la estructura meridional a lo largo de 80°O, a barlovento de Los Andes, es del tipo bloqueo del flujo de los oestes (Fig. 12 d). En tropósfera baja esta configuración resulta en un localizado efecto sobre el campo estacional del viento zonal, como lo refleja el centro de acción (correlaciones significativas) del campo de vientos zonal que está localizado sobre el sur-sudoeste de Sudamérica (Fig. no mostrada). Por tanto la presencia de viento zonal anómalo en escala estacional se vincularía a un consecuente ingreso anómalo de humedad, asociado a vientos zonales anómalos, desde el sudoeste del Atlántico Sur hacia la región RPA.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Este trabajo ha tenido como objetivo definir las características del régimen de precipitación a lo largo del ciclo anual en la RPA a partir de estaciones meteorológicas seleccionadas en la región. A su vez, se ha buscado comprender el comportamiento temporal de la precipitación estacional en escalas interanual y de menores frecuencias. Además se ha examinado por primera vez la relación entre la precipitación y la circulación de la tropósfera y la temperatura superficial del mar. De esta manera se ha podido definir cuáles son los procesos atmosféricos-oceánicos a gran escala que producen precipitación en la región.

El análisis del ciclo anual para las estaciones individuales revela que la mayoría de las estaciones meteorológicas en la RPA presentan máximos de precipitación en marzo y en menor proporción de ocurrencia en los meses de la primavera tardía (noviembre y diciembre). Malargüe y Maquinchao, excepcionalmente muestran un máximo invernal. Estas estaciones en los bordes exteriores de la RPA puede que respondan a otro régimen. Para la mayor parte de las estaciones meteorológicas de la región, el acumulado de precipitación entre octubre y marzo (semestre cálido) es significativamente distinto y superior al acumulado de precipitación para la estación fría (abril – septiembre), sugiriendo asimismo que responden a distintos procesos atmosféricos.

De las estaciones analizadas, 5 presentan registros de 88 años (1921-2009), lo cual permitió evaluar la tendencia secular y los cambios interdecadales. Estas estaciones representan la porción centro-norte y centro-este de la provincia de La Pampa. El cambio de la precipitación debido a tendencia lineal es significativo en el periodo para el semestre cálido y representa un aumento de un 44% de la media regional. Este resultado es consistente con tendencias positivas observadas en gran parte de la Argentina subtropical, detectada por otros autores (Barros et al, 1996, 2000; Minetti et al, 2003; Liebmann et al, 2004; Boulanger et al, 2005; Haylock et al., 2006, Perez y Sierra 2012).

El cambio de verano hacia valores positivos irrumpe en casi todas las estaciones de largo registro en la década de los setenta, con excepción de Guatraché en el límite este de la región, para la cual ocurre en la década de los sesenta. Este cambio brusco ha producido una larga fase húmeda en la región que ha favorecido el conocido desarrollo agropecuario de las últimas décadas (Viglizzo y Frank 2006). El resultado es consistente con lo hallado por otros autores que mostraron que el cambio de los sesenta se encuentra en las regiones centro este de La Pampa y sudoeste de la Provincia de Buenos Aires y el de los setenta, hacia las estaciones en

el centro-norte de La Pampa (Minetti y otros 2003, Pérez y Sierra 2012). Por la simultaneidad, el cambio de la década del setenta podría estar asociado al cambio de las condiciones medias de la TSM del Pacífico central ecuatorial, fenómeno de cambio global conocido como la transición climática de 1976/77 (Ebbesmeyer y otros 1991, Agosta y Compagnucci 2008b), que también ha afectado a la variabilidad de la precipitación en la RCO por cambios en las teleconexiones (Agosta y Compagnucci 2012).

Al analizar el período en común entre todas las estaciones (1969-2009), es decir dentro de la fase prolongada húmeda, se encuentra que en el sector centro-norte de la RPA hay un aumento (disminución) de las precipitaciones de verano (invierno), lo cual exacerba el ciclo anual en esta área. Hacia el centro-sudoeste de la RPA, los cambios son negativos y significativos, tanto en verano, como en invierno. Cabe destacar que para todas las estaciones de la RPA tanto el semestre frío, como para el semestre cálido, la década del dos mil parecería invertir el signo de la tendencia, sin embargo no es posible cuantificarla estadísticamente aun. Tal vez forme parte de la variabilidad decadal.

Respecto a la coherencia espacial y temporal, se ha encontrado que las estaciones dentro de la región RPA pueden agruparse en dos subregiones distintas, norte y sur, en el semestre cálido. Esta distinción en subregiones permitió encontrar características diferenciales de la circulación troposférica asociadas a la precipitación. Para el semestre frío, toda el área parece comportarse como una única región respecto a la variabilidad de la precipitación. A partir de ello, se han diseñado tres índices de precipitación para las subregiones norte (VN), sur (VS) e invierno (IR) como el promedio areal de las series temporales tipificadas en cada una de esas subregiones.

La exploración de la circulación troposférica a partir de los campos de correlación con función corriente, geopotencial, viento zonal y TSM reveló que la variabilidad interanual de la precipitación en la RPA estaría modulada

en escala regional por teleconexiones remotas trópico-extratropical. Los campos de correlación de la precipitación y la circulación de tropósfera previamente analizados no muestran ninguna estructura anular hemisférica, por lo que se descartaría cualquier posible influencia de la variabilidad del MAS.

En verano tanto para la subregión norte como la sur, el mecanismo de interacción sugerido es la modulación de la corriente en chorro subtropical en toda la cuenca del Pacífico Sur hasta las inmediaciones de Sudamérica, generada por la circulación meridional e inducida por anomalías en la circulación de la celda de Hadley sobre la cuenca del Pacífico ecuatorial central. La diferencia entre la subregión sur respecto de la subregión norte parece ser la localización más hacia el este del centro de acción de TSM en el centro del Pacífico ecuatorial. La estructura espacial de las TSM estaría fuertemente asociada al ENOS, sin embargo no se reduciría plenamente a la ocurrencia de estos eventos, dado que la correlación con los índices Niño 1+2, 3, 3.4 y 4 son débiles. El análisis de las ondas temporales muestra que para la precipitación en la subregión norte dominan cuasi-ciclos que podrían estar asociados a la baja frecuencia del ENOS (4-7 años. Penland y otros 2010). Para la precipitación en la subregión sur, se insinúan cuasi-ciclos en torno a los 2-4 años, que podría estar asociado a la alta frecuencia del fenómeno ENOS (Penland y otros 2010). Posiblemente, las señales encontradas responden a la combinación de otras variabilidades típicas de la convección tropical en la escala intraestacional (Lau y Waliser, 2012). Estas hipótesis requieren ser estudiadas en detalle.

En invierno, la teleconexión estaría dada a través de la propagación de ondas cuasi estacionarias de Rossby, posiblemente asociadas a áreas de convección anómalas próximas a la región ecuatorial del Pacífico occidental. Los centros de acción de esta onda estacionaria en las inmediaciones de Sudamérica generarían una perturbación del tipo bloqueo en los oestes lo largo del meridiano 80°O. Se requiere mayor

análisis para la identificación de las fuentes de ondas de Rossby y de las condiciones medias del flujo que la propician (variaciones del potencial de velocidad en tropósfera superior y de la vorticidad relativa).

El análisis espectral de la precipitación estival en la subregión sur sugirió la existencia de dos cuasi- ciclos, uno de 9 años (decadal) y otro de 18 años (bidecadal). El cuasi ciclo de 9 años resulta significativo para el invierno en toda la RPA y podría estar asociado a efectos sobre el sistema climático del movimiento del baricentro del sol. En este sentido, Antico y Kröhling (2011) mostraron una conexión entre el movimiento solar y las descargas del río Paraná en la banda de 9 años. Cualquier vinculación entre la precipitación en la RPA y el movimiento del baricentro del sol requiere de mayor análisis. Es destacable que la oscilación bidecadal también está significativamente presente en el registro de la precipitación de más de 100 años en la RCO estudiada por Agosta y Compagnucci (2012). Según Agosta (2013) la fluctuación bidecadal está asociada a la modulación lunar del ciclo nodal (18.6 años) que influye en las TSM y la circulación troposférica del sudoeste del Atlántico Sur, los cuales en última instancia influyen sobre la precipitación en la RCO. La posible influencia lunar sobre la precipitación en la subregión sur de la RPA es una hipótesis para seguir investigando.

En futuros trabajos, además de abordar las hipótesis planteadas anteriormente, se hará énfasis en la relación entre la precipitación en la RPA y la circulación troposférica en otras escalas espacio- temporales, como ser la escala sinóptica y la intraestacional, en las cuales los forzantes remotos identificados durante el período de la prolongada fase húmeda imprimirían características distintivas. Finalmente surge la pregunta acerca de la permanencia de las teleconexiones remotas encontradas para este período durante los períodos anteriores caracterizados por prolongada sequía, ya sea con menores amplitudes o con signo inverso, o bien, si se establecieron conexiones distintas cambiando los forzantes involucrados. Responder a estos

interrogantes será crucial para comprender la evolución futura de la variabilidad en baja frecuencia de la precipitación en la región.

Agradecimientos: A los proyectos del CONICET PIP 112-2009-0100439 y PIP 114-201001-00250, de la Universidad de Buenos Aires UBACyT 2002-010010104, de la Universidad Tecnológica de San Nicolás PID-UTN 1351. Especial gratitud a la Orden del Carmen por su ayuda en todo sentido.

REFERENCIAS

- Agosta, E. A., Compagnucci, R.H., Vargas, M.W., 1999: Cambios en el Régimen Interanual de la Precipitación Estival en la Región Centro-Oeste Argentina. *Meteorologica.*, v.24, n.1 y 2, p.63 - 84, ISSN/ISBN: 0325187X.
- Agosta, E. A., Compagnucci, R.H. 2008a: The 1976/77 Austral Summer Climate Transition Effects on the Atmospheric Circulation and Climate in southern South America. *Journal of Climate*. DOI: 10.1175/2008JCLI2137.1
- Agosta, E. A., Compagnucci, R. H., 2008b: Procesos atmosféricos/oceánicos de baja frecuencia sobre la cuenca sudoeste del Atlántico Sur y la variabilidad de la precipitación en el centro-oeste de Argentina, *Geoacta*, 33, 21-31.
- Agosta, E. A., Compagnucci, R. H 2012: Central West Argentina summer precipitation variability and atmospheric teleconnections. *Journal of Climate*. Doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00206.1>
- Agosta E., 2013: The 18.6-year nodal tidal cycle and the bi-decadal precipitation oscillation over the plains to the East of subtropical Andes, South America. *Intl. J Climate* 2013 DOI: 10.1002/joc.3787
- Aravena y Luckman (2009) Spatio-temporal rainfall patterns in Southern South America *Int. J. Climatol.* 29: 2106–2120.
- Barros, V., Castañeda M. E., y Doyle, M.: 2000. Recent precipitation trends in southern South America east of the Andes: An indication of climatic variability. Southern Hemisphere paleo and neo-climates, P. P. Smolka and W. Volkheimer, Eds., Springer-Verlag.
- Barros, V., Doyle M., Camilloni, I. 2008: Precipitation trends in Southeastern South America: Relationship with ENSO phases and low-level Circulation. *Theoretical and Applied Climatology* 93 (1,2):19-33.
- Bjerknes, J. 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18: 820–829. doi: 10.1111/j.2153-3490.1966.tb00303.x
- Bjerknes, J, 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. 1. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 163–172. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2)
- Boulanger, J. P., J. Leloup, O. Penalba, M. Rusticucci, F. Lafon, and M. Vargas, 2005: Observed precipitation in the Paraná-Plata hydrological basin: Long term trends, extreme conditions and ENSO teleconnections. *Climate Dyn.*, 24, 393–413.
- Canavos G. C.: Probabilidad y estadística: Aplicaciones y métodos, primera edición. Ed McGraw Hill 1988, 651pp. Referencias -115-
- Compagnucci, R. H. y Agosta, E. A., 2008: La precipitación de verano en el centro-oeste de Argentina y los fenómenos interanual El Niño/Oscilación Sur (ENOS) e interdecádico "tipo.^{ENOS}. *Geoacta* [online]. 2008, vol.33, pp. 97-103. ISSN 1852-7744.
- Doyle, M., Barros, V., 2002: Midsummer Low-Level Circulation and Precipitation in Subtropical South America and Related Sea Surface Temperature Anomalies in the South Atlantic. *Journal of Climate*, 15, 3394-3409
- Ebbesmeyer C.C., Cayan D.R., McLain D.R., Nichols F.H., Peterson D.H. and Redmond T. 1991: 1976 Step in the Pacific Climate: Forty environmental changes between 1968-1975 and 1977-1984. *Proceeding of the 7th Annual Pacific Climate PACLIM, Workshop*, April 1990, Eds. Betancourt, J.L. y V.L. Tharp, Californian Dep. of Water Resources, Interagency Ecological Studies Program, Tech. Rep. 26, 115-126.

- Haylock, M. R., and Coauthors, 2006: Trends in total and extreme South American rainfall in 1960–2000 and links with sea surface temperature. *J. Climate*, 19, 1490–1512.
- Hoffmann J. A. J., 1992: The continental atmospheric pressure and precipitation regime of South America. *Erdkunde* 46, 42–51.
- Inatsu, Masaru, Brian J. Hoskins, 2004: The Zonal Asymmetry of the Southern Hemisphere Winter Storm Track. *J. Climate*, 17, 4882–4892. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-3232.1>
- IPCC, 2013: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jenkins y Watts 1968: *Spectral Analysis and its Applications*, Eds. Holden-Day, 552p.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437–471.
- Kottek, M., Grieser J., Beck C., Rudolf B. y Rubel F., 2006: World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorol. Z.*, 15, 259-263. DOI: 10.1127/0941-2948/2006/0130.
- Krepper, C. M., Scian, B. V. y Pierini J. O. 1989: Time and space variability of rainfall in central- east Argentina. *J of Climate*, 2, 39-47
- Lau, Ngar-Cheung, Mary Jo Nath, 1 6 The Role of the “Atmospheric ridge” in Linking Tropical Pacific ENSO Events to Extratropical SST Anomalies. *J. Climate*, 9, 2036– 2057. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-442\(1996\)009<2036:TROTBI>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-442(1996)009<2036:TROTBI>2.0.CO;2)
- Lau W. y Waliser D. 2012: *Intraseasonal variability atmosphere-ocean system* (second edition), Ed.Springer. 613p
- Liebmann, B., and Coauthors, 2004: An observed trend in central South American precipitation. *J. Climate*, 17, 4357–4367.
- Marshall G. J. 2003: Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses. *J. of Climate* 16 4134-4143.
- Minetti, J.L. y Vargas, W.M. 1998: Trends and jumps in the annual precipitation in South America, south of the 15°S. *Atmósfera* (México), 11, 205- 221.
- Minetti, J. L., Vargas, W. M., Poblete, A. G., Acuña, L. R. y Casagrande, G. 2003: Non linear trends and low frequency oscillations in annual precipitation over Argentina and Chile, 1931-1999. *Atmósfera* 16 pp. 119-135
- Mitchell, J.M.; Dzerdzeevskii, B.; Flohn, H.; Hofmeyr, W.L.; Lamb, H.H.; Rao, K.N. y Wallén, C.C. 1966: *Climatic Change, Technical Note No. 79, WMO* 80p.
- Mo, Kingtse C., 2000: Relationships between Low-Frequency Variability in the Southern Hemisphere and Sea Surface Temperature Anomalies. *J. Climate*, 13, 3599–3610. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<3599:RBLFVI>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<3599:RBLFVI>2.0.CO;2)
- Önöz, B., Mehmet cik Bayazit, 2003: The Power of Statistical Tests for Trend Detection. *Turkish J. Eng. Env. Sci.* 27 (2003), 247-251.
- Panofsky. H. y Brier, G. 1958: *Some applications on statistics to Meteorology*. College of Mineral Industries, The Pennsylvania State University, 223p.
- Penland, C., De Zheng Sun, Antonietta Capotondi y Daniel J. Vimont 2010: A brief introduction to The Niño and La Niña 53-64 en *Climate Dynamics: Why does climate vary?*, editors: De-Zheng Sun y Frank Bryan. American Geophysical Union, 2010 216pp.
- Pérez S., Sierra E., López E., Nizzero G., Momo F. y Massobrio M. 2011: Abrupt changes in rainfall in the Eastern area of La Pampa Province, Argentina, *Theor Appl Climatol* (2011) 103:159– 165. DOI 10.1007/s00704-010-0290.
- Pérez, S. y Sierra, E. 2012: Changes in rainfall patterns in the eastern area of La Pampa province, Argentina. *Ambi-Agua, Taubaté*, v. 7, n. 1, p. 24-35, 2012. (<http://dx.doi.org/10.4136/ambi-agua.692>).
- Russián G., Agosta, E. A., Compagnucci, R. H

- 2010: Variabilidad interanual a interdecádica de la precipitación en Patagonia Norte. GEOACTA, vol. 35 (2), 27-43.
- Salby, M.L 2012: Physics of the Atmosphere and Climate. Cambridge University Press, 666pp.
- Schwerdtfeger, W. 1976: Climates of Central and South America. In World Survey of Climatology (Schwerdtfeger, W.; editor). Elsevier Scientific Publishing Company, p. 145. Amsterdam-Oxford- New York
- Taschetto, A.S. y Tercio Ambrizzi 2011: Can Indian Ocean SST anomalies influence South American rainfall? Clim. Dyn. DOI: 10.1007/s00382-011-1165-3.
- Viglizzo, E.F., Frank, F.C. 2006: Ecological interactions, feedbacks, thresholds and collapses in the Argentine pampas in response to climate and farming during the last century. Quaternary International 158, Canadá: 122-126.
- White W. B. 2004: Comments on “synchronous variability in the Southern Hemisphere Atmosphere, Sea, Ice and Ocean resulting from Annular Mode”. Am. Met. Soc. 17, 224-2254.
- Webster, R. y T.M. Burges 1980. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. III. Changing drift and universal kriging. J. Soil Sci. 31: 505-524.
- Wilks, D.S. 2006: Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, Elsevier, 628pp.

Este es un artículo de acceso abierto distribuido bajo la licencia Creative Commons, que permite el uso ilimitado, distribución y reproducción en cualquier medio, siempre que la obra original sea debidamente citada.

EXPLORANDO TEMPERATURAS MÁXIMAS Y MÍNIMAS EN DIFERENTES REANÁLISIS. PARTE 1: CAMPOS MEDIOS ESTACIONALESPablo Gabriel Zaninelli^{1,3}, Andrea Fabiana Carril^{1,3} y Claudio Guillermo Menéndez^{1,2,3}¹Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA), CONICET-UBA, Buenos Aires, Argentina²Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (DCAO), FCEN, Universidad de Buenos Aires, Argentina³UMI IFAECI/CNRS, Buenos Aires, Argentina

(Manuscrito recibido el 28 de agosto de 2013, en su versión final el 1 de julio de 2014)

RESUMEN

Con la motivación de que a menudo se emplean reanálisis para estudiar el clima regional aun cuando no es clara la magnitud de sus errores, en este artículo se explora la incertidumbre inherente a utilizar datos de reanálisis de temperatura máxima y mínima en el sudeste de Sudamérica. Se comparan campos medios observacionales de TX (verano) y TN (invierno) (Tencer y otros, 2011), tres diferentes reanálisis multidecádicos (NCEP, ERA40 y 20CR) y cuatro modelos climáticos regionales (LMDZ, PROMES, RCA y REMO). El reanálisis más aceptable para representar el campo medio de TX es ERA40, mientras que NCEP es el más aceptable para TN. El error del ensemble de reanálisis presenta magnitudes similares para ambas variables (errores menores a 4°C), pero la dispersión entre los reanálisis individuales es mayor en verano. La mayor dispersión entre reanálisis se encuentra en el centro de la Argentina en esa estación.

Se analizó también el balance de energía en superficie para los diferentes reanálisis, encontrándose que los procesos intervinientes en este balance impactan directamente sobre la temperatura. Los errores en la temperatura están, por lo tanto, en parte vinculados con errores en la determinación de los flujos de calor sensible y latente así como de la radiación neta.

La capacidad de los reanálisis y de los modelos regionales para representar la distribución geográfica de TX y TN se analizó mediante diagramas de Taylor. Los ensembles de reanálisis o de modelos regionales suelen tener mejores estadísticos en estos diagramas que los reanálisis o modelos individuales. Además, los estadísticos exhibidos en los diagramas de Taylor sugieren que los errores en la distribución geográfica de las anomalías espaciales de temperatura tienen una magnitud similar para los reanálisis y para los modelos regionales analizados.

Palabras clave: temperatura máxima, temperatura mínima, datos en puntos de reticulado, reanálisis, modelos climáticos regionales

EXPLORING MAXIMUM AND MINIMUM TEMPERATURES IN DIFFERENT REANALYSIS. PART 1: MEANS SEASONAL PATTERNS**ABSTRACT**

Reanalysis data are often used to carry out scientific research, although if it is not clear the extent their errors. This article explores the inherent uncertainty about using reanalysis data of maximum temperature and minimum in southeastern South America. It was compared seasonal mean fields TX (summer) and TN (winter) observed and interpolated grid points (Tencer et al., 2011), three different multidecadal-reanalysis (NCEP, ERA40 y 20CR) and four regional climate models (LMDZ, PROMES, RCA and REMO).

It was studied also the surface energy balance for each reanalysis and was found that the involved processes in this balance affect directly to the temperature. Errors in temperature are partially linked with errors arising from how regional climate models reproduce the sensible heat flux, latent heat flux and surface net radiation. The ability of the reanalysis and regional climate models to represent the geographical distribution of TX and TN it was analyzed through Taylor diagrams. Ensembles of reanalysis or ensembles of regional climate models usually have better statistics in these diagrams than individual reanalysis or models. Moreover, the statistics shown by the Taylor diagrams suggest that errors in the geographical distribution of spatial anomalies of temperature of both reanalysis and regional climate models have similar magnitudes.

Keywords: maximum temperature, minimum temperature, gridded dataset, reanalysis, regional climate models

1. INTRODUCCIÓN

La mayoría de las investigaciones sobre variabilidad climática y tendencias en la temperatura en el Sudeste de Sudamérica (SESA) se basan en datos provenientes de estaciones meteorológicas (e.g. Hoffmann y otros, 1997; Vincent y otros, 2005; Rusticucci y Barrucand, 2004; Vargas y Naumann, 2008). Los registros de observaciones utilizados en estos estudios incluyen información en general de las últimas cuatro o cinco décadas. Sin embargo, en nuestra región pocas estaciones poseen datos cubriendo períodos largos y su distribución espacial es heterogénea. Las inhomogeneidades en las series también aportan un elemento adicional de reparo. Alternativamente, diferentes conjuntos de datos provenientes de reanálisis están siendo utilizados por la comunidad científica. Por supuesto, los reanálisis no deben ser interpretados como campos observacionales en puntos de retículo. Pero, dado que combinan información observacional de diferentes fuentes con un modelo que resuelve la dinámica y la física de la atmósfera y su interacción con la superficie, los reanálisis

proveen un marco teórico consistente para la evolución temporal de variables meteorológicas. Sus limitaciones están relacionadas con la calidad del modelo de circulación general, con las características de la metodología de asimilación de datos observacionales empleados, y con la cantidad y particularidades de las observaciones que se asimilan.

Una alternativa para el estudio de la variabilidad climática regional es emplear modelos climáticos (globales o regionales). En particular, los modelos climáticos regionales (RCMs) tienen mayor resolución que los modelos globales empleados por los reanálisis (desde este punto de vista, podrían aportar información con mayor detalle espacial y temporal que los reanálisis). Pero no asimilan observaciones. Sin embargo, los RCMs necesitan ser forzados a través de sus bordes laterales. Por lo tanto si en particular se emplean reanálisis como condiciones de borde, al menos las “paredes laterales” del dominio van a estar obligadas a seguir ese forzante “observacional”.

Algunos autores investigaron si los reanálisis

son útiles para el estudio de extremos de temperatura. Rusticucci y Kousky (2002) han reportado un buen acuerdo, tanto en las escalas temporales diarias como mensuales, entre los datos de estaciones meteorológicas y los datos del reanálisis NCEP sobre el centro y este de Argentina. Sin embargo, ese trabajo muestra que el reanálisis subestima/sobrestima la intensidad de eventos extremos cálidos/fríos sobre el norte y el sur/centro de Argentina. Por su parte, Dufek y otros (2008) han concluido que el reanálisis NCEP proporciona información útil sobre las series de temperatura mínima en Brasil. Sin embargo, han observado algunas discrepancias regionales cuando las tendencias son comparadas con diferentes conjuntos de datos (e.g., para el índice de noches frías sobre Argentina). Hofer y otros (2012) analizó el desempeño de cinco conjuntos de reanálisis (NCEP, ERA-int, JCDAS, MERRA, CFSR) como predictores de la temperatura diaria sobre una región en la Cordillera Blanca de Perú, concluyendo que el mejor predictor del dato real se obtiene a partir de la media entre los diferentes reanálisis. Otros trabajos comparan la representación de la temperatura de superficie en distintos conjuntos de datos de reanálisis sobre un dominio global o sobre otras regiones, e.g. Simmons y otros (2004), Flocas y otros (2005), Pohlmann y Greatbatch (2006), Ma y otros (2008), Mooney y otros (2011). También existen algunas referencias recientes analizó la capacidad de ensambles de RCMs forzados por reanálisis para simular la temperatura en SESA (e.g., Menéndez y otros, 2010; Carril y otros, 2012; Solman y otros, 2013), no obstante, estos artículos se concentraron mayormente en el análisis de la capacidad de los modelos para simular la precipitación.

A menudo no es clara cuál es la magnitud de los errores asociados con los reanálisis. Este problema impacta negativamente en las investigaciones sobre variabilidad climática y en validación de modelos climáticos. Motivados por la reciente disponibilidad para la región SESA de un conjunto de datos diarios observacionales en puntos de retículo de temperaturas máxima y mínima (Tencer y otros, 2011), el principal

objetivo de este artículo es explorar la incertidumbre inherente en el uso de datos de temperatura provenientes de reanálisis en esa región. Un objetivo secundario es comparar esa incertidumbre con la que surgiría si se usaran temperaturas simuladas por RCMs forzados por reanálisis. La necesidad de explorar esta información utilizó distintos conjuntos de datos fue introducida en Cavalcanti y otros (2011), artículo en el que se resumen las tareas realizadas sobre extremos climáticos en el proyecto CLARIS LPB (<http://www.claris-eu.org/>).

La sección 1 describe los conjuntos de datos empleados, la sección 2 describe los principales resultados y la sección 3 discute las principales conclusiones. Este trabajo está acompañado por una segunda parte, en la cual se analiza la capacidad de los distintos reanálisis para capturar la variabilidad y las tendencias observadas de TX (temperatura máxima para verano) y TN (temperatura mínima para invierno) en las últimas décadas.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

Se emplea Tencer y otros (2011) (de aquí en más TNCR) como climatología observacional de referencia contra la cual se compararan los reanálisis y los RCMs. Como ya fue mencionado, se trata de una base de datos de temperaturas máximas y mínimas diarias distribuidas en puntos de retículo. Cubre el dominio SESA (70°O-45°O y 40°S-20°S) para el período 1961-2000 con una resolución de 0.5 grados y emplea información proveniente de 265 estaciones meteorológicas.

Se utilizaron tres diferentes conjuntos de reanálisis: NCEP, 20CR y ERA40. Estos datos son derivados de modelos globales, con asimilación de datos observados, obtenidos a partir de ciclos de análisis de x-horas (por lo general, pronósticos a 6 horas, inicializados a las 00, 06, 12 y 18 UTC). Las características principales de cada conjunto de análisis están resumidas en la Tabla 1. Más allá de su cobertura temporal y de su resolución, las características

que distinguen a cada reanálisis son el modelo que utiliza y el conjunto de datos observacionales que asimila. Cabe destacar que la cantidad de datos asimilados se incrementó particularmente a partir de los 80s cuando la asimilación de datos in situ fue ampliamente complementada con la inclusión de datos satelitales (Kalnay, 2003).

NCEP/NCAR Reanalysis (Kalnay y otros, 1996) es un reanálisis obtenido a partir de la integración del modelo NCEP (atmósfera-suelo; Kanamitsu y otros, 1991), sobre un reticulado global Gaussiano T62 L28 (i.e., el dominio está discretizado en 192 puntos de longitud, 94 puntos de latitud y 28 niveles verticales), asimiló sondeos verticales de viento y temperatura (sistema de asimilación del tipo 3D-var, Parrish y Derber, 1992), y utilizó como condición de contorno datos medios mensuales de temperatura de la superficie del mar y distribución de hielo marino. El período del análisis es 1948-presente.

NOAA 20th Century Reanalysis (20CR) (Compo y otros, 2011) es un producto reciente, también resultado de la integración del modelo NCEP (atmósfera-suelo; versión 2009). Las principales diferencias entre los reanálisis 20CR y NCEP son el período analizado y el tipo de dato asimilado. La integración del experimento 20CR cubre un largo período histórico (1871-2010), pero asimila solo el forzante sinóptico (i.e., observaciones de presión en superficie obtenidas del International Surface Pressure Databank). Este experimento tiene por objetivo la perspectiva histórica de los patrones de circulación atmosférica globales, a fines de validación de modelos y de estudios de tendencias.

ERA40 (Uppala y otros, 2005) es un reanálisis resultante de la integración del modelo operacional con asimilación de datos del Centro Europeo de Pronóstico (ECMWF; sistema de asimilación 3D-var; Yersson 1998). Este reanálisis cubre el período de 45 años comprendido entre 1957 y 2002, superponiéndose a los reanálisis ERA-15 desde 1979 a 1993. Su reticulado global es gaussiano T159 L60 (i.e., resolución horizontal de aproximadamente 1 grado y 60 niveles

verticales). ERA40 asimila perfiles verticales de viento, humedad y temperatura, presión, temperatura, viento y humedad en superficie, altura de la nieve y perfiles verticales de ozono.

El período considerado para el presente trabajo es 1961-2000, que corresponde al período completo de la climatología TNCR. A partir de datos diarios para cada una de las bases de datos (TNCR, reanálisis y RCMs) se calculan para cada punto de retículo del dominio considerado (SESA) y para TN y TX, el promedio estacional (media aritmética calculada para invierno en el caso de temperaturas mínimas, TN, y para verano en el caso de temperaturas máximas, TX, durante 1961-2000). También se evalúan las anomalías espaciales de ambas variables, las cuales se calculan a partir de remover la media estacional y espacial (calculada sobre SESA) a la media estacional. En el caso de los modelos (i.e. reanálisis y RCMs), los valores de TN (JJA) y TX (DEF) son calculados teniendo en cuenta la temperatura en cada paso de tiempo durante cada día. Con el fin de realizar comparaciones directas entre TNCR y los reanálisis, todos los conjuntos de datos fueron interpolados (degradados) a un reticulado común con resolución de 2 grados, mediante el método de interpolación bilineal espacial. Este método es usualmente utilizado para la interpolación de campos geofísicos (e.g. Bradley y otros, 2004).

Las simulaciones realizadas con RCMs tienen una resolución horizontal de 50 km, están forzadas por el reanálisis ERA40 y corresponden al período 1991-2000. Forzar un modelo regional con reanálisis busca que las condiciones de borde laterales y de la temperatura de la superficie del mar sean "perfectas". Por lo tanto, en este tipo de simulaciones los errores del modelo son propios y no heredados a través de los bordes. El ensamble de modelos regionales comprende cuatro modelos (LMDZ/Laboratoire de Météorologie Dynamique, Francia, PROMES/Universidad de Castilla La Mancha, España, RCA/Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Suecia, y REMO/Max Planck Institute, Alemania). El lector interesado en mayor nivel

Análisis	Institución	Periodo	Resolución	Datos asimilados
NCEP Kalnay et al. (1996)	National Centers for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research	1948- presente	~2 grados	Perfiles verticales de viento y temperatura
20CR Compo et al. (2011)	Proyecto multi-institucional Twentieth Century Reanalysis	1871- 2010	~2 grados	Presión de superficie
ERA40 Uppala et al. (2005)	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts	1957- 2002	~1 grado	Perfiles verticales de viento, temperatura y humedad Presión, temperatura, humedad y viento en superficie Profundidad de nieve Perfiles verticales de O3

Tabla I: Características de los reanálisis utilizados.

de detalles sobre las simulaciones y los modelos podrá encontrarlos en Carril y otros (2012). Los datos de RCMs también fueron interpolados a un retículo común coincidente con el de la base de datos TNCR empleó interpolación bilineal. Estas simulaciones y la base de datos TNCR fueron realizadas en el marco de los proyectos CLARIS (Boulangier y otros, 2010) y CLARIS-LPB (<http://www.claris-eu.org/>) respectivamente.

La estimación de la habilidad de los distintos conjuntos de datos (reanálisis y RCMs) para representar los patrones geográficos de las anomalías espaciales de TX y TN se hace a través de tres diagnósticos: el error cuadrático medio centrado (RMSD), el coeficiente de correlación (R) y la desviación estándar (STD). Estas métricas se presentan a través de diagramas de Taylor (Taylor, 2001). En estos diagramas, cada conjunto de datos (TNCR, reanálisis, modelos) está representado por un punto. El punto REF representa a la climatología de referencia (en este caso TNCR). La distancia radial desde el origen es proporcional a STD, la distancia radial

desde la climatología de referencia (REF) es proporcional al RMSD y la correlación entre un conjunto de datos y la referencia (REF) está dado por la posición azimutal del punto que represente al conjunto de datos en cuestión. La habilidad de los reanálisis y de los RCMs para representar los patrones geográficos de las anomalías de TX y TN se computó sobre el mismo dominio de la climatología observacional TNCR (i.e. SESA). El período utilizado para el cálculo de los estadísticos está limitado por la disponibilidad de datos: 1961-2000 para los reanálisis y 1991-2000 para los RCMs.

En este artículo se emplea el término “incertidumbre” como la dispersión que se tiene entre los miembros de un ensamble (e.g. de reanálisis). Esta dispersión se evalúa de dos maneras. La primera consiste en examinar mapas de dispersión en los que se muestran, para cada punto del retículo, el valor más alto del ensamble menos el valor más bajo. La segunda manera consiste en analizar la dispersión de los puntos representativos de cada reanálisis o modelo en

diagramas de Taylor. Si bien en ocasiones se asocia el término incertidumbre al de “error sistemático” (o bias, i.e. diferencia entre la media de un modelo -o del ensamble- y la climatología observacional de referencia), en este artículo se diferencian ambos términos (incertidumbre y error sistemático). Se debe tener en cuenta que tener baja incertidumbre en cierta región (bajos valores en un mapa de dispersión entre modelos) no necesariamente implica que los errores sistemáticos (o biases) sean pequeños en esa zona (Menéndez y otros, 2010). Finalmente, se debe tener en cuenta que el dominio SESA comprende regiones de terreno relativamente plano y bajo. Sin embargo, aquellos puntos del reticulado en los cuales la topografía excede los 1200m fueron enmascarados en las figuras y tampoco fueron considerados a los fines de ningún cálculo estadístico.

3. RESULTADOS

3.1. Errores de los promedios estacionales

En esta sección se presentan una serie de diagnósticos tendientes a analizar la capacidad de tres conjuntos de reanálisis para reproducir las características básicas de los campos medios de TX y TN.

La figura 1 presenta la TX media (diciembre a febrero) según la climatología de referencia (TNCR, panel a) y los reanálisis individuales (paneles d, e, f) y del ensamble de modelos (panel b), el error sistemático (bias) de los reanálisis individuales (paneles g, h, i) respecto de la climatología de referencia y la dispersión entre los miembros del conjunto de reanálisis (como medida de la incertidumbre, panel c). En verano el clima regional está influenciado por las lluvias monzónicas, una corriente en chorro en niveles bajos, el anticiclón subtropical del Atlántico y por las interacciones de la circulación con la orografía (Rodwell y Hoskins, 2001) y con la superficie terrestre (Sörensson y Menéndez, 2011). El gradiente de TX (panel a) presenta una marcada componente en la dirección sudeste-noroeste, sugiriendo posibles influencias

del océano como moderador de la temperatura (las isotermas tienden a ser paralelas a la costa) y de la interacción con la superficie terrestre (el gradiente de temperatura tiende a tener una dirección similar al gradiente fisiográfico). El reanálisis ERA40 captura aceptablemente este gradiente (panel e), si bien presenta un bias negativo que afecta a gran parte del dominio (panel h). Los reanálisis NCEP (panel d) y 20CR (panel f) tienen gradientes demasiado marcados, con biases positivos al sur y al oeste y negativos al noreste del dominio (paneles g, i), característica que también presenta el ensamble de los tres reanálisis (panel b). La sobreestimación de TX en el centro-sur del dominio es particularmente alta para 20CR (superior a 8°C). En el norte del dominio todos los reanálisis subestiman a la climatología observacional de TX. La dispersión (panel c) es máxima en el centro de la Argentina, en donde alcanza valores de hasta 12°C.

La figura 2 es similar a la figura anterior pero para la TN media (junio a agosto). En esta estación los anticiclones subtropicales migran hacia el norte y la circulación subtropical está más dominada por el flujo medio zonal y su interacción con la topografía (Rodwell y Hoskins, 2001). El gradiente de temperatura en la climatología TNCR (figura 2a) tiene una fuerte componente sudoeste-noreste. Los reanálisis capturan este gradiente (paneles d, e, f), si bien el ensamble sobreestima TN en un rango entre 1 y 6°C (panel b). La sobreestimación de TN es una característica común a los tres reanálisis (paneles g, h, i), siendo ERA40 el que aporta más error al ensamble (sobreestimó TN en 4-8°C sobre gran parte del dominio). La incertidumbre (panel c) es máxima al sur del dominio (dispersión en el rango 4-8°C) y mínima al norte (rango 2-6°C). Los errores cuadráticos medios para la región SESA de los datos observacionales empleados como referencia son de alrededor de 1.8°C para temperatura mínima y de 1.1°C para temperatura máxima (Tencer y otros, 2011). Estos errores son menores que los biases típicos de los reanálisis.

3.2. Balance de energía en superficie

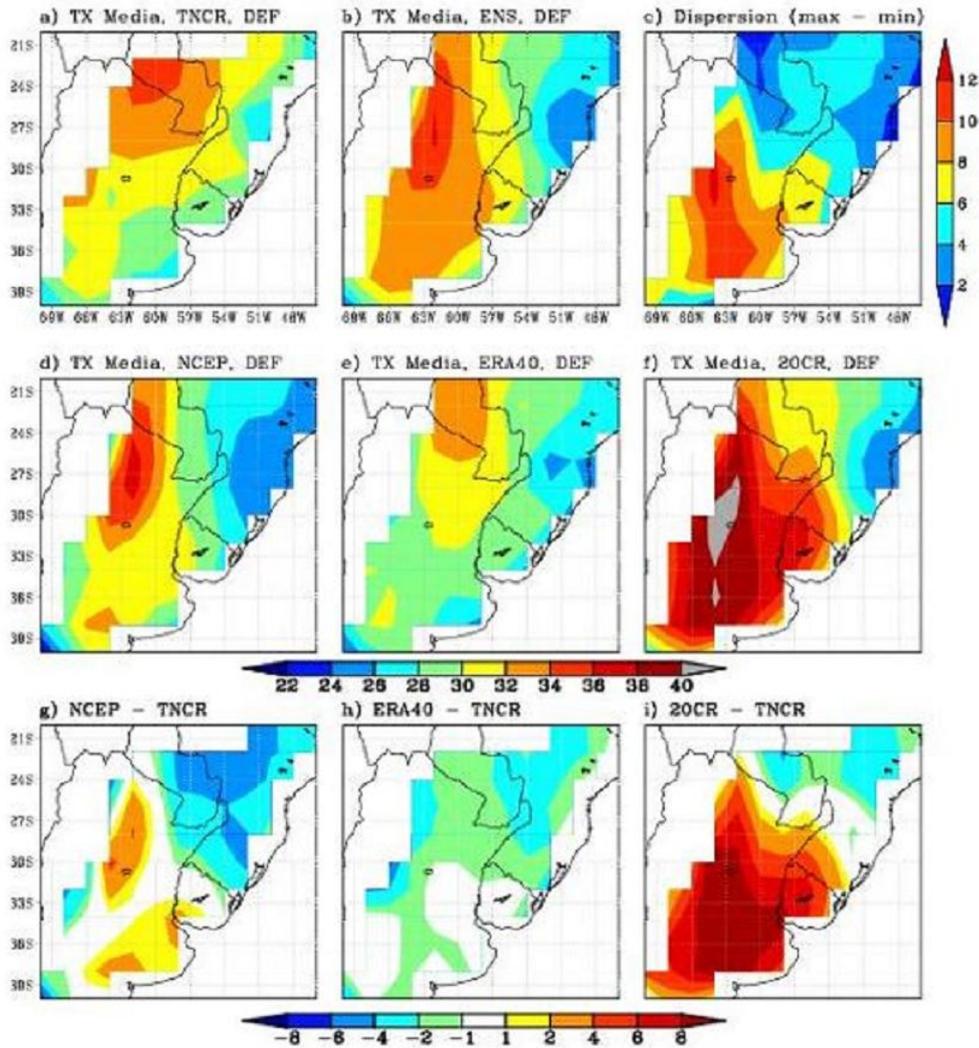


Figura 1: Temperatura máxima media de verano (DEF), TNCR (a), la media del conjunto de reanálisis(b), la dispersión entre los reanálisis (rango máximo menos mínimo) (c), la media de cada reanálisis, NCEP (d), ERA40 (e), 20CR (f) y el bias de cada reanálisis NCEP (g), ERA40 (h) y 20CR (i) respecto de la climatología TNCR. Las unidades son °C. Los paneles g, h) e i) comparten la misma barra de colores. En todos los paneles, los campos están enmascarados cuyo la orografía supera los 1200m. El periodo analizado es 1961-2000.

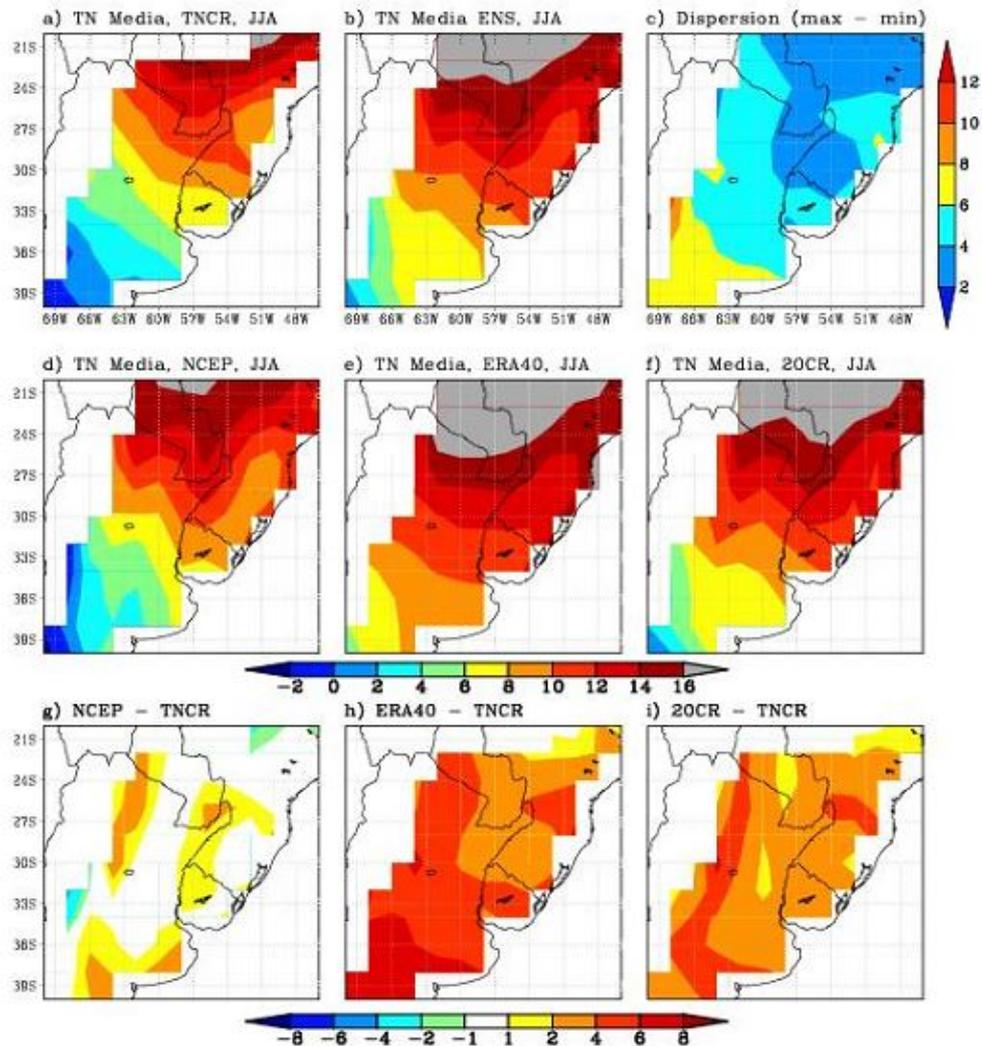


Figura 2: Como la Figura 1, pero para TN en invierno (JJA).

Las figuras 3 y 4 presentan los principales términos que dominan el balance de energía en superficie (flujo de calor sensible, flujo de calor latente, radiación neta de onda corta, y radiación neta total) según los diferentes reanálisis para verano e invierno. La temperatura está directamente vinculada a cómo los modelos resuelven este balance. Este hecho se puede comprobar a través de la tabla 2 que muestra la correlación espacial entre los campos medios estacionales de flujo de calor latente (LHF), flujo de calor sensible (SHF), radiación neta total en superficie (SNR) y los campos medios de TX y TN para los diferentes reanálisis. Los campos medios corresponden a verano para las

correlaciones con TX, y a invierno para las correlaciones con TN. Las correlaciones en la tabla 2 se realizaron por medio de correlaciones de Spearman (no paramétricas) y se evaluó la significancia estadística de la correlación para un valor de p igual a 0,05. En todos los casos, excepto $r(\text{TX}, \text{LHF})$ y $r(\text{TX}, \text{SNR})$ para ERA40, las correlaciones son estadísticamente significativas.

La radiación neta (resultante de las contribuciones de onda corta y onda larga) se emplea para producir flujos turbulentos de calor sensible y latente, para derretir la nieve o el hielo y para conducir calor en el suelo.

	NECP		ERA40		20CR	
	TX	TN	TX	TN	TX	TN
LHF	-0,4	0,7	-	0,8	-0,6	0,7
SHF	0,5	0,3	0,4	0,6	0,7	-0,3
SNR	-0,3	0,8	-	0,9	-0,4	0,6

Tabla II: Correlación espacial entre los campos medios estacionales de flujo de calor latente (LHF), flujo de calor sensible (SHF), radiación neta en superficie (SNR) y los campos medios de TX y TN. Los campos medios corresponden a verano para las correlaciones con TX, y a invierno para las correlaciones con TN. Todas las correlaciones mostradas son significativamente distintas de cero para un $\alpha = 0,05$.

Las características del suelo (e.g. su capacidad calórica y su conductividad térmica) influyen sobre la temperatura de superficie, y en particular sobre la amplitud de su variación diaria (i.e. la diferencia entre la máxima y la mínima diaria) (ver e.g. Peixoto y Oort, 1992) para profundizar aspectos teóricos relacionados). La radiación neta total en superficie (SNR, Fig. 3 y 4, paneles de la derecha) es mayor en verano que en invierno y sus gradientes cambian significativamente entre ambas estaciones. En verano los valores son mayores sobre el océano que sobre el continente, siendo el gradiente más marcado en ERA40. El rango de valores sobre continente es 130-210 W/m² para los tres reanálisis. En invierno es menor el contraste continente-océano y la SNR decrece principalmente con la latitud. Existen grandes diferencias entre los reanálisis en el rango de valores que toma SNR en la región en invierno (rangos comprendidos entre 40-120 W/m² (20CR) y 0-100 W/m² (NCEP)). Valores muy bajos de SNR pueden estar asociados a altas temperaturas de superficie, pero también a altos valores de albedo en superficie, baja nubosidad y baja humedad.

La radiación neta de onda corta (SWR, paneles en la tercera columna de figuras 3 y 4) es el flujo radiativo predominante durante el día, i.e. horas durante las que se calienta la superficie. Sus valores típicos son por lo tanto mayores que los de radiación neta total. El rango de

valores de SWR es 170-300 W/m² en verano y 60-200 W/m² en invierno. Los tres reanálisis presentan valores mínimos de SWR en el norte o noreste del dominio durante el verano debido a la nubosidad en esa zona asociada al monzón sudamericano. ERA40 produce un mínimo de SWR alrededor de 66°O-29°S (sur del noroeste argentino) en verano también vinculado con alta humedad y nubosidad. En invierno el gradiente es principalmente meridional con máximos en el norte, aunque el reanálisis 20CR produce un campo más perturbado con mínimos sobre Uruguay y noreste de Argentina.

La ganancia de energía que representa la radiación neta en superficie se emplea principalmente para producir flujos de calor latente (resultante de la evaporación) y sensible. El flujo de calor sensible (SHF, primera columna de figuras 3 y 4) se dirige en general desde la superficie hacia la atmósfera. Sin embargo, se encuentran algunas excepciones sobre todo en los meses de invierno (figura 4), como los valores ligeramente negativos sobre el continente en una franja adyacente a la costa en los reanálisis NCEP y 20CR. Como SHF depende de la diferencia de temperatura entre la superficie y el aire en contacto con ésta, estos valores negativos del flujo indican que la temperatura de la superficie es inferior a la del aire, situación que se da especialmente durante la noche. SHF en invierno toma valores en general inferiores a 40 W/m² para los tres reanálisis, con la excepción de 20CR con valores mayores en el noroeste del dominio. En verano (figura 3), el rango de valores es mayor (en general 0-160 W/m²), con flujos mayores sobre el continente que sobre el océano, y alcanzó máximos en la zona de los Andes y norte de la Patagonia.

El flujo de calor latente (LHF, segunda columna de figuras 3 y 4) depende de varios factores incluyendo la disponibilidad de agua en la superficie, la radiación de onda corta en superficie, la temperatura, la velocidad del viento, la humedad y la estabilidad del aire. En verano (figura 3) los reanálisis presentan diferencias considerables en la distribución espacial de LHF.

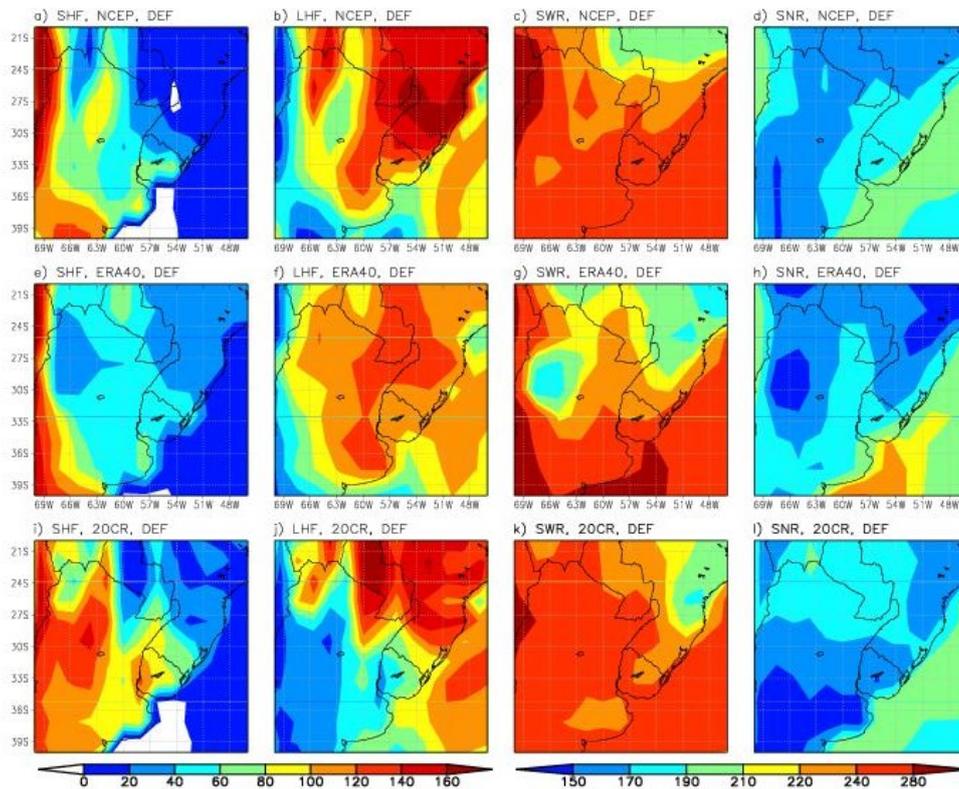


Figura 3: Distribución geográfica de flujos radiativos y turbulentos en superficie, en promedio estacional para el verano austral (DEF). Cada línea es para un conjunto de datos: NCEP (paneles superiores), ERA40 (paneles medios) y 20CR (paneles inferiores). La primera columna muestra el flujo de calor sensible (SHF), la segunda columna el flujo de calor latente (LHF), la tercera columna la radiación neta en onda corta (SWR) y la cuarta columna la radiación neta en superficie (SNR). Las unidades son W/m^2 .

No obstante, en los tres casos los máximos valores sobre continente se encuentran en la mitad este del dominio (al este de $60^{\circ}O$) y los mínimos cerca de los Andes y en zonas relativamente áridas. Comparó los paneles de las dos primeras columnas (SHF y LHF), es evidente una anticorrelación espacial entre estos dos flujos en verano. Asimismo, el rango de valores de LHF es similar al de SHF para esta estación. En invierno (figura 4) existe un contraste muy marcado en el flujo de calor latente entre océano (con altos valores de LHF) y continente. Los máximos sobre continente (60 a $100 W/m^2$) se encuentran al noreste del dominio (Paraguay y sur de Brasil), siendo 20CR el reanálisis con mayores valores de LHF y ERA40 el que presenta relativamente valores más bajos. Los mínimos se encuentran al oeste de $63^{\circ}O$ (LHF inferior a 40

W/m^2).

Una adecuada partición entre SHF y LHF es necesaria para la correcta simulación de la temperatura de superficie. Por ejemplo, en verano NCEP exhibe valores muy bajos de SHF y muy altos de LHF (respecto a los otros dos reanálisis) sobre Brasil y viceversa alrededor de $63^{\circ}O-27^{\circ}S$. Consistentemente, en estas zonas NCEP presenta biases fríos (sobre Brasil) y calientes (sobre el centro-norte de la Argentina) (Fig. 1, panel g). El bias frío en TX en Brasil y Paraguay es común a los tres reanálisis, pero NCEP presenta el mayor error, consistentemente con que ese reanálisis presenta los menores valores de SHF y los mayores de LHF. ERA40 también subestima TX en gran parte de la Argentina

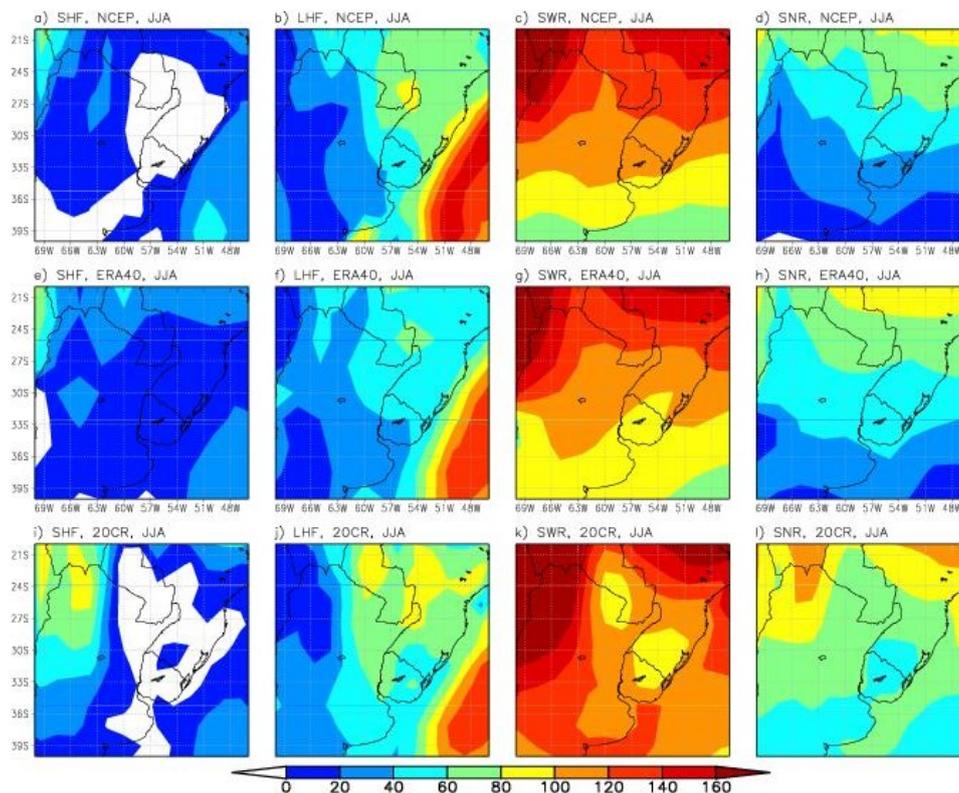


Figura 4: Como la Figura 3, pero para el invierno austral (JJA).

(Fig. 1, panel h), coherente con SHF/LHF relativamente bajo/alto. El reanálisis 20CR tiene el comportamiento opuesto exhibiendo un fuerte bias positivo de TX sobre la Argentina (Fig. 1, panel i), relacionado con alto SHF y bajo LHF en verano. En invierno, los flujos de calor en superficie son de menor magnitud y también lo son sus posibles impactos sobre la temperatura mínima. La temperatura en invierno será más dependiente de la circulación en la escala regional o mayor (aspectos no analizados aquí; e.g., Müller y Ambrizzi, 2007; Müller, 2010) que de procesos relacionados con el balance de energía en superficie. No obstante, si examinamos el reanálisis con mayor error en TN (ERA40) (Fig. 2, panel h), su bias positivo es consistente con que ERA40 presenta el mayor SHF y el menor LHF (promediados sobre el continente en todo el dominio).

Un factor importante que está relacionado con los flujos de calor sensible y latente, y por ende

con la temperatura, es la humedad del suelo. Aquellas zonas en las que la humedad del suelo es un limitante para la evaporación disponen de más energía para ser utilizada como flujo de calor sensible, induciendo un aumento de la temperatura del aire cerca de la superficie. Estas zonas son aquellas zonas en las que el suelo no está saturado de agua (zonas áridas y zonas de transición árida a húmeda), como en gran parte del dominio analizado aquí.

Los biases en precipitación en los modelos pueden introducir biases en la temperatura de superficie. Por ejemplo, si un modelo tiene un bias negativo de precipitación en una zona con suelo poco húmedo, la energía radiante que excede la necesaria para evaporar esa (poca) agua precipitada será empleada en calentar la superficie vía calentamiento sensible introduciendo un bias positivo de temperatura. La atmósfera será en consecuencia más seca y caliente y por lo tanto se reduciría la

nubosidad contribuyendo a disminuir aún más la precipitación (feedback positivo). Sin embargo, las interacciones no siempre son tan directas y pueden existir otros feedbacks entre la superficie y la atmósfera actuando en sentidos opuestos y cuya importancia relativa depende de la región, la estación del año, y también de las escalas espacial y temporal que se analicen. Por ejemplo, alta nubosidad tiende a aumentar la temperatura de superficie en climas fríos pero a disminuirla en climas cálidos.

3.3. Diagramas de Taylor: comparación reanálisis – RCMs

La figura 5 presenta un resumen estadístico de la habilidad de distintos conjuntos de datos (reanálisis y RCMs) para representar los patrones geográficos de las anomalías de TX y TN (i.e., anomalías espaciales), a través de diagramas de Taylor (Taylor, 2001).

Los paneles de la izquierda describen la calidad de los diferentes reanálisis (ERA40 en verde, 20CR en azul, NCEP en naranja, ensamble (ENS) en rojo). Los paneles de la derecha son equivalentes pero para diferentes RCMs (PROMES en verde, RCA en azul, LMD en naranja, REMO en violeta, el ensamble de los modelos regionales (ENSM) en rojo). En general, tanto los reanálisis como los RCMs son más precisos en la representación de los patrones espaciales de anomalías de TN (JJA) (paneles inferiores) que en los de TX (DEF) (paneles de arriba). En consecuencia la dispersión entre los conjuntos de datos es menor en TN que en TX. En verano, los reanálisis sobreestiman la STD espacial de la climatología observacional de TX excepto ERA40 que la subestima levemente. También ERA40 es el reanálisis que presenta la mejor correlación espacial con la referencia ($R=0.8$) y el menor RMSD (1.3°C). En invierno, en cambio, NCEP y 20CR son las climatologías más próximas a la observacional desde el punto de vista de las anomalías de los patrones espaciales de TN.

La comparación visual entre estos cuatro diagramas de Taylor proporciona una medida

de la incertidumbre de los reanálisis respecto a la incertidumbre de los modelos regionales para representar el patrón geográfico del campo de temperatura de verano e invierno. Es interesante observar que (i) la dispersión entre los modelos regionales es similar o comparable a la dispersión entre los reanálisis, (ii) las magnitudes de RMSD, R y STD son comparables para los modelos regionales y los reanálisis, (iii) la calidad de los conjuntos de datos individuales son dependientes de la estación (e.g., ERA40 es el reanálisis que exhibe mejores estadísticos en verano pero los peores en invierno, y similarmente para el modelo REMO entre los RCMs), y (iv) en los cuatro casos, los ensambles suelen tener una muy buena performance con, en general, mejores estadísticos que los reanálisis o RCMs individuales. Como consecuencia de este análisis, y dado que tanto los reanálisis como los RCMs muestran resultados similares para los estadísticos RMSD, R y STD respecto a la climatología de referencia (TNCR), concluimos que no sería conveniente emplear reanálisis a los fines de la evaluación de las anomalías espaciales de la temperatura de los modelos regionales.

Si bien los biases de TX (en verano) y de TN (en invierno) para el ensamble de reanálisis alcanzan valores relativamente similares (en general menor a 4°C , figuras 1 y 2), los estadísticos mostrados en los diagramas de Taylor son mejores para TN que para TX y además en verano existe una mayor dispersión entre los puntos (i.e. entre los reanálisis). Este hecho está vinculado a que el clima de invierno está dominado por condiciones sinópticas y de mayor escala, mientras que el clima estival está influenciado por fenómenos de menor escala que introducen mayor variabilidad interna en los modelos. La importancia de los procesos estivales en escala local y la estacionalidad de la variabilidad interna de los modelos climáticos han sido discutidas en e.g. Caya y Biner (2004), Jacob y otros (2007), Kendon y otros (2010) y Menéndez y otros (2010).

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Se compararon los campos medios estacionales

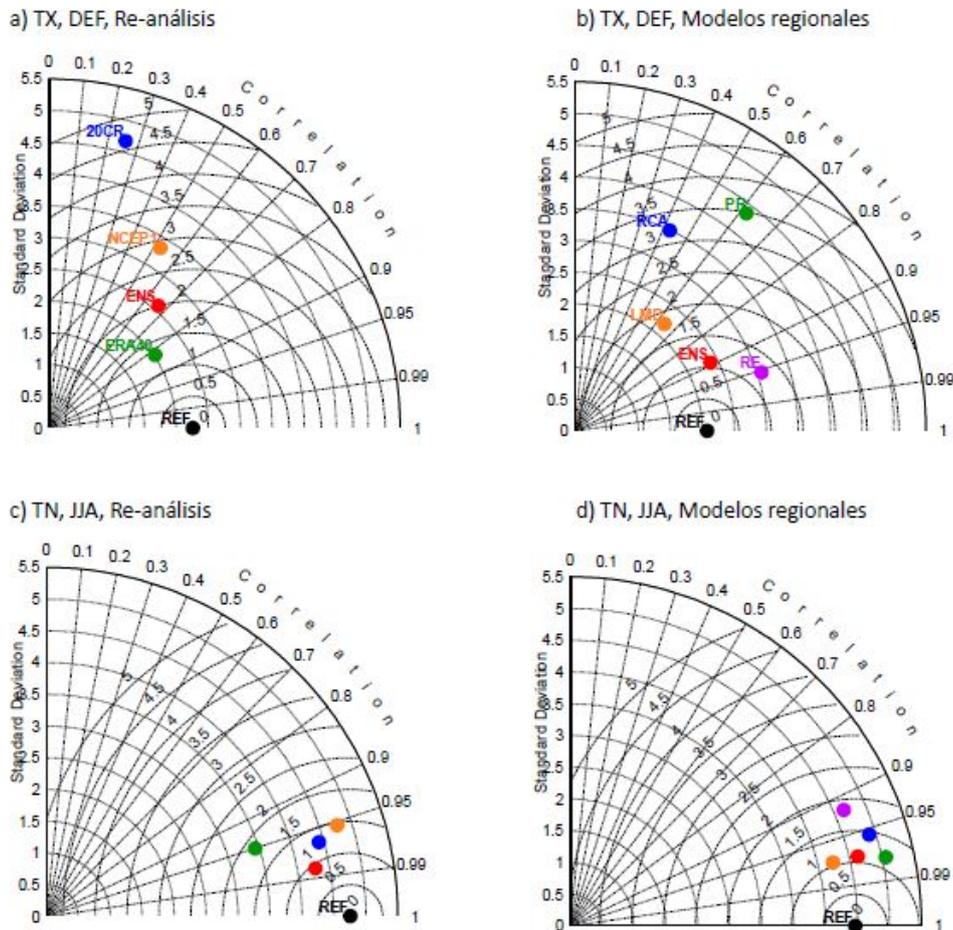


Figura 5: Diagramas de Taylor ilustrando el acuerdo/desacuerdo entre las anomalías espaciales de los distintos conjuntos de datos. Los paneles de la izquierda corresponden a reanálisis (ERA40 en verde, 20CR en azul, NCEP en naranja, el ensemble, ENS, en rojo). Los paneles de la derecha corresponden a modelos regionales (PROMES en verde, RCA en azul, LMD en naranja, REMO en violeta, el ensemble de los modelos regionales, ENSM, en rojo). En todos los paneles, TNCR es la climatología de referencia (REF, punto negro). Cada panel ilustra tres estadísticos, la desviación estándar (eje vertical), el coeficiente de correlación (axial) y el error cuadrático medio (concéntrico). Los paneles (a) y (b) son para TX en DEF, y los paneles (c) y (d) son para TN en JJA.

de TX (verano) y TN (invierno) provenientes de diferentes bases de datos para la región SESA: datos observacionales de Tencer y otros (2011), tres diferentes reanálisis (NCEP, ERA40 y 20CR) y cuatro modelos climáticos regionales utilizados en el proyecto CLARIS LPB. El énfasis estuvo puesto en evaluar la calidad de los reanálisis y en tratar de comprender cómo el balance de energía en superficie afecta la temperatura.

La representación de la temperatura por parte de los reanálisis depende de la calidad de los modelos globales empleados y de la información observacional que asimilan, pero también pueden influir otros factores como la resolución de los modelos o la metodología con la que son asimiladas las observaciones. ERA40 es el único entre estos tres reanálisis que asimila observaciones de superficie, en particular temperatura. NCEP no asimila observaciones de superficie, pero sí sondeos verticales. 20CR, en cambio, sólo asimila el forzante sinóptico, por lo cual el modelo no es corregido por ninguna información observacional sobre continentes (excepto presión en superficie). El reanálisis que mejor representa el campo medio de TX en verano es ERA40, mientras que NCEP es el que mejor representa TN en invierno. Por lo tanto, al menos para condiciones de invierno y para los reanálisis considerados, una mayor asimilación de observaciones no necesariamente garantiza una mejor representación de la temperatura de superficie. El bias del ensamble de reanálisis presenta magnitudes similares para TX (verano) y TN (invierno) (errores menores a 4°C), pero la dispersión entre los reanálisis es algo mayor en verano. La mayor incertidumbre (dispersión) se encuentra en el centro de la Argentina en verano.

Los ensambles de modelos (ya sea de reanálisis o de RCMs) suelen tener mejores estadísticos en los diagramas de Taylor que los reanálisis o RCMs individuales. Por otra parte, teniendo en cuenta que los estadísticos en estos diagramas para los reanálisis no presentan un mejor comportamiento respecto a los correspondientes estadísticos para los RCMs, se desprende que no sería conveniente emplear reanálisis a los fines de la evaluación

de las anomalías espaciales de TX y TN de los modelos regionales.

Existe una directa relación entre la temperatura y el balance de energía en superficie simulado por los modelos de los reanálisis. En consecuencia, los biases de la temperatura están vinculados con los biases en particular de los flujos de calor sensible y latente así como de la radiación neta en superficie. La complejidad de los factores que intervienen en la determinación de los flujos de calor en superficie y del balance energético, así como los feedbacks con diferentes variables atmosféricas y del suelo, pueden explicar en parte la magnitud de los errores en TX y TN y la dispersión entre modelos o reanálisis individuales.

Finalmente, resulta pertinente mencionar que aquí sólo se analizó la incertidumbre introducida por el empleo de diferentes reanálisis y modelos climáticos. Sin embargo sería pertinente extender este concepto al análisis de diferentes bases de datos observacionales (i.e., incertidumbre observacional).

Agradecimientos: Este trabajo fue parcialmente financiado con fondos de los proyectos CLARIS-LPB (7° Programa Comunidad Europea, Contrato N° 212492), PIP 112-201101-00932 (CONICET, Argentina) y PICT 2008-00237 (FONCYT, Argentina).

REFERENCIAS

- Andersson, E., 1998. The ECMWF implementation of three-dimensional variational assimilation (3D-Var). III. Experimental results. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 124(550): 1831-1860.
- Boulangier, J.P. y otros, 2010. A Europe-South America network for climate change assessment and impact studies. *Climatic Change*, 98(3): 307-329.
- Bradley, R.S., Keimig, F.T. y Diaz, H.F., 2004. Projected temperature changes along the American cordillera and the planned

- GCOS network. *Geophysical Research Letters*, 31(16): L16210 1-4.
- Carril, A.F. y otros, 2012. Performance of a multi-RCM ensemble for South Eastern South America. *Climate Dynamics*, 39(12): 2747-2768.
- Cavalcanti, I.F.A., Carril, A.F. y co-autores, 2011. CLARIS-LPB: Processes and Future Evolution of Extreme Climate Events in La Plata Basin. *CLIVAR Exchanges*, N° 57 (Vol 16, N°3), 22-24.
- Caya, D. y Biner, S., 2004. Internal variability of RCM simulations over an annual cycle. *Climate Dynamics*, 22(1): 33-46.
- Compo, G.P. y otros, 2011. The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(654): 1-28.
- Dufek, A.S., Ambrizzi, T. y Da Rocha, R.P., 2008. Are reanalysis data useful for calculating climate indices over South America? In: L. Gimeno, R. Garcia-Herrera y R.M. Trigo (Editors), pp. 87-104.
- Flocas, H.A. y otros, 2005. Evaluation of maximum and minimum temperature of NCEP-NCAR reanalysis data over Greece. *Theoretical and Applied Climatology*, 80(1): 49-65.
- Hofer, M., Marzeion, B. y Mölg, T., 2012. Comparing the skill of different reanalyses and their ensembles as predictors for daily air temperature on a glaciated mountain (Peru). *Climate Dynamics*, 39(7): 1969-1980.
- Hoffmann, J.A.J., Núñez, S.E. y Vargas, W.M., 1997. Temperature, humidity and precipitation variations in Argentina and the adjacent sub-antarctic region during the present century. *Meteorologische Zeitschrift*, 6(1): 3-11.
- Jacob, D. y otros, 2007. An inter-comparison of regional climate models for Europe: Model performance in present-day climate. *Climatic Change*, 81(SUPPL. 1): 31-52.
- Kalnay, E., 2003. *Atmospheric modeling, data assimilation, and predictability*. Cambridge university press.
- Kalnay, E. y otros, 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3): 437-471.
- Kanamitsu, M. y otros, 1991. Recent Changes Implemented into the Global Forecast System at NMC. *Weather and Forecasting*, 6(3): 425-435.
- Kendon, E.J., Jones, R.G., Kjellström, E. y Murphy, J.M., 2010. Using and designing GCM-RCM ensemble regional climate projections. *Journal of Climate*, 23(24): 6485-6503.
- Ma, L., Zhang, T., Li, Q., Frauenfeld, O.W. y Qin, D., 2008. Evaluation of ERA-40, NCEP-1, and NCEP-2 reanalysis air temperatures with ground-based measurements in China. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, 113(15).
- Menéndez, C.G. y otros, 2010. Downscaling extreme month-long anomalies in southern South America. *Clim. Change*, 98(3): 379-403.
- Mooney, P.A., Mulligan, F.J. y Fealy, R., 2011. Comparison of ERA-40, ERA-Interim and NCEP/NCAR reanalysis data with observed surface air temperatures over Ireland. *International Journal of Climatology*, 31(4): 545-557.
- Müller, G.V., 2010. Temperature decrease in the extratropics of South America in response to a tropical forcing during the austral winter. *Annales Geophysicae*, 28(1): 1-9.
- Müller, G.V. y Ambrizzi, T., 2007. Teleconnection patterns and Rossby wave propagation associated to generalized frosts over southern South America. *Climate Dynamics*, 29(6): 633-645.
- Parrish, D.F. y Derber, J.C., 1992. The National Meteorological Center's spectral statistical- interpolation analysis system. *Monthly Weather Review*, 120(8): 1747-1763.
- Peixoto, J.P. y Oort, A.H., 1992. *Physics of climate*. American Institute of Physics, New York.
- Pohlmann, H. y Greatbatch, R.J., 2006. Discontinuities in the late 1960's in different atmospheric data products. *Geophysical Research Letters*, 33(22).
- Rodwell, M. y Hoskins, B., 2001. Subtropical anticyclones and summer monsoons. *Journal*

- of Climate, 14(15).
- Rusticucci, M. y Barrucand, M., 2004. Observed trends and changes in temperature extremes over Argentina. *Journal of Climate*, 17(20): 4099-4107.
- Rusticucci, M.M. y Kousky, V.E., 2002. A comparative study of maximum and minimum temperatures over Argentina: NCEP-NCAR reanalysis versus station data. *Journal of Climate*, 15(15): 2089-2101.
- Simmons, A.J. y otros, 2004. Comparison of trends and low-frequency variability in CRU, ERA-40, and NCEP/NCAR analyses of surface air temperature. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, 109(24): 1-18.
- Solman, S.A. y otros, 2013. Evaluation of an ensemble of regional climate model simulations over South America driven by the ERA-Interim reanalysis: model performance and uncertainties. *Climate Dynamics*: 1-19.
- Sörensson, A.A. y Menéndez, C.G., 2011. Summer soil-precipitation coupling in South America. *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 63(1): 56-68.
- Taylor, K.E., 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, 106(D7): 7183-7192.
- Tencer, B., Rusticucci, M., Jones, P. y Lister, D., 2011. A southeastern south american daily gridded dataset of observed surface minimum and maximum temperature for 1961-2000. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(10): 1339-1346.
- Uppala, S.M. y otros, 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612): 2961-3012.
- Vargas, W.M. y Naumann, G., 2008. Impacts of climatic change and low frequency variability in reference series on daily maximum and minimum temperature in southern South America. *Regional Environmental Change*, 8(2): 45-57.
- Vincent, L.A. y otros, 2005. Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960-2000. *Journal of Climate*, 18(23): 5011-5023.

Este es un artículo de acceso abierto distribuido bajo la licencia Creative Commons, que permite el uso ilimitado, distribución y reproducción en cualquier medio, siempre que la obra original sea debidamente citada.

EXPLORANDO TEMPERATURAS MÁXIMAS Y MÍNIMAS EN DIFERENTES REANÁLISIS. PARTE 2: VARIABILIDAD EN DIFERENTES ESCALAS TEMPORALES

Pablo Gabriel Zaninelli^{1,3}, Claudio Guillermo Menéndez^{1,2,3} y Andrea Fabiana Carril^{1,3}

¹Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA), CONICET-UBA, Buenos Aires, Argentina

²Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (DCAO), FCEN, Universidad de Buenos Aires, Argentina

³UMI IFAECI/CNRS, Buenos Aires, Argentina

(Manuscrito recibido el 28 de agosto de 2013, en su versión final el 1 de julio de 2014)

RESUMEN

Se analiza la variabilidad de la temperatura máxima en verano (TX) y de la mínima en invierno (TN) en el sudeste de Sudamérica (SESA) en el período 1961-2000 empleando una climatología observacional y tres reanálisis multidecádicos (NCEP, ERA40, 20CR). Se describen también los cambios entre los períodos 1981-2000 y 1961-1980 en la variabilidad diaria, en la interanual y en los extremos (percentiles 75 y 25) de TX y TN. El patrón geográfico de los cambios entre los dos períodos de la variabilidad diaria de TX y TN es similar al patrón geográfico de los cambios en los extremos de estas variables. Sobre la Argentina en general se encuentra una disminución en la frecuencia de días calurosos en verano y de noches frías en invierno consistente con una disminución en la variabilidad diaria. La máxima variabilidad interanual de TX se da en una zona de transición que incluye gran parte del centro y norte argentino, donde la humedad del suelo regula la variabilidad de la evapotranspiración dando lugar a feedbacks con la atmósfera. Los cambios entre los dos períodos sugieren un corrimiento hacia el sudoeste en la zona de máxima variabilidad interanual de TX en la climatología observacional posiblemente asociado con cambios en la variabilidad de la precipitación. En general los reanálisis tienen dificultades para capturar los principales patrones geográficos de los cambios de la variabilidad diaria e interanual de TX y TN entre los dos períodos.

Palabras clave: intercomparación de reanálisis, temperatura máxima, temperatura mínima, variabilidad climática

EXPLORING MAXIMUM AND MINIMUM TEMPERATURES IN DIFFERENT REANALYSIS. PART 2: VARIABILITY IN DIFFERENT TIME SCALES

ABSTRACT

In this work it is analyzed the maximum temperature (TX) and minimum temperature (TN) variability for summer and winter, respectively, in southeastern South America (SESA) in the period 1961-2000 using an observational climatology and three multidecadal reanalysis (NCEP, ERA40, 20CR). It is also described the changes between the 20-year periods 1981-2000 and 1961-1980 in daily and

interannual variability and in extremes (percentiles 75 and 25) of TX and TN. The geographical patterns of change between both periods of the daily variability of TX and TN are similar to the geographical patterns of changes in extremes of these variables. In Argentina, in general, there is a decrease in the frequency of hot summer days and cold winter nights in agreement with a decrease of daily variability. The maximum interannual variability of TX happens in a transitional zone which includes much of central and northern Argentina, where soil moisture constrains evapotranspiration variability and thus resulting feedbacks with the atmosphere. The changes between both periods in the observational climatology suggest a shift to the southwest in the zone of maximum interannual variability of TX possibly associated with changes in the variability of precipitation. Overall, reanalysis have difficulty reproducing the main geographical patterns of changes in daily and interannual variability of TX and TN between the two periods.

Keywords: reanalysis intercomparison, maximum temperature, minimum temperature, climate variability

1. INTRODUCCIÓN

El volumen y disponibilidad de datos climáticos de diferentes tipos y provenientes de diferentes fuentes se está incrementando rápidamente (Overpeck y otros 2011). En particular existen diversos reanálisis multidecádicos tales como el reciente 20CR (Compo y otros 2011), y nuevas bases de datos observacionales en retículos regulares (e.g. Tencer y otros (2011) para temperaturas mínima y máxima en el Sudeste de Sudamérica (SESA)).

La posibilidad de emplear diferentes bases de datos -ya sea observacionales o provenientes de modelos numéricos- para el estudio de la variabilidad de la temperatura y sus extremos, introduce la incógnita acerca de qué información conviene emplear para estudios climatológicos (incluyendo análisis de procesos físicos) y de impactos. Esta incertidumbre podría ser alta en el caso de Sudamérica, continente en que la densidad y calidad de las series de observaciones es baja y en donde los errores de los modelos numéricos pueden ser significativos (Menéndez y otros 2010).

Las anomalías de temperatura en diferentes escalas temporales (e.g. diaria, interanual) pueden ocasionar impactos a nivel social,

económico y ecológico (e.g. Fischer y Schär, 2009). Con esta motivación, este artículo busca elucidar la capacidad de diferentes reanálisis para capturar la variabilidad de la temperatura en nuestra región así como los cambios en los extremos de temperatura máxima y mínima durante las últimas décadas del siglo 20. También se busca contribuir a una mayor comprensión de los procesos físicos relacionados con esta variabilidad. Diferentes procesos y en diferentes escalas temporales pueden afectar la varianza de la temperatura, tales como variabilidad sinóptica (Vargas; Naumann 2008), variabilidad intraestacional (Cerne; Vera (2011); Naumann; Vargas (2012) y variabilidad interanual (Vidale y otros, 2007; Lenderink y otros, 2007). Algunos estudios enfatizan el rol de la circulación atmosférica (Meehl; Tebaldi 2004), mientras que otros análisis se concentran en el rol de las interacciones suelo-atmósfera (Seneviratne y otros 2006a; Seneviratne y otros 2006b). La variabilidad de la temperatura está afectada por los siguientes tres principales factores (Fischer; Schär 2009): (i) cambios en la circulación general de gran escala, (ii) procesos relacionados con la interacción suelo-atmósfera que determinan la partición de los flujos de calor sensible y latente, y (iii) procesos que afectan el balance de radiación en superficie (principalmente relacionados con la nubosidad). Variaciones en las características de estos mecanismos o procesos en un contexto de

cambio climático pueden afectar la temperatura, su variabilidad y sus tendencias de largo plazo. A su vez, los impactos de la variabilidad climática y en particular de los extremos de temperatura pueden ocurrir en diferentes escalas temporales (e.g. diaria, interanual; Seneviratne y otros, 2012).

Existen varios antecedentes en la literatura que discuten diferentes aspectos relativos a la temperatura en Sudamérica y en SESA principalmente a partir de datos observacionales y con énfasis en la descripción estadística de las tendencias de las medias y los extremos de las temperaturas máxima y mínima (e.g. Rosenblüth y otros, 1997; Barrucand y Rusticucci, 2001; Barros y otros, 2002; Rusticucci y Vargas, 2002; Rusticucci y otros 2003, Rusticucci y Barrucand 2004; Vincent y otros 2005; Marengo y Camargo 2008; Barrucand y otros, 2008; Rusticucci y Renom, 2008; Renom y otros, 2011).

En la primera parte de este trabajo (Zaninelli y otros, 2014) se comparan las medias estacionales de la temperatura mínima para invierno (TN) y temperatura máxima para verano (TX) en SESA obtenidas de tres reanálisis entre sí y también respecto a los datos de Tencer y otros (2011) y al ensamble de modelos climáticos regionales descrito en Carril y otros (2012). El presente artículo analiza los patrones geográficos de la variabilidad de TX y de TN a partir de tres reanálisis multidecádicos y de los datos de Tencer y otros (2011) en dos escalas temporales (diaria e interanual). Asimismo se evalúan los cambios en la variabilidad entre dos períodos de 20 años cada uno incluyendo los cambios en los extremos de TX y TN.

2. METODOLOGÍA

La región de estudio está comprendida entre 70°O-45°O y 40°S-20°S (SESA) y el período a estudiar es 1961-2000. La climatología observacional de referencia de TN y TX es la obtenida por Tencer y otros (2011) (de aquí en más TNCR). Se analizan tres reanálisis: NCEP,

20CR y ERA40. Las características principales de cada conjunto de reanálisis están resumidas en Zaninelli y otros (2014). Todos los conjuntos de datos fueron interpolados a un reticulado común con resolución de 2 grados mediante el método de interpolación bilineal espacial. El dominio SESA es relativamente plano y bajo, no obstante, aquellos puntos de retículo con topografía que excede los 1200 m fueron enmascarados en las figuras y tampoco se tuvieron en cuenta a los fines de ningún cálculo estadístico.

Los análisis de este trabajo se realizan para cada estación por separado: verano (diciembre a febrero, DEF) e invierno (junio a agosto, JJA). Se considera como métrica de la variabilidad (diaria e interanual) a la desviación estándar por punto de retículo (tal como se hizo en trabajos previos, e.g. Rowell (2005), Fischer y Schär (2009) y de Elía y otros (2013), previa remoción de la tendencia lineal con el fin de evitar una sobrestimación de la variabilidad generada por dicha tendencia. La variabilidad diaria de TX (DEF) y de TN (JJA) es calculada como la desviación estándar de todos los valores diarios en la correspondiente estación durante el período completo (1961-2000). La variabilidad interanual de TX (DEF) y de TN (JJA) es calculada como la desviación estándar de las 40 medias estacionales para verano o invierno del período 1961-2000. Los extremos de temperatura son calculados en base a los percentiles 75 (para días calurosos en verano) y 25 (para noches frías en invierno) de forma similar a Carril y otros (2012). Los cambios en la frecuencia de ocurrencia de días calurosos en DEF son calculados como el porcentaje de días en el período 1981-2000 (segundo periodo) en los que TX supera el percentil 75 (P75) de los datos diarios de TX del período 1961-1980 (primer periodo). Similarmente, los cambios en la frecuencia de noches frías en JJA se obtienen calculando el porcentaje de días en el segundo período con TN que no supere el percentil 25 (P25) de los datos diarios de TN correspondientes al segundo período. Por lo tanto, un aumento en el número de días cálidos en verano (noches frías en invierno) para el segundo periodo tendrá lugar si el porcentaje de cambio es superior al 25 %

con respecto al primer periodo para TX (TN), en cambio el número de días cálidos en verano (noches frías en invierno) disminuirá si el cambio es inferior al 25 % para TX (TN). No se considera que hubo cambios si el porcentaje es igual (o cercano) al 25 %.

3. RESULTADOS

3.1. Variabilidad diaria

La variabilidad de la temperatura está afectada por mecanismos directos (alternancia de advección fría y caliente) e indirectos (feedbacks relacionados con precipitación y nubosidad). La figura 1 muestra la variabilidad diaria de TX (DEF) para el período 1961-2000. El campo observacional (panel a) presenta un gradiente en la dirección NE-SO, con máxima variabilidad en las regiones relativamente más secas (al sur y al oeste del dominio). Los reanálisis (paneles inferiores) capturan la dirección y sentido de este gradiente pero el mismo tiende a ser algo más marcado especialmente para 20CR. También se muestra el promedio de los tres reanálisis (panel b, de aquí en más en todas las figuras el panel b corresponde al promedio del ensamble de los tres reanálisis.). Si bien el gradiente en la variabilidad diaria es ligeramente más intenso en el ensamble que en el campo observacional, el ensamble representa aceptablemente la desviación estándar.

La figura 2 muestra los cambios en la variabilidad diaria de TX (representados mediante la diferencia de la desviación estándar 1981-2000 menos 1961-1980). En general los datos observacionales (panel a) evidencian una disminución de esta variabilidad en gran parte de la región SESA, con máxima disminución en el norte argentino. El ensamble de los tres reanálisis (panel b) no logra representar este patrón. ERA40 (panel d) captura la disminución de variabilidad en el norte del dominio alrededor de 60°O, pero muestra un incremento de variabilidad en los extremos sur y noreste. Los reanálisis NCEP (panel c) y 20CR (panel d) fallan completamente en capturar este patrón de cambio en la

variabilidad diaria. En ambos reanálisis existe una tendencia hacia un incremento de la variabilidad (en particular sobre la zona en la que se encuentra la máxima disminución de variabilidad en los datos observacionales). Los patrones de cambios en la variabilidad de NCEP y 20CR son similares, posiblemente debido a que los modelos que emplean estos reanálisis no son independientes.

Las irrupciones de aire frío se ven favorecidas en invierno (Naumann; Vargas 2012), lo cual es consistente con que la cantidad media de frentes es máxima en esa estación y mínima en verano (Lupo y otros 2001). En particular los frentes fríos, asociados con sistemas sinópticos migratorios, son más intensos y más rápidos en invierno afectando las temperaturas mínimas aún en el sudeste de Brasil (Seluchi; Marengo 2000). En consecuencia la variabilidad sinóptica afecta la variabilidad de TN. Por otra parte, la variabilidad asociada en la nubosidad y en la precipitación afecta el balance de energía en superficie y la humedad del suelo (y su capacidad calórica) y por ende la temperatura. La figura 3 muestra la variabilidad diaria de TN (JJA) para el período 1961-2000. La distribución de la desviación estándar calculada a partir de los datos observacionales (panel a) presenta un máximo en el norte argentino. La variabilidad diaria de TN tiende a superar a la de TX sobre gran parte del dominio (comparar el primer panel de las figuras 1 y 3). Los reanálisis (paneles inferiores) también presentan un máximo en el norte argentino aunque posicionado más al oeste o noroeste. En el caso de NCEP la variabilidad diaria de TN está sobreestimada mientras que para ERA40 está subestimada respecto a la observacional. En general las diferencias inter-reanálisis en la variabilidad diaria son mayores para TN que para TX (como surge de comparar los paneles inferiores de las figuras 1 y 3). A pesar de las marcadas diferencias entre los tres reanálisis, el ensamble representa aceptablemente la variabilidad diaria debido en parte a la cancelación de errores principalmente entre NCEP (panel c) y ERA40 (panel d). No obstante, el ensamble tiende a subestimar esta variabilidad.

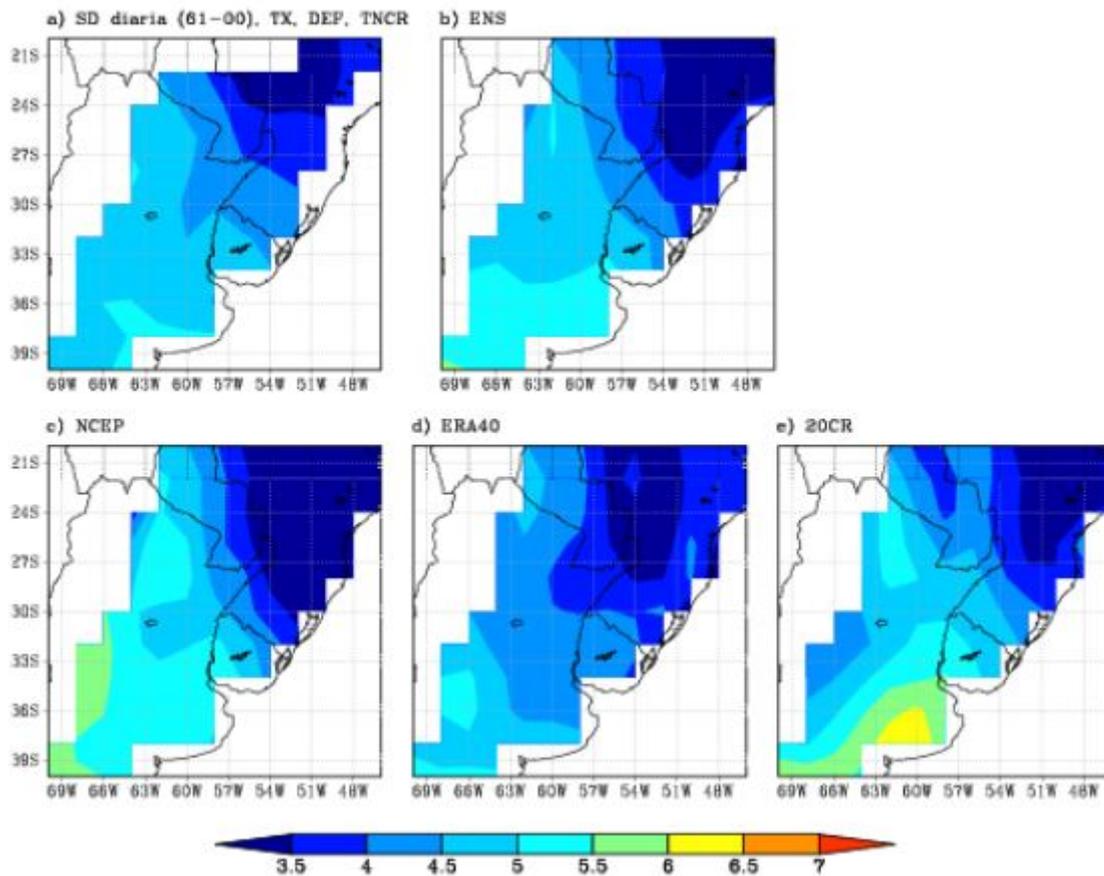


Figura 1: Variabilidad diaria de la TX (DEF) durante el período 1961-2000. Panel a) TNCR, b) ensamble de reanálisis, c) NCEP, d) ERA40 y e) 20CR. La unidad es °C.

La figura 4 muestra los cambios en la variabilidad diaria de TN (JJA) entre los dos subperíodos. De acuerdo a los datos observacionales (panel a), la variabilidad disminuyó en el centro de la Argentina, y se incrementó en el sur de Brasil. El ensamble de los reanálisis (panel b) exhibe poco cambio en la variabilidad sobre la provincia de Buenos Aires y un notorio incremento de la misma sobre el norte del dominio, el cual maximiza hacia el oeste de Paraguay. Todos los reanálisis individuales (paneles inferiores) capturan un incremento de variabilidad al norte del dominio (si bien posicionan el máximo cambio más al oeste respecto a TNCR), pero en general no logran capturar los cambios sobre la Argentina. ERA40 (panel d) al menos captura la disminución de variabilidad al sur de aproximadamente 30°S, pero en los datos observacionales el gradiente de los cambios es SO-NE mientras que en ERA40

es SE-NO.

Resulta interesante destacar que los reanálisis logran capturar aceptablemente la distribución de la desviación estándar diaria de TX en verano del período 1961-2000, pero presentan mucha dispersión inter-reanálisis en los mapas de cambios 1981-2000 menos 1961-1980. En cambio para TN en invierno el comportamiento tiende a ser el opuesto, con alta dispersión inter-reanálisis para la variabilidad media de todo el periodo y relativamente más acuerdo inter-reanálisis para simular los cambios entre 1961-1980 y 1981-2000.

3.2. Variabilidad interanual

En esta subsección se presenta la variabilidad interanual de TX (DEF) y de TN (JJA) del período 1961-2000, así como los cambios entre los

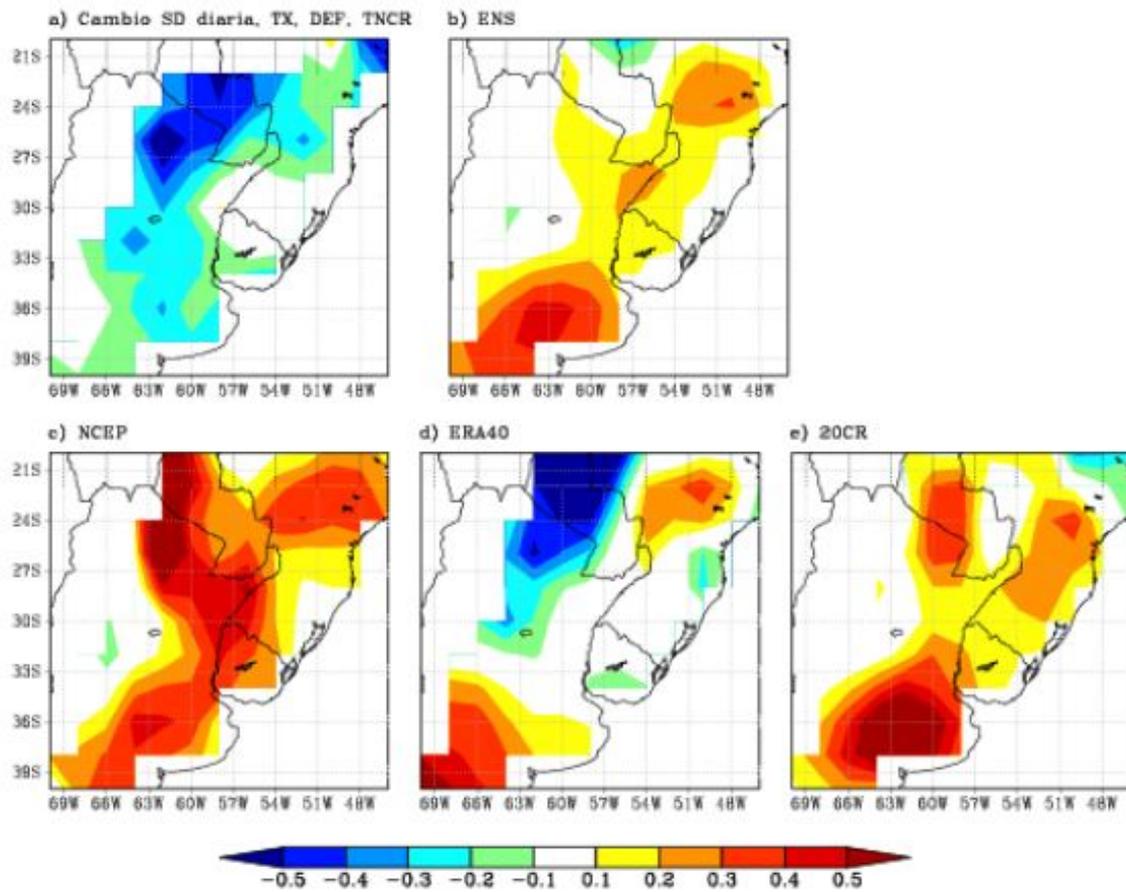


Figura 2: Cambios en la variabilidad diaria de TX (DEF), representados mediante la diferencia de la desviación estándar entre dos períodos de 20 años cada uno (1981-2000 menos 1961-1980). Panel a) TNCR, b) ensamble de reanálisis, c) NCEP, d) ERA40 y e) 20CR. La unidad es °C.

períodos 1981-2000 y 1961-1980. La variabilidad interanual de TX calculada a partir de los datos observacionales TNCR (figura 5, panel a) es máxima sobre el centro de Argentina y Uruguay y mínima en el sudeste de Brasil. El ensamble de reanálisis (panel b) captura esa diferencia entre las dos regiones (Argentina-Brasil) pero sobrestima la variabilidad. Todos los reanálisis individuales (paneles inferiores) cualitativamente representan bien la distribución geográfica de la variabilidad interanual de TX, pero difieren en la magnitud de la desviación estándar correspondiente a los máximos y mínimos. En los tres casos, la variabilidad interanual está sobrestimada (especialmente 20CR).

La variabilidad interanual de TN calculada con los datos observacionales (figura 6, panel

a) es máxima en el norte de Argentina y oeste de Paraguay. El ensamble de reanálisis (panel b) representa correctamente las principales características de este campo. Los reanálisis individuales (paneles inferiores) tienden a capturar el máximo de variabilidad del norte argentino y Paraguay pero NCEP lo sobrestima (panel c), ERA40 lo subestima (panel d) y 20CR (panel e) presenta un gradiente zonal de variabilidad demasiado marcado en el norte del dominio. Más allá de la distribución geográfica del patrón de variabilidad, es interesante notar que es más realista el ensamble de reanálisis para representar TN que TX, sugiriendo que los procesos físicos involucrados son más difíciles de ser representados en el segundo caso. Las zonas con máxima variabilidad de TX (que incluyen gran parte del centro y norte argentino

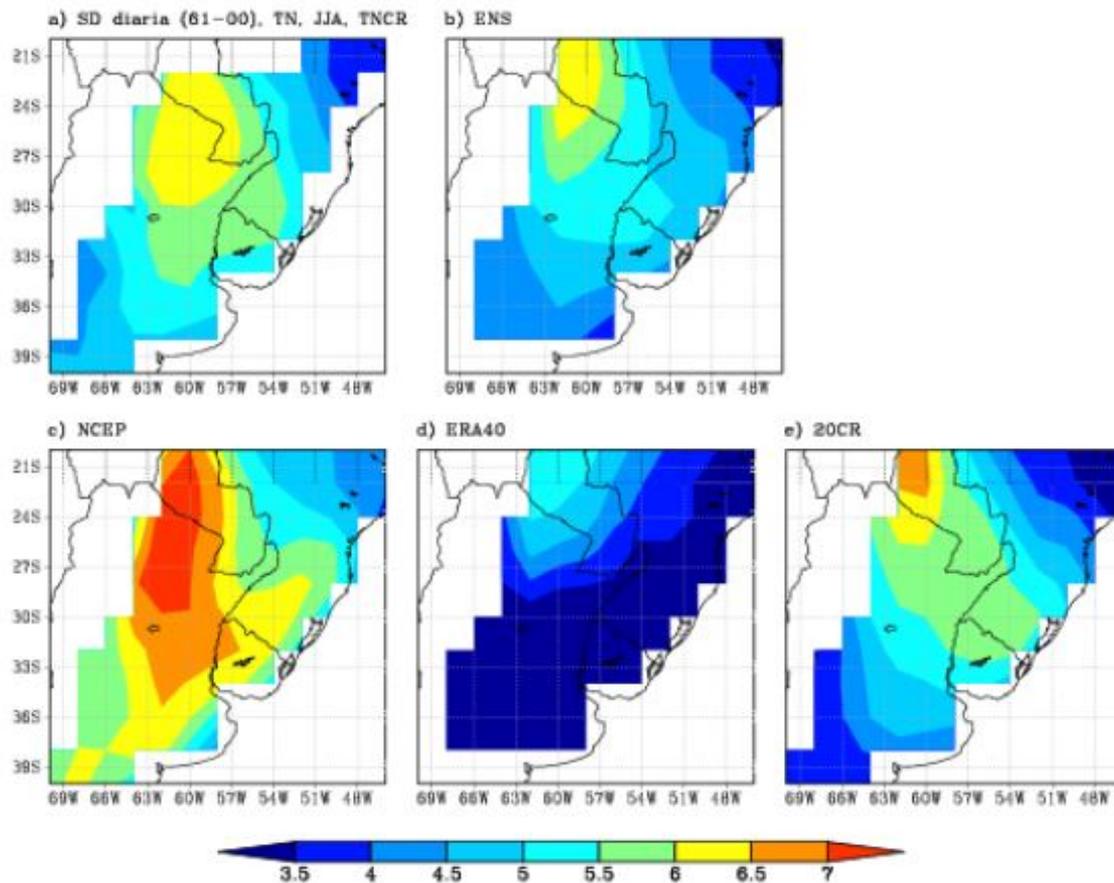


Figura 3: Como la fig. 1, pero para la TN (JJA).

y Uruguay; figura 5, paneles superiores) coincide con una zona de fuerte acople entre el suelo y la evapotranspiración (figura 5 de Sörensson y Menéndez, 2011) y de alta variabilidad interanual de la evapotranspiración (no mostrado aquí).

La figura 7 muestra los cambios en la desviación estándar interanual de TX (DEF) entre los dos subperíodos. La variabilidad decrece en parte del sur de Brasil y noreste de Argentina y aumenta al sudoeste del dominio (panel a). El ensamble de reanálisis (panel b) captura este aumento de variabilidad interanual en el sur del dominio pero sobrestima el cambio. Sin embargo, el ensamble no logra simular la disminución de variabilidad alrededor de la provincia de Misiones. Los tres reanálisis (paneles inferiores) tienden a incrementar la variabilidad interanual al sur del dominio, pero las diferencias entre los reanálisis individuales aumentan en el centro y norte del

dominio.

La figura 8 muestra los cambios en la variabilidad interanual de TN (JJA). La estimación observacional (panel a) sugiere una disminución de variabilidad en el norte y un aumento en el sudoeste del dominio. El ensamble de reanálisis (panel b) no captura este patrón, presentando cambios poco significativos en la mayor parte del dominio. Sin embargo, existen grandes diferencias entre los correspondientes patrones de los tres reanálisis (paneles inferiores), siendo NCEP el único que, sin demasiada exigencia en cuanto a los detalles de la distribución geográfica, se asemeja al patrón de cambio observado (predominio de disminución de variabilidad en el norte y de aumento en el sur).

Otro aspecto que merece ser destacado es que,

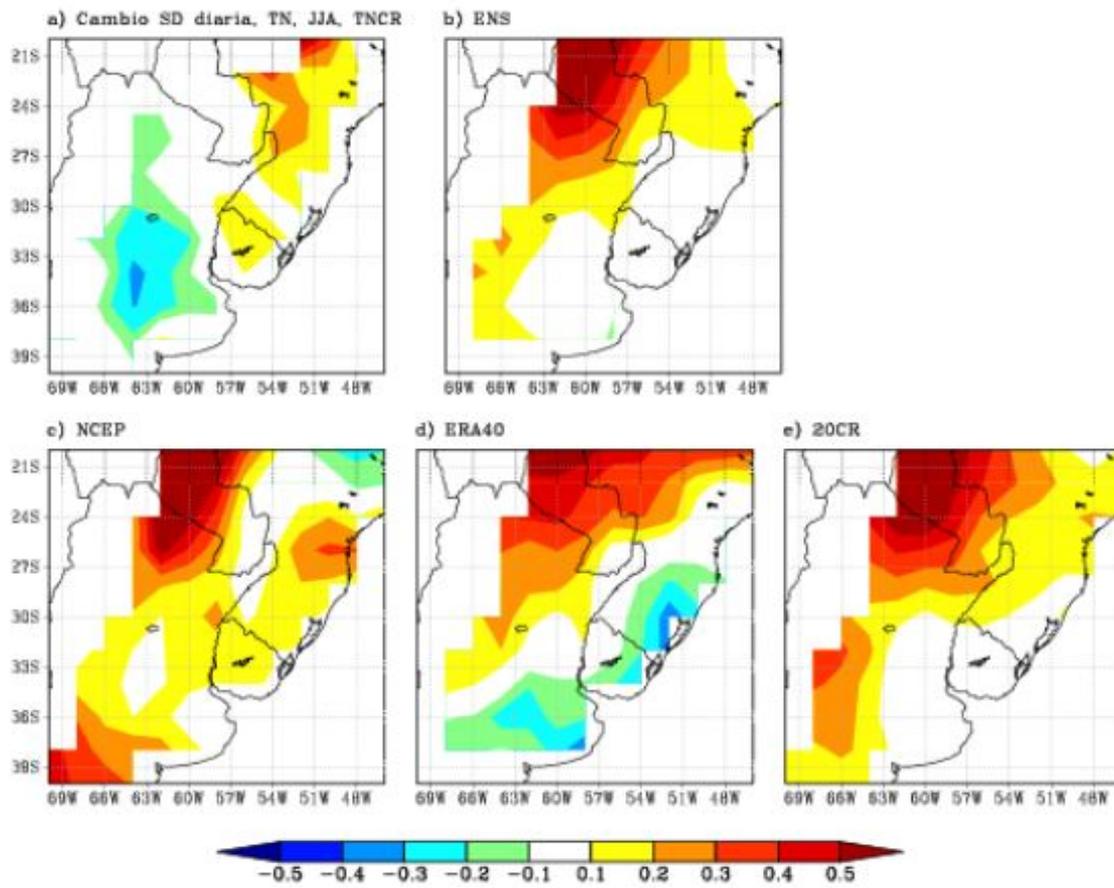


Figura 4: Como la fig. 2, pero para la TN (JJA).

en los datos observacionales, los cambios entre ambos períodos (1981-2000 menos 1961-1980) en la variabilidad interanual y en la variabilidad diaria presentan patrones geográficos muy distintos tanto para TX (DEF) (comparar paneles a de figuras 2 y 7) como para TN (JJA) (comparar paneles a de figuras 4 y 8), sugiriendo diferencias en los procesos relevantes para la variabilidad en ambas escalas temporales. Estas diferencias entre variabilidad diaria e interanual en la distribución geográfica de los cambios entre ambos períodos también es evidente para el reanálisis NCEP (paneles c de figuras 2 y 7 para TX y paneles c de figuras 4 y 8 para TN). Sin embargo, los reanálisis ERA40 (paneles d de las figuras 2-7 y 4-8) y 20CR (paneles e) tienen patrones de cambio de variabilidad diaria e interanual semejantes entre sí para TX y TN. No es claro el por qué de este comportamiento diferenciado entre los reanálisis. En particular,

esta diferencia entre los reanálisis NCEP y 20CR puede resultar anti intuitiva teniendo en cuenta que los modelos empleados en los mismos comparten varias características.

3.3. Cambios en extremos de temperatura

Los cambios en la variabilidad pueden estar asociados con cambios en la ocurrencia de eventos extremos. A continuación se documentan los cambios en la frecuencia de ocurrencia de días calurosos en DEF (definidos como aquellos días en los que TX supera el P75 de los datos diarios del período 1961-1980) y de noches frías en JJA (TN inferior al P25 de los datos diarios del período 1961-1980) para la base de datos observacional (Tencer y otros 2011) y para los tres reanálisis considerados.

La figura 9 muestra la fracción de días en

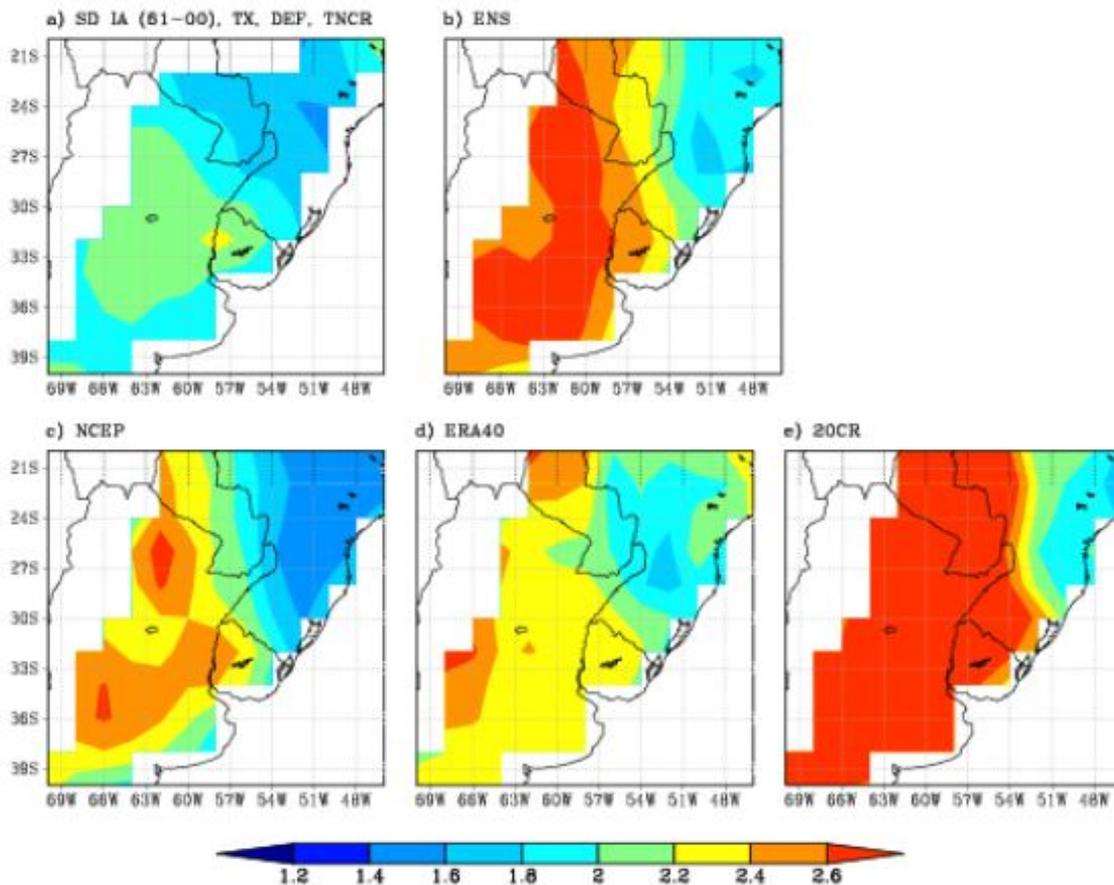


Figura 5: Variabilidad interanual de la TX (DEF) durante el período 1961-2000. Panel a) TNCR, b) ensamble de reanálisis, c) NCEP, d) ERA40 y e) 20CR. La unidad es °C.

DEF en el período 1981-2000 que exceden el P75 de TX del período 1961-1980. Los valores mayores a 25 % (colores cálidos en los mapas) indican un incremento en la frecuencia de días calurosos de verano, mientras que los valores inferiores a 25 % (colores fríos) están asociados a una disminución de su frecuencia. Los datos observacionales (panel a) predominantemente presentan una disminución de la frecuencia de días calurosos en gran parte del dominio.

El patrón geográfico de estos cambios es muy similar a los cambios en la variabilidad diaria de TX entre los dos períodos (1981-2000 menos 1961-1980, figura 2a). El máximo cambio se registra en el norte argentino alrededor de 26°S-62°O (figura 9a), área en la que es máxima la disminución de la variabilidad diaria (figura 2a). El ensamble de reanálisis (figura 9b) no

captura estos cambios en la frecuencia de días calurosos, exhibiendo una tendencia opuesta (aumento de la frecuencia de días calurosos). Los reanálisis individuales (paneles inferiores de la figura 9) tienen grandes diferencias entre sí y respecto a los datos observacionales. El único reanálisis que es capaz de reproducir la disminución de la frecuencia de días calurosos en el norte argentino es ERA40 (figura 9d).

La figura 10 muestra la fracción de días en JJA en el período 1981-2000 que no exceden el percentil 25 de TN del período 1961-1980. Los valores menores a 25 % (colores fríos en los mapas) indican una disminución en la frecuencia de noches frías en invierno, mientras que los valores que superan 25 % (colores cálidos) señalan una mayor frecuencia para el segundo período. Los datos observacionales (panel a) presentan

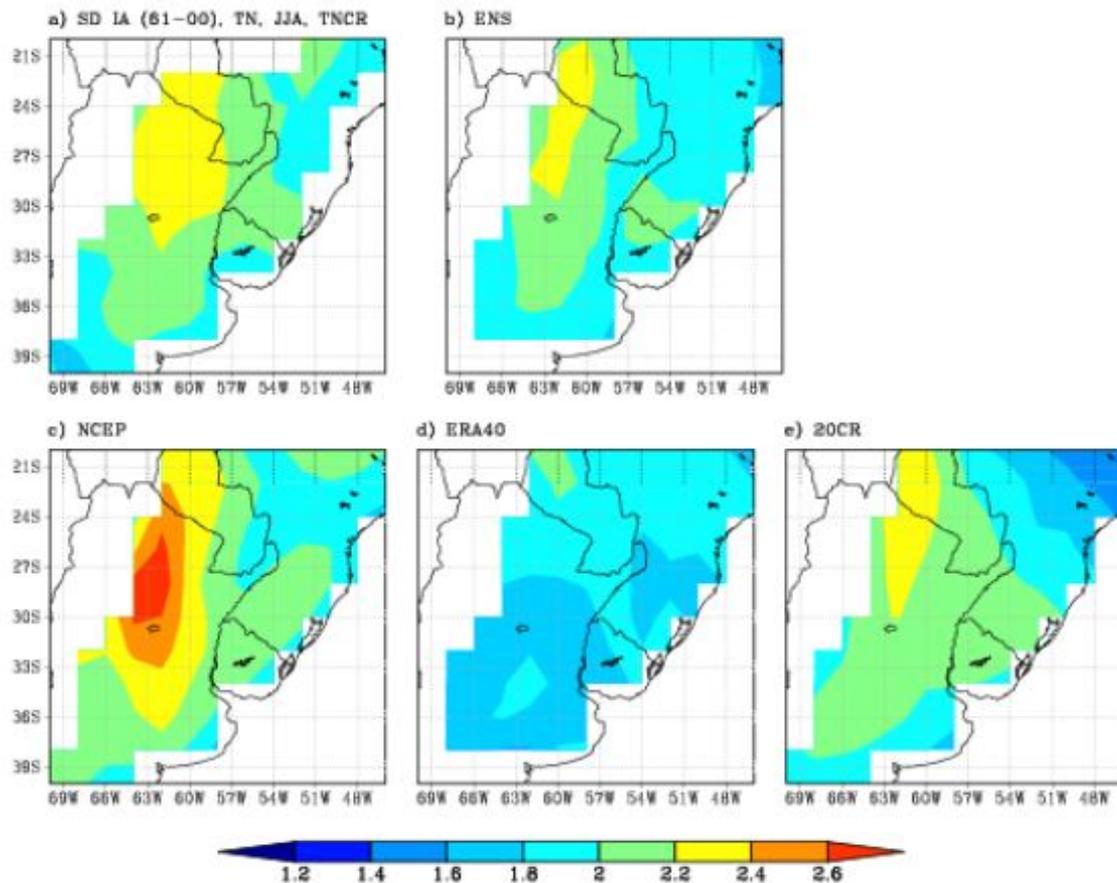


Figura 6: Como la fig. 5, pero para la TN (JJA).

mayormente una disminución en la frecuencia de noches frías, particularmente sobre parte de la Argentina y al noreste del dominio sobre Brasil. A partir de la comparación de la distribución geográfica de estos cambios con los mapas de cambios en la variabilidad en invierno, se encuentra que el menor número de noches frías sobre Argentina coincide aproximadamente con la zona de decrecimiento de la variabilidad diaria de TN (figura 4a), mientras que los cambios en el noreste del dominio coinciden en parte con una zona de menor variabilidad interanual (figura 8a). Las distribuciones geográficas de las tendencias de noches frías en JJA tanto en el ensamble de reanálisis (figura 10b) como en los diferentes reanálisis individuales (paneles inferiores de figura 10) son inconsistentes con los patrones observados. Los reanálisis predominantemente muestran aumentos en el número de noches frías siendo ERA40 (panel d) el reanálisis que exhibe

el mayor incremento en el número de noches frías.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Se analizó la variabilidad de la temperatura en la región SESA en el período 1961-2000 en base a una climatología observacional (TNCR) y a datos provenientes de tres reanálisis multidecádicos. Asimismo se analizaron los cambios entre los períodos 1981-2000 y 1961-1980 en la variabilidad diaria, la variabilidad interanual y los extremos de TX (verano) y de TN (invierno). La frecuencia de días calurosos en verano y de noches frías en invierno disminuye sobre gran parte del dominio. El patrón geográfico de estos cambios es similar a los cambios en la variabilidad diaria entre las dos últimas décadas y las dos primeras.

Diferentes mecanismos relacionan la temperatura con la circulación atmosférica, los procesos

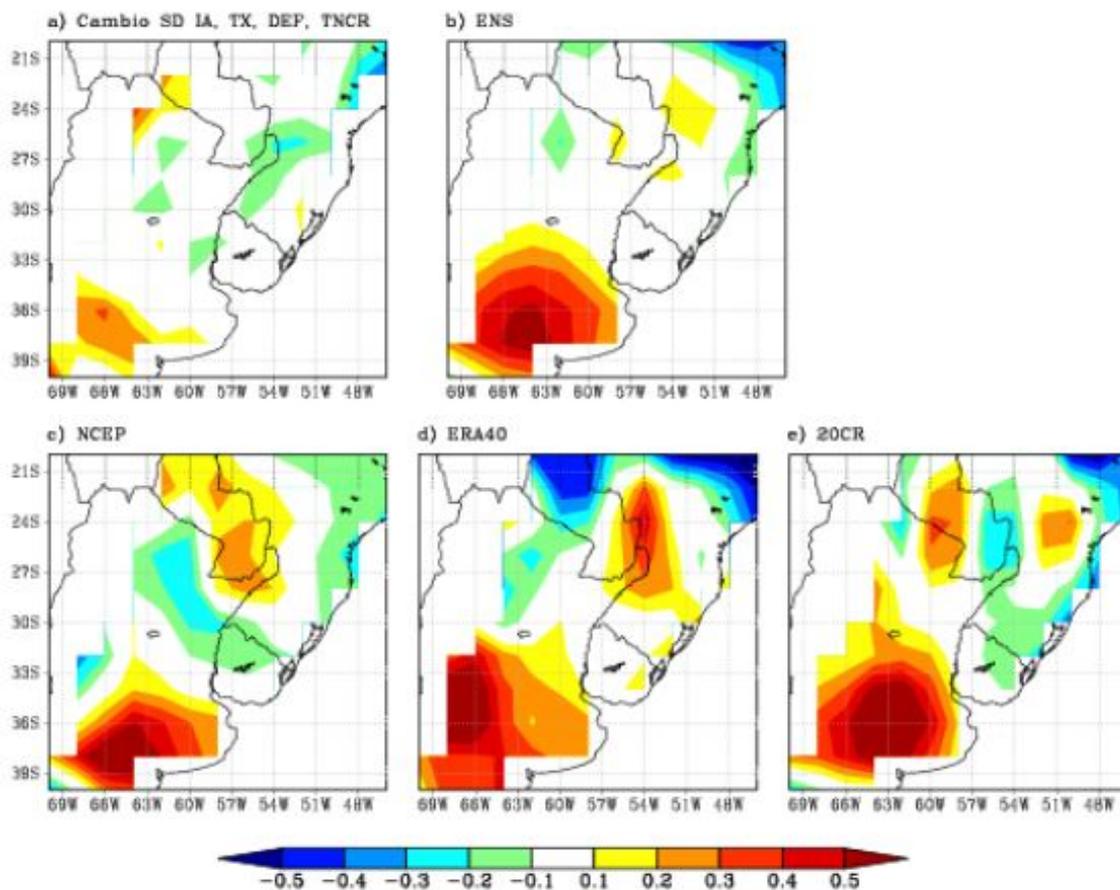


Figura 7: Cambios en la variabilidad interanual de la TX (DEF), representados mediante la diferencia de la desviación estándar entre dos períodos de 20 años cada uno (1981-2000 menos 1961-1980). Panel a) TNCR, b) ensamble de reanálisis, c) NCEP, d) ERA40 y e) 20CR. La unidad es °C.

radiativos, el balance de energía en la superficie y las características del suelo. Estas interacciones tienen una importancia relativa que depende de la región, de la época del año, y de las escalas temporales y espaciales involucradas. Un análisis detallado de los diferentes mecanismos que afectan a la temperatura y su variabilidad está más allá del propósito de este artículo. Sin embargo, como una contribución parcial hacia un mayor entendimiento de estos mecanismos en nuestra región, en base a nuestros resultados y teniendo en cuenta resultados recientes publicados por otros autores, es posible discutir aquí el rol de la interacción entre precipitación, evapotranspiración y temperatura máxima en verano. Estas conclusiones parciales por supuesto necesitan ser ratificadas por análisis más

detallados y empleando otras bases de datos.

Es necesario tener en cuenta que durante el período estudiado la región SESA tuvo cambios significativos en la precipitación media (Barros y otros 2008), además de que la evidencia observacional sugiere una posible relación entre precipitación y temperatura: los veranos calientes están asociados con condiciones de baja precipitación (Rusticucci; Penalba, 2000). Investigaciones sobre cambios en la variabilidad interanual de la temperatura estival por el cambio climático en Europa señalan que los mayores cambios se dan en zonas de transición climática (Fischer; Schär 2009). El concepto de zonas de transición está relacionado con los regímenes

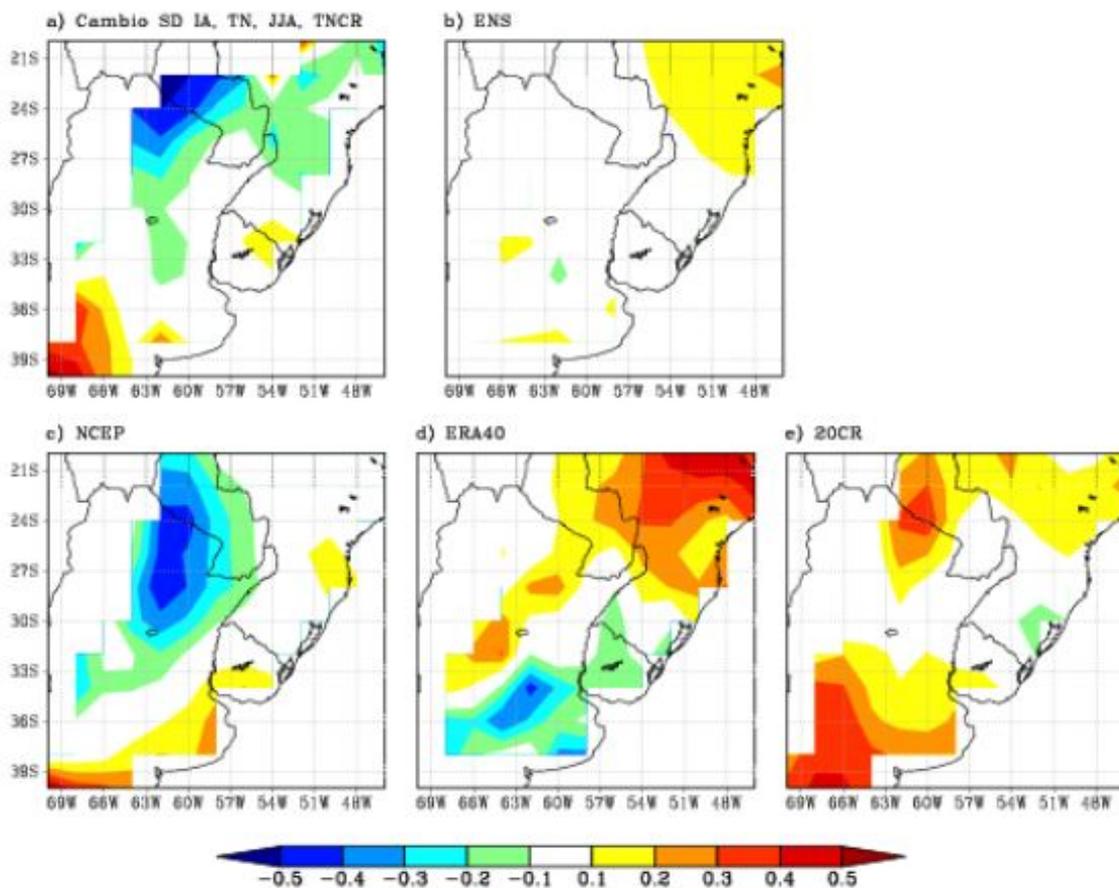


Figura 8: Como la fig. 7, pero para la TN (JJA).

de evaporación (Seneviratne y otros 2006a). En zonas húmedas la evaporación no está limitada por la humedad del suelo, mientras que en zonas áridas la evaporación está limitada por la disponibilidad de humedad en el suelo. En las zonas de transición la evaporación está limitada por la humedad del suelo en algunos veranos, pero en otros el agua en el suelo no es un limitante. A su vez, en las zonas de transición la evaporación afecta a TX a través del proceso llamado enfriamiento evaporativo .

La zona de Sudamérica que se encuentra entre la diagonal árida (región alargada que se extiende aproximadamente en dirección NO-SE desde las costas de Perú y norte de Chile hasta el este de la Patagonia) y la región húmeda del sur de Brasil, noreste de la Argentina y Uruguay es de transición entre zonas con regímenes áridos

o semiáridos y zonas húmedas con régimen hídrico (i.e. sin meses secos, Verbist y otros, 2011). Esta región se caracteriza por la fuerte variabilidad interanual de TX en verano (figura 5a). Estudios previos la señalan como la región de mayor acople entre el suelo y la atmósfera en Sudamérica para esta estación (Sörensson; Menéndez 2011). Análisis de salidas de modelos climáticos presentan una fuerte variabilidad interanual de evapotranspiración en esta zona (no mostrado aquí).

Sin embargo, y a diferencia de lo encontrado en Europa por Fischer y Schär (2009) (ver discusión más arriba), los mayores cambios en la variabilidad interanual de TX entre 1961-1980 y 1981-2000 no se encuentran sobre esta zona de transición, sino que están ubicados en los límites de la misma: aumento de variabilidad

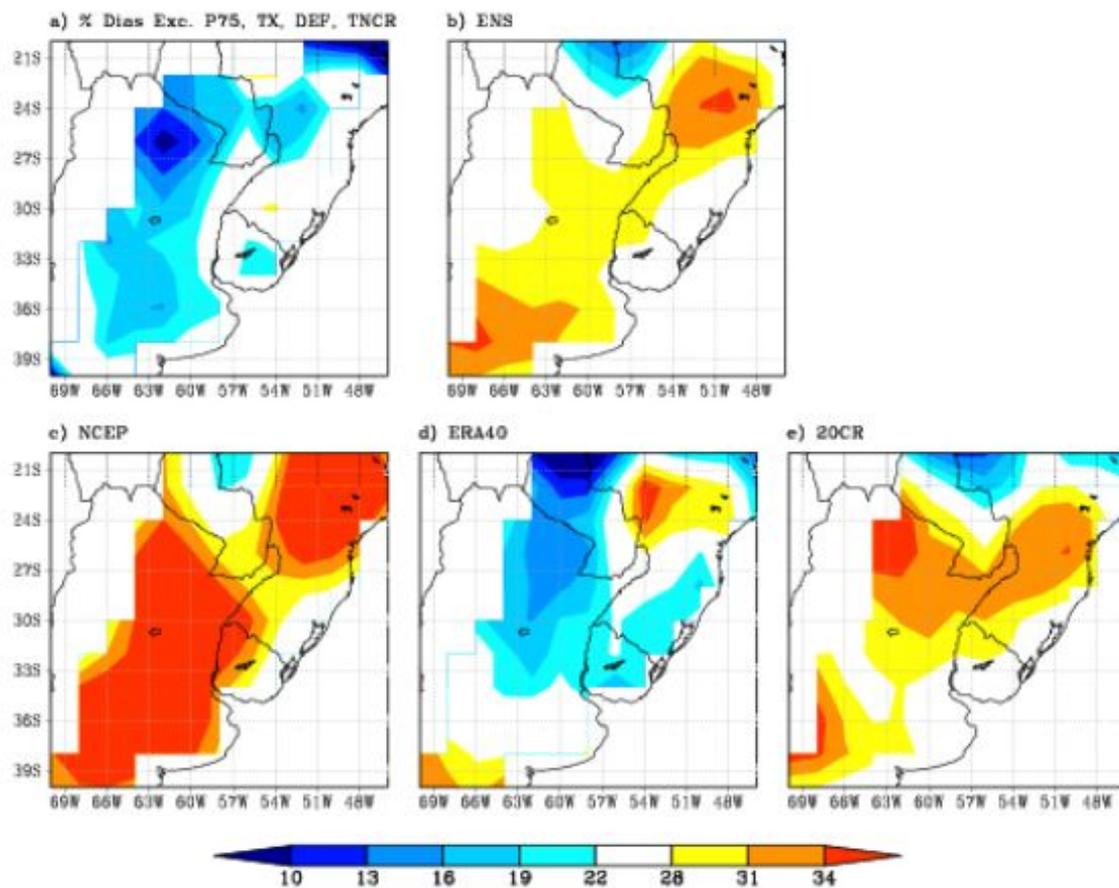


Figura 9: Fracción de días estivales en el período 1981-2000 que exceden el percentil 75 de TX del período 1961-1980. Panel a) TNCR, b) ensamble de reanálisis, c) NCEP, d) ERA40 y e) 20CR. Unidad: %.

en sur de Brasil y Misiones, disminución de variabilidad al norte de la Patagonia (sudeste del dominio) (figura 7). Estos cambios sugieren un corrimiento hacia el sudoeste en la zona de máxima variabilidad interanual de TX en la climatología observacional aquí analizada (TNCR). La variabilidad de la temperatura puede estar relacionada con la existencia de una tendencia positiva de la precipitación en SESA (Barros y otros 2008). Si la precipitación media tiende a aumentar en zonas húmedas (e.g. Misiones y sur de Brasil), la evapotranspiración dependerá menos del contenido de humedad en el suelo (porque aumenta la disponibilidad de agua) y su variabilidad tenderá a disminuir. Por ende la variabilidad de TX tendrá un comportamiento similar.

Se debe tener en cuenta además que el efecto de una variación en la disponibilidad de agua en el suelo (producida por la variabilidad de la precipitación) sobre la evapotranspiración no es lineal y es dependiente del régimen climático (seco, de transición o húmedo) (Ruscica y otros 2014). Si una zona húmeda se torna aún más húmeda, la variabilidad interanual de la evapotranspiración disminuye dado que el agua en el suelo pierde importancia como factor limitante. En cambio, en zonas con poca disponibilidad de humedad en el suelo (e.g. el norte de la Patagonia) los cambios en la variabilidad de la precipitación tienen como respuesta fuertes cambios en la variabilidad de la evapotranspiración (ver Ruscica y otros (2014), su figura 5). Los cambios positivos de variabilidad de TX en el sur del dominio (figura 7) sugieren en

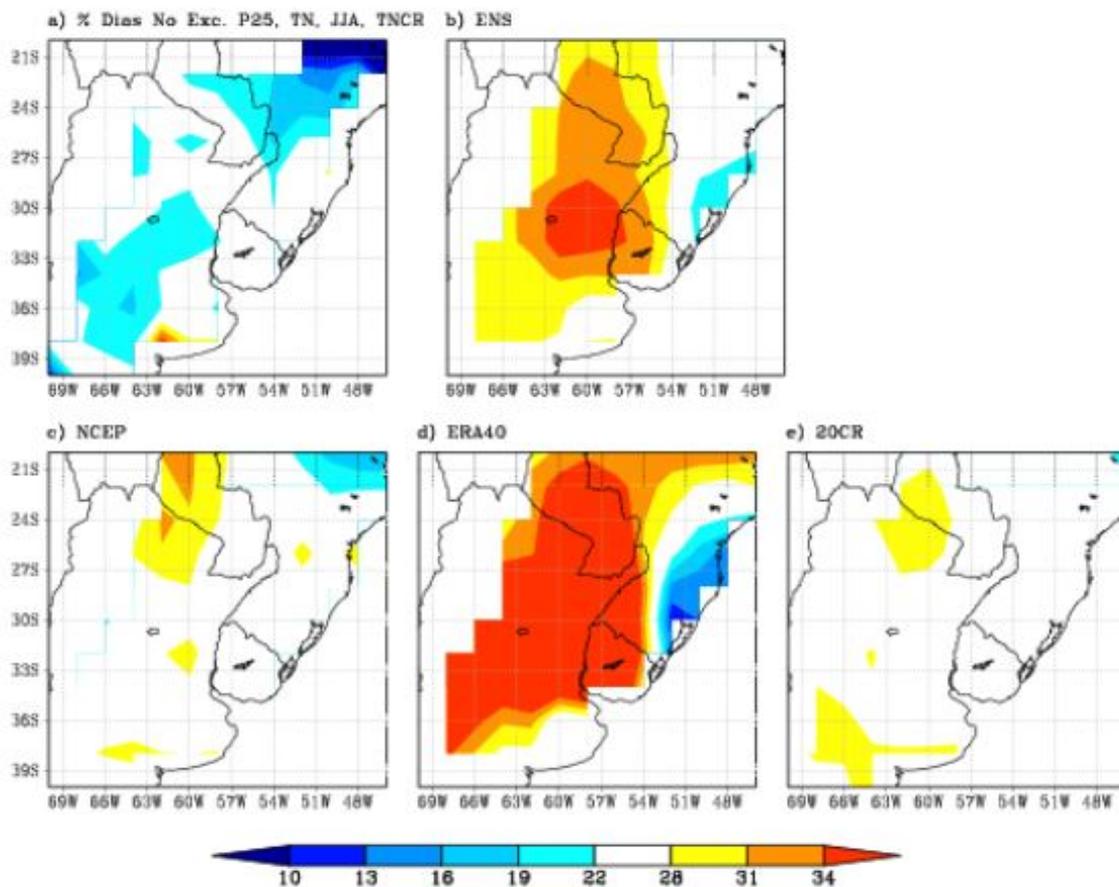


Figura 10: Como la fig. 9, pero para los días de invierno en el período 1981-2000 que no exceden el percentil 25 de TN del período 1961-1980.

consecuencia un aumento en la variabilidad de la precipitación en el período 1981-2000 respecto a 1961-1980. En resumen, las oscilaciones entre veranos secos y veranos húmedos motivarán una variabilidad de la evapotranspiración y en consecuencia de TX que es dependiente del régimen climático.

Cambios en la precipitación y en el contenido de humedad en el suelo también pueden afectar a TN dado que un aumento en la capacidad calórica del suelo (por contener más humedad) contribuye a aumentar la temperatura mínima (e.g., Nuñez y otros (2008a) encuentran correlaciones positivas entre TN y precipitación en Australia). Otro efecto que se debe tener en cuenta es el efecto radiativo sobre la temperatura (Dai y otros 1997). La nubosidad asociada con la precipitación

puede afectar el rango diario de la temperatura al reflejar la radiación solar (contribuyendo a reducir TX) y atrapar la radiación terrestre en la base de las nubes durante la noche (contribuyendo a aumentar TN). Los efectos radiativo y de la humedad del suelo a su vez se pueden combinar para ayudar a entender los cambios en la variabilidad de la temperatura: un suelo más húmedo tiene mayor capacidad calórica y, en consecuencia, es menos susceptible a la variabilidad en la radiación neta en superficie.

Los cambios en la circulación atmosférica también pueden explicar parte de los cambios en la variabilidad interanual en un contexto de cambio climático (e.g. Meehl y Tebaldi, 2004). En particular, el incremento en la precipitación en SESA durante el período

analizado está probablemente asociado con un incremento en el flujo de humedad desde el norte a través de la corriente en chorro de capas bajas de Sudamérica (Nuñez y otros 2008b). Además, la variabilidad interanual de la circulación en gran escala puede contribuir a modular variaciones en la temperatura en SESA. Esta variabilidad responde en parte a forzantes relacionados con anomalías en la temperatura de la superficie del mar (SST, de acuerdo a sus siglas en inglés). Algunas posibles influencias en escalas interanuales o mayores incluyen las siguientes. La primera mitad del período estudiado (1961-1980) estuvo dominada principalmente por la fase fría de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) mientras que la segunda mitad (1981-2000) estuvo dominada por la fase opuesta (Mantua; Hare 2002). El modo de variabilidad El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) afecta las trayectorias preferenciales seguidas por los sistemas ciclónicos especialmente durante invierno (Sinclair y otros, 1997; Solman y Menéndez, 2002). La influencia del ENSO sobre la variabilidad interanual en la región SESA es menor en verano (i.e. la variabilidad interanual en SESA está menos correlacionada con ENSO en verano que en otras estaciones (Robertson y Mechoso, 2003); Cazes-Boezio y otros, 2003). Anomalías de la SST en el Océano Índico también pueden inducir anomalías de precipitación, afectando por lo tanto la temperatura en SESA (Chan y otros, 2008), Cherchi y otros (2014).

Nuestros resultados muestran que los reanálisis tienen dificultades para capturar la variabilidad diaria e interanual de la temperatura máxima (verano) y la temperatura mínima (invierno) y sus variaciones de largo plazo durante las últimas cuatro décadas del siglo 20. Los modelos numéricos empleados en los reanálisis representan los procesos atmosféricos y la interacción con la superficie de manera simplificada y no debe sorprender que existan diferencias a veces significativas entre los reanálisis teniendo en cuenta la variedad y complejidad de las interacciones que afectan a la temperatura y su variabilidad. Además,

se debe considerar como un factor adicional que podría contribuir a la dispersión entre los reanálisis, las diferentes características de la asimilación de observaciones empleadas en los mismos (como fue discutido en Zaninelli y otros 2014, parte 1). Estos resultados son coherentes con Lenderink y otros (2007) quienes sugieren que los procesos dominantes sobre la variabilidad de la temperatura son muy dependientes de los modelos. Así, en algunos modelos la variabilidad estará relacionada principalmente con la interacción suelo-atmósfera, mientras que en otros será más importante el efecto asociado a los procesos radiativos (feedbacks relacionados con la nubosidad).

Agradecimientos: Este trabajo fue parcialmente financiado con fondos de los proyectos CLARIS-LPB (7° Programa Comunidad Europea, Contrato N° 212492), PIP 112-201101-00932 (CONICET, Argentina) y PICT 2008-00237 (FONCYT, Argentina).

REFERENCIAS

- Barros, V. R., A. M. Grimm, y M. E. Doyle, 2002. Relationship between temperature and circulation in Southeastern South America and its influence from El Niño and La Niña events. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 80, 21-32.
- Barros, V. R., M. E. Doyle, y I. A. Camilloni, 2008. Precipitation trends in southeastern South America: Relationship with ENSO phases and with low-level circulation. *Theoretical and Applied Climatology*, 93, 19-33.
- Barrucand, M., y M. Rusticucci, 2001. Climatología de temperaturas extremas en la Argentina. *Variabilidad temporal y regional. Meteorológica*, 26, 85-102.
- Barrucand, M., M. Rusticucci, y W. Vargas, 2008. Temperature extremes in the south of South America in relation to Atlantic Ocean surface temperature and Southern Hemisphere circulation. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, 113.

- Carril, A. F., y co-autores, 2012. Performance of a multi-RCM ensemble for South Eastern South America. *Climate Dynamics*, 39, 2747-2768.
- Cazes-Boezio, G., A. W. Robertson, y C. R. Mechoso, 2003. Seasonal dependence of ENSO teleconnections over South America and relationships with precipitation in Uruguay. *Journal of Climate*, 16, 1159-1176.
- Cerne, S. B., y C. S. Vera, 2011. Influence of the intraseasonal variability on heat waves in subtropical South America. *Climate Dynamics*, 36, 2265-2277.
- Compo, G. P., y co-autores, 2011. The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 1-28.
- Chan, S. C., S. K. Behera, y T. Yamagata, 2008. Indian Ocean Dipole influence on South American rainfall. *Geophysical Research Letters*, 35, L14S12.
- Cherchi, A., A. F. Carril, C. G. Menéndez, y L. Zamboni, 2014. La Plata basin precipitation variability in spring: role of remote SST forcing as simulated by GCM experiments. *Climate Dynamics*, 42, 219-236.
- Dai, A., A. D. Del Genio y I. Y. Fung, 1997. Clouds, precipitation and temperature range [9]. *Nature*, 386, 665-666.
- de Elía, R., S. Biner y A. Frigon, 2013. Interannual variability and expected regional climate change over North America. *Climate Dynamics*, 41, 1245-1267.
- Fischer, E. M., y C. Schär, 2009. Future changes in daily summer temperature variability: driving processes and role for temperature extremes. *Climate Dynamics*, 33, 917-935.
- Lenderink, G., A. Van Ulden, B. Van Den Hurk, y E. Van Meijgaard, 2007. Summertime inter-annual temperature variability in an ensemble of regional model simulations: Analysis of the surface energy budget. *Climatic Change*, 81, 233-247.
- Lupo, A. R., J. J. Nocera, L. F. Bosart, E. G. Hoffman y D. J. Knight, 2001. South American cold surges: Types, composites, and case studies. *Monthly Weather Review*, 129, 1021-1041.
- Mantua, N. J y S. R. Hare, 2002. The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography*, 58, 35-44.
- Marengo, J. A. y C. C. Camargo, 2008. Surface air temperature trends in Southern Brazil for 1960-2002. *International Journal of Climatology*, 28, 893-904.
- Meehl, G. A. y C. Tebaldi, 2004. More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st century. *Science*, 305, 994-997.
- Menéndez, C. G., M. De Castro, A. Sörensson y J. P. Boulanger, 2010. CLARIS project: Towards climate downscaling in South America. *Meteorologische Zeitschrift*, 19, 357-362.
- Naumann, G. y W. M. Vargas, 2012. A study of intraseasonal temperature variability in southeastern South America. *Journal of Climate*, 25, 5892-5903.
- Núñez, M. N., H. H. Ciapessoni, A. Rolla, E. Kalnay y M. Cai, 2008a. Impact of land use and precipitation changes on surface temperature trends in Argentina. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984-2012), 113.
- Núñez, N. M., Solman S. y Cabré M.F. 2008b. Regional climate change experiments over southern South America. II: Climate change scenarios in the late twenty-first century *Climate Dynamics*.
- Overpeck, J. T., G. A. Meehl, S. Bony y D.F. Easterling, 2011. Climate data challenges in the 21st century. *Science*, 331, 700-702.
- Renom, M., M. Rusticucci y Barreiro M, 2011. Multidecadal changes in the relationship between extreme temperature events in Uruguay and the general atmospheric circulation. *Climate Dynamics*, 37, 2471-2480.
- Robertson, A. W., and C. R. Mechoso, 2003. Circulation regimes and low-frequency oscillations in the South Pacific sector. *Monthly Weather Review*, 131, 1566-1576.
- Rosenblüth, B., H. Fuenzalida y P. Aceituno, 1997. Recent temperature variations in southern South America. *International Journal of Climatology*, 17, 67-S65.
- Rowell, D. P., 2005. A scenario of European climate change for the late twenty-first century: seasonal means and interannual variability. *Climate Dynamics*, 25, 837-849.

- Ruscica, R., A. Sörensson y C. Menéndez, 2014. Hydrological links in Southeastern South America: soil moisture memory and coupling within a hot spot. *International Journal of Climatology*.
- Rusticucci, M., and O. Penalba, 2000. Interdecadal changes in the precipitation seasonal cycle over Southern South America and their relationship with surface temperature. *Climate Research*, 16, 1-15.
- Rusticucci, M., y W. Vargas, 2002. Cold and warm events over Argentina and their relationship with the ENSO phases: Risk evaluation analysis. *International Journal of Climatology*, 22, 467-483.
- Rusticucci, M., y M. Barrucand, 2004. Observed trends and changes in temperature extremes over Argentina. *Journal of Climate*, 17, 4099-4107.
- Rusticucci, M. Renom M., 2008. Variability and trends in indices of quality-controlled daily temperature extremes in Uruguay. *International Journal of Climatology*, 28, 1083-1095.
- Rusticucci, M. M., S. A. Venegas, y W. M. Vargas, 2003. Warm and cold events in Argentina and their relationship with South Atlantic and South Pacific Sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, 108, 20-21.
- Seluchi, M. E., y J. A. Marengo, 2000. Tropical-midlatitude exchange of air masses during summer and winter in South America: Climatic aspects and examples of intense events. *International Journal of Climatology*, 20, 1167-1190.
- Seneviratne, S. I., D. Lüthi, M. Litschi, y C. Schär, 2006a. Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, 443, 205-209.
- Seneviratne, S. I. y Coautores, 2006b. Soil moisture memory in AGCM simulations: Analysis of global land-atmosphere coupling experiment (GLACE) data. *Journal of Hydrometeorology*, 7, 1090-1112.
- Seneviratne, S. I. y Coautores, 2012. Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. In: *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*. [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, y P.M. Midgley (eds.)]. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, pp. 109-230.
- Sinclair, M. R., J. A. Renwick, y J. W. Kidson, 1997. Low-frequency variability of Southern Hemisphere sea level pressure and weather system activity. *Monthly Weather Review*, 125, 2531-2543.
- Solman, S. A., y C. G. Menéndez, 2002. ENSO-related variability of the Southern Hemisphere winter storm track over the Eastern Pacific-Atlantic sector. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59, 2128-2140.
- Sörensson, A. A., y C. G. Menéndez, 2011. Summer soil-precipitation coupling in South America. *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 63, 56-68.
- Tencer, B., M. Rusticucci, P. Jones, y D. Lister, 2011. A southeastern south american daily gridded dataset of observed surface minimum and maximum temperature for 1961-2000. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92, 1339-1346.
- Vargas, W. M., y G. Naumann, 2008. Impacts of climatic change and low frequency variability in reference series on daily maximum and minimum temperature in southern South America. *Regional Environmental Change*, 8, 45-57.
- Verbist, K., F. Santibañez, D. Gabriels, y G. Soto, 2011. *Atlas of Arid Zones in Latin America and the Caribbean*. 26.
- Vidale, P. L., D. Lüthi, R. Wegmann, y C. Schär, 2007. European summer climate variability in a heterogeneous multi-model ensemble. *Climatic Change*, 81, 209-232.
- Vincent, L. A. y Coautores, 2005. Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960-2000. *Journal of Climate*, 18, 5011-5023.

Este es un artículo de acceso abierto distribuido bajo la licencia Creative Commons, que permite el uso ilimitado, distribución y reproducción en cualquier medio, siempre que la obra original sea debidamente citada.

NORMAS PARA LA PRESENTACIÓN DE ARTÍCULOS

Los trabajos enviados a Meteorologica no deberán haber sido publicados anteriormente ni enviados a otras revistas para su evaluación en forma simultánea.

La revista cuenta con las secciones, “Artículos” y “Notas y Correspondencia”.

- **Artículos:** son trabajos de investigación completos dentro de la temática general de Meteorologica.
- **Notas:** incluye descripciones breves de técnicas, métodos, datos o contribuciones cortas que merezcan su pronta difusión.
- **Correspondencia:** contiene comentarios y discusión de artículos publicados en volúmenes anteriores y estará acompañada por la respuesta del o los autores.

En todos los casos los autores deberán respetar las siguientes normas: Los trabajos deberán ser remitidos a la revista por correo electrónico a meteorologica@at.fcen.uba.ar acompañados de una carta de presentación incluyendo el nombre y dirección electrónica del/los autor/ es. Los autores podrán sugerir tres revisores potenciales.

Los artículos deberán estar escritos en idioma español o inglés, se recomienda una redacción concisa, simple y coherente a lo largo de todo su desarrollo.

El texto deberá ser transcripto con un procesador de texto, preferentemente Microsoft Office Word 2003 o superior. El trabajo deberá escribirse en una columna, interlineado 1.5, con el tipo de letra Times New Roman de tamaño de 11 caracteres por pulgada.

El trabajo deberá incluir el encabezamiento, los resúmenes y a continuación el cuerpo del trabajo que siempre que sea posible, deberá estar organizado con la siguiente estructura: Introducción, Datos y Métodos, Resultados, Conclusiones, Agradecimientos, Referencias Bibliográficas. Estas secciones deberán estar numeradas correlativamente.

El **encabezamiento** incluirá: a) título del trabajo en mayúscula, b) nombres y apellidos de los autores, c) organismo, institución o entidad a las que pertenecen cada uno de los autores y lugar (ciudad y país), d) dirección electrónica del autor al cuál se deberán dirigir los editores de la Revista.

El trabajo incluirá un resumen en español y otro en inglés, este último precedido por el título del trabajo en inglés. Los mismos deberán ser concisos y su extensión máxima será de 350 palabras cada uno. A continuación del resumen (abstract), agregar no más de cinco Palabras clave (Keywords), en español y en inglés, respectivamente.

Las **Figuras, Mapas, Ilustraciones y Tablas** deberán incluirse al final del texto en hojas separadas. Las mismas se mencionarán en el texto, asignándole un número arábigo, excepto las tablas que se numerarán con números romanos. Cada una de ellas deberá contener un texto explicativo (leyenda). Cuando sean reproducciones de otros trabajos publicados anteriormente deberá especificarse la referencia correspondiente y contar con la autorización para reproducir las figuras. Una vez aceptado el manuscrito, la versión final de cada figura, imagen, foto y/o tabla deberá ser enviada separadamente en formato jpg y eps.

Las **Fórmulas y Símbolos** se escribirán con claridad. Cuando el número de expresiones matemáticas lo requiera, se numerarán correlativamente, con números arábigos entre corchetes sobre el costado derecho. Se utilizará preferentemente el Sistema Internacional de Medidas. Se deberá emplear coma para indicar las fracciones decimales y punto para las unidades de mil. Ej.: 3,24; 3.900. Se recomienda la utilización de notación científica.

Las **siglas** pueden usarse para no repetir nombres extensos de instituciones, proyectos, etc., pero la primera mención será con el nombre completo y a continuación, entre paréntesis, la sigla correspondiente en mayúsculas y sin puntos entre letras.

Ante cualquier duda por la escritura de palabras o reglas de acentuación el autor deberá tener en cuenta las últimas disposiciones de la Real Academia Española de Letras.

Los **Agradecimientos** se incluirán a continuación de la última sección del texto al margen sin numerar, precedidos por el título "Agradecimientos".

Los **Anexos** o **Tablas de símbolos y constantes**, si los hubiese, se colocarán antes de las referencias, sin numerar y precedidos del título "ANEXOS".

Las **citas** en el texto señalarán entre paréntesis el apellido del autor o autores y el año correspondiente al trabajo. Si el apellido del autor forma parte de una frase, sólo se colocará entre paréntesis el año de publicación. La forma de cita en el texto dependerá del número de autores de acuerdo con los siguientes ejemplos: ...Matsuno (1970)..., o (Matsuno 1970); dos autores: ...(Hoskins y Karoly 1981); más de dos autores ...(Paegle y otros 1983a); varias citas simultáneas ordenadas cronológicamente: ...(Matsuno 1970, Paegle y otros 1983a).

Las **referencias** se presentarán al final del texto del artículo bajo el título "REFERENCIAS", sin numerar, ordenadas alfabéticamente por el apellido del primer autor. Cuando los trabajos incluyan más de un autor, siendo el primer autor el mismo, se ordenarán alfabéticamente de acuerdo con el apellido de los demás autores. Las referencias de un mismo autor se ordenarán cronológicamente y, si hay varias para un mismo año, se agregará a continuación del año letras minúsculas en orden alfabético (... 1991a,... 1991b,...).

● **Libros:** Se indicará el apellido e iniciales de los nombres de los autores, año de la publicación, título del libro, volumen, editor, edición, editorial y número de páginas. Para el caso de libros que reúnen trabajos de distintos autores, se indicará el título del artículo o capítulo antes de citar el título del libro. Ejemplo:

Pasquill A.S y Smith F.B., 1983. Atmospheric diffusion. Third Ed., Ellis Horwood Ltd. 437 págs. Thom A.S., 1975. Momentum, mass and heat exchange of plant communities. Vegetation and the atmosphere. Vol.I, J.L. Monteith Ed., Academic Press, 57-109.

● **Revistas y publicaciones:** Se indicará el apellido e iniciales de los nombres de los autores, año de publicación, título completo del trabajo, nombre de la revista, volumen, número y páginas.

Ejemplo:

Bohren C.F. y Battan L.J., 1982. Radar backscattering of microwaves by spongy ice spheres. J. Atmos. Sci., 39, 4, 2623-2628. Thom A.S., 1975. Momentum, mass and heat Exchange of plant communities. Vegetation and the atmosphere. Vol.I, J.L. Monteith Ed., Academic Press, 57-109.

Meteorología

CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS

COMISIÓN DIRECTIVA

PRESIDENTE:	Perla Alessandro
VICEPRESIDENTE:	Alberto L. Flores
SECRETARIA:	Lorena Ferreira
PROSECRETARIA:	Mariana Barrucand
TESORERO:	Cristian Waimann
PROTESORERO:	Alejandro Aníbal Godoy
VOCALES TITULARES:	Vanesa Pántano Matías Bertolotti Gustavo Naumann
VOCALES SUPLENTE:	Juan Manuel Hörler María Soledad Osos María Eugenia Dillon

TRIBUNAL DE HONOR

TITULARES:	Matilde Nicolini Olga Penalba María Luz Duarte Inés Velasco
------------	--

COMISIÓN REVISORA DE CUENTAS

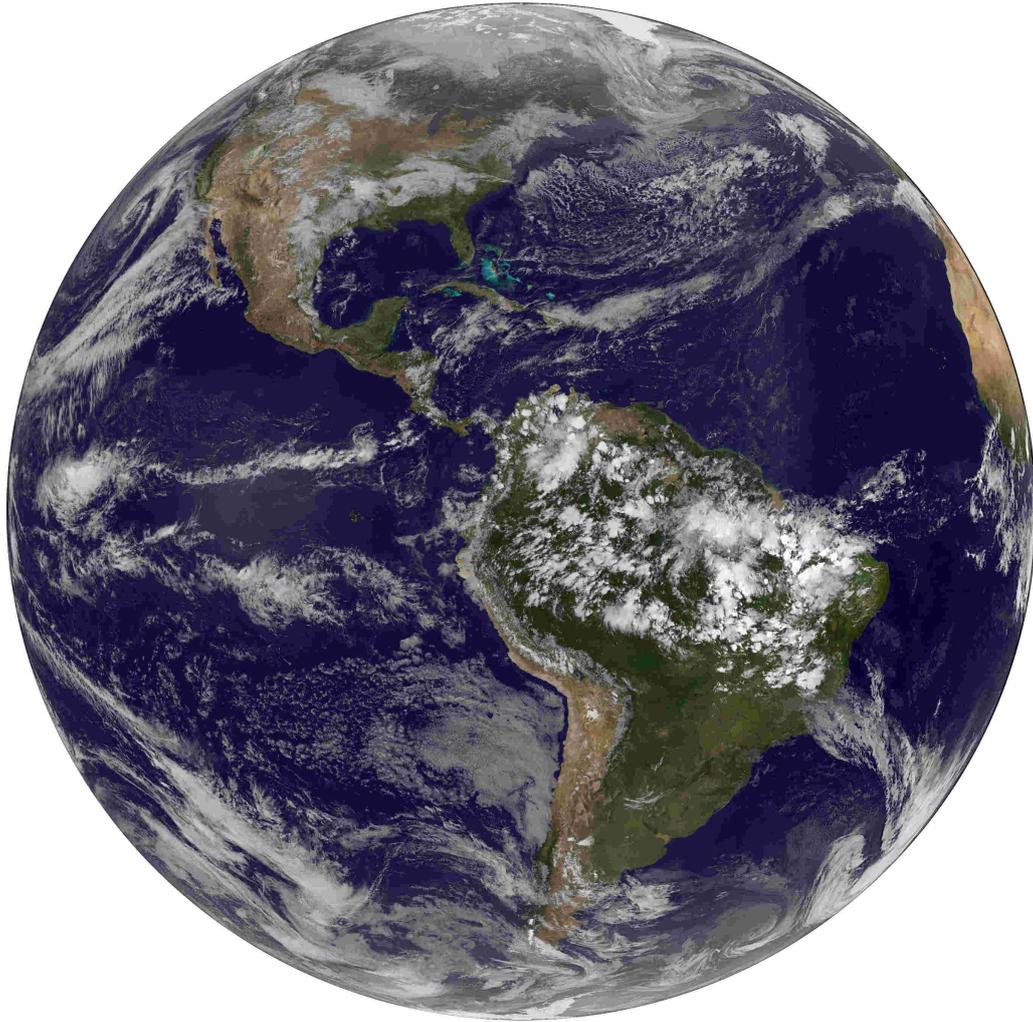
Mónica Marino
Marcela Torres Brizuela

CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS
CIUDAD UNIVERSITARIA
PABELLÓN II - PISO 2
C1428EHA BUENOS AIRES. ARGENTINA
Tel/Fax: (54)-(11)4783-4224
e-mail: meteorologica@at.fcen.uba.ar
web: www.cenamet.org.ar/cam/meteorologica

Meteoro logica

Versión en línea
Versión en CD-ROM

ISSN 1850-468X
ISSN 2347-0364



ESTE NÚMERO HA SIDO PARCIALMENTE FINANCIADO POR EL CENTRO ARGENTINO DE
METEORÓLOGOS