

PUBLICACIÓN ESPEC EN TEMAS METEORO	CIALIZADA OLÓGICOS	Versión en línea	ISSN	1850-468X
Volumen 43	Número 1			Año 2018
CONTENIDO:				
Jeferson Machado, Mán Natália Costa, Tuanny EVALUACIÓN PREL MODELO WRF PARA	rio Quadro, Camila Rodrigues y Louren IMINAR DE LAS UN CASO DE HE	a Cardoso, Carlos Araújo, Gabri aço de Paula 8 PARAMETRIZACIONES FÍ ELADA EN EL SUR DE BRASII	el Rodrigues, SICAS DEL	3
Hernán Bechis, Alejandr ANÁLISIS DE LA P SEGREGADAS DEL S	ro Aníbal Godoy, No RESIÓN DE LA UR DE SUDAMÉR	orma Edit Possia y Claudia Marce TROPOPAUSA DINÁMICA LICA	la Campetella EN BAJAS	25
Daniel Barrera y Alejan VARIABILIDAD DE INCIDENCIA DE LA EL NIÑO - OSCILACIO	<i>ndro Maggi</i> LA PRECIPITAC TRANSICIÓN CL ÓN DEL SUR EN F	TION EN EL ALTIPLANO A IMÁTICA 1976/1977 Y DEL F EL NOROESTE ARGENTINO	RGENTINO. 'ENÓMENO	41
Juan José Ruiz, Tamar GENERACIÓN DE PRO DE PRONÓSTICOS N	a Schonholz y Celes ONÓSTICOS PROE UMÉRICOS RETR	ste Saulo BABILÍSTICOS DE VISIBILIDAI OSPECTIVOS Y OBSERVACIO	D A PARTIR DNES	73





PUBLICACIÓN SEMESTRAL DEL CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS

DIRECTOR RAMIRO SAURRAL. CIMA, CONICET/FCEN-UBA. UMI-IFAECI, CNRS. DCAO, FCEN-UBA. ARGENTINA

EDITORES EJECUTIVOS PATRICIO ACEITUNO. UNIVERSIDAD DE CHILE. CHILE MARIANA BARRUCAND. DCAO, CONICET/FCEN-UBA. ARGENTINA MARCELO BARREIRO. UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA. URUGUAY JUAN RUIZ. CIMA, CONICET/FCEN-UBA. UMI-IFAECI, CNRS. DCAO, FCEN-UBA. ARGENTINA JOSEFINA BLAZQUEZ. CIMA, CONICET/FCEN-UBA. UMI-IFAECI, CNRS. DCAO, FCEN-UBA. FCAG-UNLP. ARGENTINA MARCELO SELUCHI. CEMADEN. BRASIL

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 T. AMBRIZZI - U. SAO PAULO/BRASIL 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 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 J. PAEGLE - U. UTAH/USA H. CIAPPESONI - SMN/CONICET I. VELASCO - UBA J. RUTLLANT - U. CHILE/CHILE G. NECCO - IAI/BRASIL M. L. ALTINGER - UBA/CONICET 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 B. SCIAN - U. NAC. DEL SUR P. WAYLEN - U. FLORIDA/USA J. ZAWADSKI - McGILL U./CANADA R. D. GARREAUD 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 & Geoastrophysical Abstracts. Incluida en el catálogo del sistema LATINDEX, en la biblioteca electrónica de Scielo, en la base de datos SCOPUS, EBSCO, SHERPA/ROMEO y DOAJ.



Forma parte del Núcleo Básico de Revistas Científicas Argentinas

©2017 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 propiedad intelectual número 534619. ISSN: Versión en línea 1850-468X

Editorial

Estimados lectores, tenemos el agrado de presentar el primer número del volumen 43 de la revista Meteorologica, el cual incluye cuatro artículos en temáticas de particular interés para la comunidad meteorológica y profesionales de áreas afines.

Queremos aprovechar esta oportunidad para comentarles que recientemente la revista ha sido indizada en Scimago (https://www.scimagojr.com/), lo cual facilitará llevar adelante un registro de la evolución de la revista en cuanto a la cantidad de artículos científicos publicados, su impacto y el número de citas recibidas. Esto ha sido posible gracias a la labor continuada de los autores, revisores y editores de la revista que desde su fundación han apostado a la difusión y generación de conocimiento en el ámbito nacional y regional y que desde 2004 han además contribuido a la difusión libre del conocimiento a través de la implementación de las políticas de acceso libre y gratuito a todo el material publicado por la revista.

Recordamos que Meteorologica también se encuentra indizada en SCOPUS y en Meteorological & Geoastrophysical Abstracts, se encuentra incluida en el catálogo del sistema LATINDEX, en las bases de datos EBSCO, SHERPA/ROMEO, DOAJ y ha renovado exitosamente su inclusión en el 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 excelencia del material publicado. El Comité Editorial desea agradecer asimismo 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 a nuestra revista.

Como siempre, agradecemos al Centro Argentino de Meteorólogos por su permanente apoyo a este Comité Editorial.

La Dirección

EVALUACIÓN PRELIMINAR DE LAS PARAMETRIZACIONES FÍSICAS DEL MODELO WRF PARA UN CASO DE HELADA EN EL SUR DE BRASIL

Jeferson Machado¹, Mário Quadro², Camila Cardoso², Carlos Araújo⁴, Gabriel Rodrigues³, Natália Costa², Tuanny Rodrigues² y Lourenço de Paula²

¹Universidade Estadual Paulista (Unesp), Faculdade de Ciências / Centro de Meteorologia de Bauru (IPMet) – Bauru/Brasil ²Instituto Federal de Santa Catarina – Florianópolis/Brasil ³Universidade Federal de Santa Catarina - Florianópolis/Brasil ⁴Epagri/Ciram - Florianópolis/Brasil

(Manuscrito recibido el 30 de octubre de 2015, en su versión final el 31 de agosto de 2016)

RESUMEN

A partir de simulaciones numéricas realizadas con el modelo WRF para un evento de helada en el sur de Brasil, en julio de 2013, es posible evaluar diferentes parametrizaciones físicas y determinar las que más se adaptan en estas condiciones meteorológicas. Aunque los resultados no demuestran grandes diferencias estadísticas, el conjunto de parametrizaciones que utiliza los esquemas Dudhia de onda corta, RRTM de onda larga, WSM6 para microfísica y el esquema YSU para capa límite planetaria, fue el más ajustado en un evento de helada, ya que presenta los valores más bajos de ME y RMSE para la temperatura mínima, humedad relativa y velocidad del viento. Sin embargo, no se puede determinar qué parametrización influye más a partir de estos resultados. Es importante destacar que las parametrizaciones aún deben probarse con más eventos de helada simuladas por el modelo WRF, con la finalidad de obtener un análisis estadístico más robusto.

Palabras clave: Helada, Modelo WRF, Parametrizaciones físicas.

PRELIMINARY EVALUATION OF WRF PHYSICAL PARAMETERIZATIONS FOR A FROST EVENT IN SOUTHERN BRAZIL

ABSTRACT

Based on numerical simulations performed with the WRF model for a frost event in Southern Brazil in July 2013, it was possible to test different physical parameterizations and evaluate these parameterizations in these weather conditions. Although the results do not show considerable statistical differences, the experiment utilizing the Dudhia for shortwave radiation, RRTM for longwave radiation schemes, WSM6 for microphysics and YSU for boundary layer showed better results in the frost event, as it had the lowest values of ME and RMSE for the minimum temperature, relative humidity and wind speed. However, it was not possible to determine which parametrization produce the largest impact from these experiments. A greater number of frost events must be simulated with WRF model in order to

Dirección Electrónica: jefpmac@gmail.com

obtain a more robust statistical analysis. Keywords: Frost, WRF Model, Physical Parameterizations.

1. INTRODUCCIÓN

Existen fenómenos que no están vinculados a la convección profunda e intensa, pero que pueden generar grandes pérdidas económicas, tales como las seguías, olas de calor, heladas, etc. A estos fenómenos, se los consideran como adversos, sin características de convección, pero son potencialmente peligrosos para las personas o para el país (Seluchi, 2009). De acuerdo con Pereira et. al (2001) la ocurrencia de heladas en Brasil es un fenómeno frecuente al sur de 19º S, llegando a los estados de São Paulo (SP), Mato Grosso do Sul (MS), Minas Gerais (MG), Paraná (PR), Santa Catarina (SC) y Rio Grande do Sul (RS). Las heladas ocurren con relativa frecuencia en el sur de Brasil debido a la combinación de dos factores principales: (i) la incidencia de los sistemas frontales fríos y anticiclones migratorios; (ii) la presencia de una topografía compleja, que incluye elevaciones superiores a los 1000 m. La combinación de la topografía y la actividad baroclínica hace que la región de montaña de RS y de SC sea una de las regiones más favorables para la formación de las heladas en Brasil (Seluchi, 2009).

En general, se puede decir que las heladas se asocian a la incursión de las masas de aire polares que vienen de los mares subantárticos, especialmente de Mar de Weddell y el Mar de Ross. Con todo, estas masas se modifican a lo largo de su desplazamiento, y reciben la designación de masas de aire polar marítimo o polar continental. Es importante resaltar que la incidencia y la intensidad de las heladas dependen, en gran medida, de la trayectoria y de la velocidad de desplazamiento de las masas de aire involucradas (Seluchi y Nery, 1992; Seluchi, 2009). Así pues, las heladas más intensas se asocian con el anticiclón migratorio frío que se mueve más rápidamente, siguiendo una trayectoria continental meridional. Por otro

lado, las masas de aire polar marítimas, que se mueven lentamente a través del mar, adquieren gradualmente la temperatura y la humedad de la superficie del océano, alcanzan el continente ya muy modificadas y pierden sus características polares. En estas ocasiones, las temperaturas no tan bajas y la alta humedad provocan heladas menos intensas (Seluchi, 2009).

Müller Ambrizzi (2007)realizaron v experimentos numéricos con un modelo de circulación general en dos estados básicos de la atmósfera con características opuestas. Estos investigadores concluyeron que existen condiciones atmosféricas que promueven o inhiben el desarrollo de los eventos extremos fríos en el sureste de América del Sur. Cuando el estado básico promueve la propagación de ondas de Rossby a lo largo de los chorros subtropicales y polares sobre el océano Pacífico, es decir, trayectorias claramente zonales, el tren de ondas se modifica antes de llegar al continente. En esta situación, se establece una fuerte anomalía de viento del sur, y su dinámica resulta en la intensificación de la circulación anticiclónica en el sur del continente. Esta condición favorece la ocurrencia de heladas de gran extensión y duración temporal, además de ocurrir con mayor frecuencia. Müller y Ambrizzi (2007) también relatan que, cuando el estado básico de la atmósfera no presenta las condiciones adecuadas, la frecuencia de ocurrencia de las heladas será mínima o cero.

La variabilidad interanual también influye en la frecuencia de ocurrencia de heladas en América del Sur. Müller (2006), relaciona la cantidad de heladas con cada uno de los eventos de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) ocurridos para el periodo 1961-1990 en la región de la Pampa Húmeda. De acuerdo con sus resultados, la variabilidad interanual en la frecuencia de ocurrencia de heladas en la Pampa Húmeda se explica, en parte, por la ocurrencia de las

Meteoro logica

fases cálida y fría del ENOS, la cual es inversa durante estas. Durante el invierno de los años de El Niño (La Niña) el número de heladas es, en general, inferior (superior) al promedio. En cambio, en otoño y en primavera, el número de heladas se condiciona a la etapa de desarrollo del fenómeno, sobre todo en El Niño. Por lo tanto, la helada es un tema de mucho interés para los meteorólogos que tratan de difundir avisos meteorológicos para alertar a la sociedad y, en especial, a los agricultores (Santos et al, 2013).

Debido al frecuente desarrollo de los sistemas computacionales, pronosticar, con cinco o más días de anticipación, la ocurrencia de heladas parece un desafío posible (Seluchi, 2009). Así pues, se hace viable ejecutar modelos con muy alta resolución y sistemas de predicción por ensambles, tanto regionales como globales. Además, este desarrollo de modelos es constante y así son cada vez, mejores, puesto que los modelos de mayor resolución permiten una representación explícita de la convección y utilizan una parametrización compleja de los procesos microfísicos, permitiendo la realización de simulaciones no hidrostáticas a escala convectiva.

Es de destacar que algunas investigaciones sobre predicción de heladas y evaluación de los modelos atmosféricos para este fin se encuentran en la literatura. Entre las investigaciones que evalúan la predicción de heladas utilizando modelos numéricos podemos mencionar los estudios realizados por Prabha et al (2007) y por Prabha y Hoogenboom (2008), que informan el uso de diferentes parametrizaciones del modelo WRF (Weather Research and Forecasting) para simulaciones de eventos de heladas, además de aplicar un índice de predicción de este fenómeno para el estado de Georgia, en Estados Unidos. En el estudio realizado por Prabha et al. (2007), se utiliza el modelo WRF versión 2.2 para tres dominios (9, 3 y 1 km), con las siguientes parametrizaciones: WRF Single-Moment 3-class (WSM3) para microfísica, Kain-Fritsch para cúmulos, MM5 para onda corta y, esquema RRTM para parametrización

de onda longa. Para la capa límite planetaria (CLP) se utilizan diferentes parametrizaciones: Mellor-Yamada-Janjic (MYJ) y el esquema de la Universidad de Yonsei (YSU) combinadas con tres modelos de suelo: Noah, SLAB y RUC. Los resultados se muestran para el segundo dominio que cuenta con 3 km de resolución horizontal. Para la temperatura del aire, se observa una subestimación en todos los conjuntos de parametrizaciones y, para la temperatura mínima, la tendencia de subestimación es menor para la combinación YSU-Noah. Por tanto, esta combinación es utilizada por Prabha y Hoogenboom (2008) en estudios de casos de ocurrencia de heladas en el sureste de los Estados Unidos. En el mismo estudio, se define un índice de heladas con base en dos parámetros: la integración de la temperatura del aire cuando está por debajo de 0° C y el número de horas en que esta temperatura se mantuvo por debajo de 0 ° C. Conforme los resultados encontrados por los autores, la exactitud de la previsión de temperatura mínima fue del 90

Evaluaciones con diferentes parametrizaciones de variables de superficie del WRF también se encuentran para el sureste de América del Sur (Ruiz et al., 2010). Sin embargo, los autores utilizan el modelo con una resolución horizontal de 40 km. Las parametrizaciones fija utilizadas por los autores son las siguientes: Dudhia para la radiación de onda corta, RRTM para la radiación de onda larga y ETA para parametrización de microfísica. La parametrización de la convección, CLP y el modelo de suelo se evalúan con diferentes esquemas. Se encuentra que las variables de superficie son muy sensibles al modelo de suelo-superficie, y el esquema de Noah es el que mejor representa la temperatura del aire en superficie, combinado con el esquema YSU para la CLP y Kain-Fritsch para cúmulos.

En Brasil, existen pocos estudios que relacionan modelación atmosférica con las heladas. En este contexto, Santos et al. (2013) realizan una evaluación de un índice de ocurrencia de heladas para el modelo Eta con 15 km de resolución horizontal (ETA 15). Según los autores, el índice se obtiene mediante las variables meteorológicas de temperatura del aire a 2 m, la cobertura de nubes, la presión atmosférica, el viento y la humedad, extraídos en forma horaria, del modelo ETA 15, en varias partes del sur y sudeste de Brasil. De acuerdo con los resultados obtenidos por los autores, la evaluación del índice de heladas demuestra un desempeño satisfactorio, principalmente en las previsiones a 24h y 48h. La mayoría de los errores se asocian a una sobreestimación de la temperatura a 2 metros. Por otro lado, la subestimación de las temperaturas, que son las más problemáticas, se observan en menor número y, sobre todo, en los pronósticos a 72h y 96h.

Se ha publicado, recientemente, el trabajo de Mollmann Junior et al. (2016), con el fin de probar la sensibilidad de las parametrizaciones del modelo WRF al cuantificar las variables presión atmosférica, temperatura, humedad relativa y precipitación, durante el invierno de 2014 en el estado de Rio Grande do Sul. Según los autores, a excepción de la variable precipitación, los resultados no son capaces de demostrar cuál es la mejor combinación de parametrización, ya que no indican diferencias significativas entre sus errores.

En virtud de la escasez de investigaciones acerca de la mejora de previsión de heladas y de que estas, en Brasil, tienen fuerte impacto en la agricultura y la ganadería, es de suma importancia la evaluación de los modelos atmosféricos de alta resolución y el uso de índices para predecir este fenómeno.

Teniendo en cuenta lo anterior, el objetivo de este trabajo es evaluar diferentes parametrizaciones físicas del modelo WRF y determinar las más adecuadas para un evento de helada ocurrido en julio de 2013 en el sur de Brasil.

El trabajo se organiza de la siguiente manera: La sección 2 proporciona una descripción del modelo y los datos utilizados y describe la metodología utilizada. La sección 3 aporta un breve análisis sinóptico del evento de helada y muestra un análisis estadístico y una discusión de los resultados para las diferentes parametrizaciones del modelo WRF. Finalmente, en la sección 4, se presentan las conclusiones.

2. DATOS Y MÉTODOS

Para el desarrollo de este trabajo, se utiliza la versión 3.6.1 del modelo regional WRF. Según lo descrito por Zepka (2011) y Skamarock et al (2008), el modelo WRF es parte de un sistema de modelización numérica del ambiente no hidrostático totalmente compresible, desarrollado tanto para fines de investigación como para las operaciones en diferentes escalas espaciales, desde pocos metros a miles de kilómetros. Es de destacar que su desarrollo es continuo, y se realizan actualizaciones frecuentemente.

En relación a su estructura, el WRF posee dos núcleos dinámicos, un sistema de asimilación de datos, y una arquitectura de software que permite la aplicación de la computación paralela para realizar las simulaciones (Skamarock et al., 2008). En este estudio, se utiliza el núcleo dinámico Advanced Research WRF (ARW). Las parametrizaciones se implementan en módulos separados, organizadas en cinco secciones principales: (i) microfísica de nubes; (ii) los procesos convectivos (Cúmulos); (iii) cambios y transportes en la capa límite planetaria turbulenta; (iv) procesos de radiación y (v) la interacción de los procesos de superficie. Una descripción más detallada de los esquemas de parametrización y los diferentes tipos utilizados en el modelo WRF pueden obtenerse en Zepka, (2011), en Bender (2012) y en el sitio web que proporciona el modelo: http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/ docs/user_guide_V3/users_guide_chap5. htm#_Description_of_Namelist.

Según Zepka (2011), para obtener resultados satisfactorios con respecto a la previsibilidad de una tormenta en sí o cualquier fenómeno adverso de tiempo caracterizado por dimensiones espaciales y de tiempo muy reducido, son



Figura 1: Dominios utilizados en el modelo WRF para las tres simulaciones.

Esquema	Microfísica	Cúmulos	Capa superficial	Modelo suelo- superficie	Capa Limite Planetaria	Radiación de onda corta/larga
P_01	New Thompson	Grell- Devenyi	MM5	Noah	YSU	RRTMG/ RRTMG
P_02	WSM6	Grell 3D	MM5	Noah	YSU	Dudhia/ RRTM
P_03	New Thompson	Grell- Devenvi	ETA	Noah	MYJ	RRTMG/ RRTMG

Tabla I: Diferentes esquemas de parametrizaciones usadas en las simulaciones.

necesarios datos de entrada de alta calidad y con altas resoluciones temporales y espaciales, así como un modelo de alta resolución. En virtud de la importancia de la calidad de los datos de entrada para el modelo WRF, se utiliza, en este trabajo, el reanálisis del ERA-Interim (ERAI) como condición inicial y de contorno para las simulaciones numéricas de alta resolución que se realizan. Estos datos son producidos por el European Center for Medium-Range Weather Forecasting (ECMWF), disponible en una malla con una resolución de 0.75 ° x 0.75° de latitud por longitud y 37 niveles de resolución vertical, en los horarios de 00, 06, 12 y 18 UTC (Simmons et al., 2007).

Siguiendo diferentes estudios que evalúan el desempeño de diferentes parametrizaciones en el Hemisferio Norte y en America del Sur (Prabha et al., 2007; Prabha y Hoogenboom, 2008; Ruiz et al, 2010; Zepka, 2011), se realizan tres simulaciones con diferentes parametrizaciones utilizando el Cluster del provecto CT-INFRA, en el Instituto Federal de Santa Catarina (IFSC) (Brasil y Quadro, 2014). El período elegido es el de las 00 UTC del día 23 hasta las 18 UTC del día 25 de julio de 2013, y se utilizan 3 dominios anidados con resolución horizontal de 30, 10 y 3 km (Figura 1), 37 niveles de resolución vertical, con salidas disponibles cada 3 horas y ejecutado durante un periodo de 66 horas para cada simulación realizada. La Tabla I muestra las tres combinaciones de parametrizaciones usadas, denotadas por P_01, P_02 y P_03. En la retícula de 3 km de resolución no se utiliza parametrización de la convección. El criterio para la elección de las parametrizaciones utilizadas es el siguiente: La simulación P_01 es la simulación control. La simulación P_02 se ha elegida para investigar la influencia de la microfísica y de la radiación, en comparación con la simulación P_01. Por último, se ha determinado la simulación P_03 con el fin de verificar la influencia de la CLP en comparación con la simulación P 01. A continuación, se hace una breve descripción de las opciones de parametrización usadas de acuerdo con la Tabla 1, con énfasis en la microfísica, en la radiación y la CLP.

a) Microfísica: Para la microfísica de las nubes se utiliza el esquema New Thompson en las simulaciones P_01 y P_03, que proporciona mejoras en las implementaciones de depósito, sublimación y evaporación. En la simulación P_02, se utiliza el WRF Single Moment Microphysics (WSM6), que es una de las parametrizaciones más avanzadas para la microfísica (Hong y Lim, 2006). Cabe enfatizar que ambos esquemas se utilizan en simulaciones con alta resolución. Es importante tener en cuenta que el proceso de microfísica no debe tratarse por separado de otros procesos físicos, sino que están relacionados.

- b) Radiación: En las simulaciones P_01 y P_03, se mantiene el esquema Rapid radiation transfer model para modelos de circulación general (RRTMG) para intercambios de radiación solar e infrarroja, que tiene como objetivo estimar con mayor precisión los flujos radiativos y velocidades de enfriamiento. Este esquema utiliza el método de aproximación de correlación-k para el cálculo de transferencia de radiación, lo que permite una mayor precisión y eficiencia computacional. Por otro lado, para modelar los intercambios de radiación infrarroja para la simulación P_02, se ha elegido el Rapid radiation transfer model (RRTM, utilizado, por ejemplo, en el GFS), que tiene la reputación de ser fiable y eficiente, con la opción de incluir el efecto de las nubes. Para el intercambio de radiación solar se ha decidido utilizar el esquema simple de la integración de la radiación descendente de Dudhia en la simulación P 02.
- c) Capa límite planetaria: Para la CLP se utiliza el esquema Yonsei University (YSU) en las simulaciones P 01 y P 02, que se debe usar en conjunto con el esquema MM5 para la capa superficial. El esquema de Mellor-Yamada-Janjic (MYJ), utilizado en la simulación P 03, debe utilizarse con el esquema ETA para la capa superficial. Cabe señalar que el esquema YSU utiliza términos contra gradientes para representar los flujos debidos a los gradientes no locales, y que este es un esquema de cierre no local de 1^a orden. En el cierre no local, se tiene en cuenta la contribución de los grandes remolinos y este proceso es importante para la capa límite convectiva. El esquema MYJ es una aplicación no singular del modelo de cierre de turbulencia de Mellor-Yamada a través de una serie de condiciones atmosféricas turbulentas, es decir, es un cierre de orden local 1.5, que utiliza una ecuación predictiva para la Energía Cinética Turbulenta (ECT). De acuerdo con Sánchez (2002), estas diferentes aproximaciones producen diferentes comportamientos en la capa límite en condiciones convectivas típicas. Por ejemplo,

un cierre local no será una aproximación correcta, pues la convección mezcla toda la capa límite, y la parametrización debería considerar valores de las magnitudes en toda la capa, y no apenas las de cada punto.

Según la mayoría de los estudios, ningún esquema de parametrización es consistentemente mejor que otro y el desempeño del modelo es muy dependiente de la región, de la escala y de los intereses de aplicación (Kuo et al., 1996; Ruiz et al., 2010; Zepka, 2011). Ruiz et al. (2010) destacan que no hay ninguna combinación de parametrización que represente a todas las variables en la región de estudio. Conforme fue discutido anteriormente, este trabajo presenta resultados aún preliminares y los esquemas de parametrizaciones se han elegido a partir de estudios anteriores. Sin embargo, existe un proyecto en curso que estudia más a fondo los esquemas de parametrizaciones físicas utilizados en el modelo WRF y, por lo tanto, se llevará a cabo un gran número de simulaciones para los días con heladas en el sur y sudeste de Brasil.

En el período elegido para este trabajo, un intenso sistema de alta presión actuaba en el sur de Brasil, lo que originó una intensa helada en RS, SC y PR, incluyendo el registro de helada negra. Es importante destacar que los registros de las heladas durante el período de estudio se obtuvieron a partir de observaciones hechas en las estaciones convencionales del Instituto Nacional de Meteorología (INMET). Además, estas estaciones meteorológicas registraron temperaturas mínimas negativas, y conforme la definición de helada meteorológica (WMO nº134, 1981), se identifica un día de helada como aquel en el cual la temperatura mínima es igual o menor que 0°C. De acuerdo con el informe de Climanálise de CPTEC (2013), había registros de fuertes heladas en varias ciudades en el sur de Brasil, especialmente Bom Jesus-RS, Lages-SC y São Joaquim, SC.

Para el análisis de los resultados, se utilizan las siguientes variables de salida del modelo: temperatura del aire a 2 metros (T2m), humedad

Código	Estación	Latitud	Longitud	Altitud	Altitud WRF	Altitud reanálisis
83919	Bom Jesus-RS	-28,67°	-50,43°	1047,5 m	985,6 m	917,2 m
83887	Campos Novos-SC	-27,38°	-51,22°	964,2 m	896,8 m	865 m
83883	Chapecó-SC	-27,09°	-52,64°	687 m	614,6 m	624,1 m
83891	Lages-SC	-27,80°	-50,34°	936,8 m	916,9 m	966,1 m
83916	Lagoa Vermelha-RS	-28,22°	-51,5°	840 m	785,2 m	643,8 m
83914	Passo Fundo-RS	-28,25°	-52,40°	684,1 m	621,5 m	570,8 m
83920	São Joaquim-SC	-28,28°	-49,94°	1415 m	1277,8 m	917,2 m

Tabla II: Datos correspondientes a las estaciones meteorológicas utilizadas y la altura de la topografía correspondiente a cada estación en la retícula del WRF y de los reanálisis.

relativa a 2 metros (HR) y velocidad del viento a 10 metros (V10m), para cada simulación para el dominio 3 (de 3 km). Esta información se ha extraído para cada punto del modelo coincidente con las latitudes y longitudes de las estaciones meteorológicas del INMET elegidas (Bom Jesus, Lagoa Vermelha y Passo Fundo en RS; Campos Novos, Chapecó, Lages y São Joaquim en SC), que se muestran en la Tabla II y Figura 2, juntamente con la topografía de la región generada por el modelo WRF.

La evaluación estadística de las simulaciones se realiza mediante el cálculo del error medio (ME en Inglés) y la raíz del error cuadratico medio (RMSE en Inglés) (Ecuaciones 1 y 2). Cabe mencionar que, estadísticamente, la media de los errores individuales es el primer momento de la distribución de las diferencias y no proporciona información acerca de los errores individuales. Mientras que proporciona una medida del sesgo o error sistemático (Hallak y Filho, 2011). El RMSE se utiliza comúnmente para expresar la exactitud de los resultados numéricos con la ventaja de que muestra los valores del error en las mismas dimensiones de la variable analizada.

$$ME = \frac{f_i - o_i}{N} \tag{1}$$

$$RMSE = \sqrt{\sum \frac{f_i - o_i}{N}} \tag{2}$$

En la cual f_i son los valores simulados, o_i son los valores observados y N es el tamaño de la muestra.

3. RESULTADOS

Primeramente, se realiza una descripción sinóptica del evento de helada ocurrido en el sur de Brasil, a partir de los datos de reanálisis del ERA-Interim para el horario de 12Z durante el período del 23 al 25 de julio de 2013 (Figuras $3, 4 \neq 5$), puesto que se ha elegido este horario por ser el más cercano a la temperatura mínima esperada. El intenso sistema de alta presión entre estos días tenía potencial para la formación de helada fuerte, en virtud de los bajos valores de t2m simulados para las regiones sur de Brasil y sudeste de América de Sur, con valores negativos de temperatura en estas regiones (Figuras 3 a, b y c). Es importante destacar que el aire frío ha avanzado para latitudes más bajas de América del Sur y estas incursiones de masas polares a latitudes bajas son conocidos como "friagem" en el Brasil (Seluchi, 2009).

El campo de presión al nivel medio del mar (Figuras 4 a, b y c) muestra la presencia de este intenso sistema de alta presión, con cerca de 1030 hPa durante los tres días, lo que confirma el potencial de heladas en este periodo. Además, es posible observar el movimiento de este sistema de alta presión, con su centro en el sur de Brasil en el día 24 (Figura 4b). El día 25 de julio (Figura 4c), la intensa masa de aire seco y frío comienza a alejarse hacia el mar. Las líneas de corriente en 200 hPa (Figuras 5 a, b y c) muestran la presencia de las corrientes en chorro subtropical y polar. Es posible ver que la corriente en chorro polar norte se encuentra entre el norte de RS y el norte de PR, sobre todo, los días 23 y 24 (Figuras 5 a y b). También se percibe, en la Figura 5, que una vaguada de gran amplitud contribuye a la entrada de aire frio hacia menores latitudes, y que la intensa corriente en chorro al norte de RS es una consecuencia del aumento del gradiente de temperatura en superficie, el cual se debe a la advección fría. Es de destacar que el patrón de circulación atmosférica de la figura 5 es típico de un evento frío severo y cuenta con las características descritas por Seluchi (2009). En estas situaciones vinculadas con el frío intenso, el patrón sinóptico se caracteriza por una profunda



Figura 2: Localización de las estaciones meteorológicas y topografía (m) en el Sur de Brasil.

vaguada sobre el océano Atlántico y un eje de cuña sobre el océano Pacífico en niveles altos de la atmósfera (Figura 5), los cuales determinan la presencia de un anticiclón migratorio frío sobre el centro-sur de América del Sur (Figura 4).

La Figura 6 muestra la temperatura del aire a 2 m entre el 23 y el 25 de julio, en el área de estudio de este trabajo para el dominio 3 (3 km) de las tres simulaciones y para el reanálisis del ERA-Interim (75 km). Se percibe claramente que el aumento de la resolución de las simulaciones genera resultados más detallados de t2m, principalmente, en las regiones más altas (no se muestra). Además, la simulación P_02 subestima los valores de t2m para los tres dominios, en comparación con las simulaciones P_01 y P_03. Por otra parte, cuando se comparan los datos del ERA-Interim (Figura 6d) con los tres dominios de WRF, se nota que el reanálisis presenta un patrón de temperatura bastante homogéneo en el sur de Brasil, con un bajo nivel de detalles para diferentes altitudes. Así pues, esto demuestra la importancia de tener un modelo numérico de alta resolución para la predicción de las heladas y otros fenómenos.

En la Figura 7, se muestran los valores de



Figura 3: Temperatura del aire a 2m (°C) en los reanálisis Era-Interim para las 12Z en los días 23, 24 y 25/07/2013.



Figura 4: Presión a nivel medio del mar (hPa) en los reanálisis Era-Interim para las 12Z para los días 23, 24 y 25/07/2013.

temperatura del aire simuladas por el WRF, los valores registrados en cada estación convencional de INMET y los datos del reanálisis del Era-Interim. Es evidente que el modelo simula razonablemente los valores de T2m cuando se compara con valores observados. También, se perciben diferencias entre los valores simulados para T2m en P_01, P_02 y P_03 y los de las observaciones. Cabe destacar que el modelo WRF presenta, en este estudio de caso, la

tendencia a subestimar la temperatura del aire, en relación al reanálisis, durante el período de simulación, a excepción de la estación de Chapecó y de Lages en donde el modelo WRF sobreestima con respecto a las temperaturas del Era-Interim. La tendencia de subestimación puede explicarse en parte por las diferencias de altitud entre los puntos de retícula en el modelo y el reanálisis del Era-Interim. Por ejemplo, para la estación de mayor altitud (São Joaquim),


Figura 5: Líneas de corriente en 200 hPa (m/s) en los reanálisis Era-Interim para las 12Z para los días 23, 24 y 25/07/2013.

el WRF indica un valor de 1277 m, mientras que el reanálisis muestra un valor de 917,2 m (Tabla II). Al analizar solamente los resultados de las simulaciones, la parametrización P_02 subestima la t2m en comparación con P_01 y P 03, especialmente con respecto a los valores de temperatura mínima. Estas diferencias son más notables en las estaciones con mayor altitud (Campos Novos, Lages, São Joaquim y Bom Jesus) para la noche y la mañana del 24 de julio (entre 27 y 33 horas de simulación). Es posible que esto esté asociado con el propio conjunto de parametrizaciones seleccionado. Por otro lado, características locales de superficie, tales como tipo de cobertura, la topografía y la proximidad de los obstáculos, pasan a ejercer el control sobre la temperatura del aire, lo que aumenta, en gran medida, la variabilidad horizontal, y hace que sea muy difícil predecir o simular esta variable (Acevedo y Fitzjarrald, 2003). Cabe señalar que Moraes y otros (2014) evalúan el comportamiento de los modelos WRF y MM5 para simular el ciclo diurno de temperatura del aire cerca de la superficie en Río de Janeiro-RJ, y encuentran una ligera tendencia de los datos simulados a subestimar las temperaturas máximas observadas y sobrestimar las temperaturas mínimas observadas.

En la Tabla III, se muestra un análisis estadístico para una mejor interpretación de los resultados obtenidos con las simulaciones en comparación con los valores observados. Por esta razón, los resultados de ME y RMSE se muestran para cada localidad y en general. El ME indica que las simulaciones P_01 y P_03 sobreestiman los valores de t2m en relación a las observaciones, mientras que P 02 muestra un valor de ME cercano a 0, tanto para la serie temporal como para los valores de temperatura mínima. Prabha y Hoogenboom (2008) utilizan diferentes parametrizaciones para simular la temperatura del aire con el modelo WRF en el sureste de Estados Unidos y señalan que, en todas las situaciones analizadas, los resultados también indican sobreestimación. Como se indicó anteriormente, el ME no es suficiente para el análisis estadístico, ya que no indica la magnitud de los errores. Para ello se utiliza el RMSE.

Luego, la Tabla III muestra que el valor de RMSE es el mismo cuando se lo analiza para todas las estaciones meteorológicas. Por otro lado, considerando la temperatura mínima, el valor RMSE es menor para la simulación P_02 y más alto para la simulación P_01. A pesar de que las diferencias no sean grandes, los resultados indican que la simulación P_02 es la más ajustada en este evento de helada en el sur de Brasil, visto que presenta los valores más bajos de ME y RMSE, principalmente, para simular la temperatura mínima, que es una variable de



Figura 6: Temperatura media del aire (°C) simulada por el modelo WRF para el dominio 3 (3 km) para el período comprendido entre las 00Z del día 23/07 y las 18Z del día 25/07/2013. (a) P_01, (b) P_02 y, (c) P_03. Temperatura media del aire (°C) observada por los reanálisis Era-Interim (75 km) para el período entre las 00Z del día 23/07 y las 18Z del día 25/07/2013 (d).

extrema importancia en la estimación de las heladas. Es importante destacar que Ruiz et al. (2010) utilizan la versión 2.0 del WRF con varias combinaciones de parametrizaciones para la región del sudeste de América del Sur con el siguiente conjunto parametrizaciones: Dudhia para la radiación onda corta y RRTM para radiación de onda larga. Los autores informan que los mejores resultados, con respecto a los valores de temperatura del aire a 2 m, se



Figura 7: Evolución temporal de la temperatura a 2 metros (°C) en diferentes estaciones, para las diferentes simulaciones, las observaciones y los reanálisis ERA-Interim.

Meteoro logica

Esta si ón	ME (°C)			RMSE (°C)			
Estacion	P_01	P_02	P_03	P_01	P_02	P_03	
Campos Novos	0,9	-0,5	1,4	1,9	2,1	2,0	
Chapecó	2,2	1,0	2,5	2,5	1,4	2,8	
Lages	1,0	-0,1	1,2	1,9	1,5	1,6	
São Joaquim	1,0	0,6	1,3	2,9	2,8	3,1	
Bom Jesus	-0,2	-1,3	0,1	1,7	2,3	1,5	
Lagoa Vermelha	1,0	-0,7	1,2	2,0	2,1	1,7	
Passo Fundo	1,1	-0,6	1,4	1,7	1,9	1,6	
General	1,0	-0,2	1,3	2,1	2,1	2,1	
General							
(Tmínima)	1,2	0,4	1,1	1,9	1,6	1,7	

 $Tabla \ III:$ Valores de ME y RMSE obtenidos de los datos de temperatura para las diferentes simulaciones del WRF.

obtuvieron con la parametrización YSU para la CLP y Noah para el modelo de la superficie del suelo, formando un conjunto similar a P_02 que se muestra en este trabajo.

La Figura 8 representa los valores de humedad relativa a 2 metros simulados por el WRF y los valores registrados en cada estación convencional del INMET. El modelo WRF simula razonablemente el perfil de humedad durante el periodo de integración, en comparación con los valores observados. En general, el WRF presenta una tendencia a subestimar la humedad relativa, sobre todo en las últimas 24 horas de simulación. Esto se evidencia en las estaciones de Bom Jesus, Campos Novos, Chapecó y Lages (Figuras 8a, b, c, d). Por otra parte, cuando se compara solamente la humedad relativa para los tres conjuntos de parametrizaciones, las diferencias son menores para los días 23 y 24 de julio, con una tendencia de la simulación P 02 a sobreestimar la humedad relativa durante las noches y madrugadas, cuando esta variable tiene los valores más altos, lo cual es consistente con la Figura 7, en la que la simulación P_02 muestra los valores mínimos de temperatura más bajos.

Mediante el análisis de los valores de ME para la variable humedad relativa a 1000 hPa (Tabla IV), se percibe que las tres simulaciones muestran una tendencia a subestimar los valores simulados, con las mayores diferencias para las simulaciones P_01 y P_03. Esta condición evidencia una deficiencia del modelo WRF para simular la humedad relativa, sobre todo al amanecer, cuando los valores de humedad son más altos. De tal forma que, al analizar el ME y los valores RMSE para las tres simulaciones, los resultados también indican que la simulación P_02 es la más ajustada en este evento de helada en el sur de Brasil.

Para el perfil de velocidad del viento a 10 m (Figura 9), el modelo WRF sobrestima esta variable en comparación con los valores observados, sobre todo para las estaciones de Chapecó, Lages, Passo Fundo y São Joaquim (Figuras 9c, d, f, g). Es importante tener en cuenta que la magnitud y dirección del viento dependen de las características de la topografía de cada sitio. Como existen diferencias de altitud entre las estaciones y los puntos de retícula extraídos del WRF (Tabla II), esto puede producir errores más grandes cuando se hace la comparación entre los valores simulados y los observados. Al comparar los valores simulados, el perfil de la velocidad del viento a 10 m es similar en las tres simulaciones, con condiciones de vientos más fuertes en el primer día de la simulación, cuando ocurre el período con más advección de aire frío (no se muestra) y vientos



Figura 8: Evolución temporal de humedad relativa a 2 metros (%) en diferentes estaciones, para las diferentes simulaciones y las observaciones.



Figura 9: Evolución temporal de la velocidad del viento a 10 metros (m/s) en diferentes estaciones, para las diferentes simulaciones y las observaciones.



Figura 10: Evolución temporal de la radiación solar en la superficie (w/m2) en las diferentes simulaciones.

Meteoro logica



Figura 11: Imágenes de satélite del canal visible para: (a) 12Z del día 23/07, (b) 18Z del día 23/07, (c) 12Z del día 24/07, (d) 18Z del día 24/07, (e) 12Z del día 25/07 y, (f) 18Z del día 25/07.

Estación	ME (%)			RMSE (%)			
	P_01	P_02	P_03	P_01	P_02	P_03	
Campos Novos	-18,2	-14,4	-18,1	22,9	19,6	22,6	
Chapecó	-22,6	-17,3	-21,3	27,5	22,3	25,6	
Lages	-18,3	-15,7	-19,7	23,0	19,9	25,9	
São Joaquim	-11,0	-16,1	-13,1	27,4	30,3	27,1	
Bom Jesus	-13,3	-10,1	-11,9	26,6	29,6	25,6	
Lagoa Vermelha	-9,6	-1,6	-9,1	17,7	15,1	16,3	
Passo Fundo	-10,9	-5,3	-8,4	15,0	12,2	11,5	
General	-14,9	-11,5	-14,5	23,3	22,2	22,8	

 $Tabla \ IV:$ Valores de ME y RMSE obtenidos de los datos de humedad para las diferentes simulaciones del WRF.

Estación	ME (m/s)			RMSE (m/s)			
	P_01	P_02	P_03	P_01	P_02	P_03	
Campos Novos	1,5	1,5	1,8	2,2	2,1	2,3	
Chapecó	1,4	1,1	2,0	1,7	1,3	2,2	
Lages	1,1	1,0	1,7	1,6	1,4	1,9	
São Joaquim	2,0	2,2	2,6	2,3	2,5	2,9	
Bom Jesus	-0,4	-0,9	-0,5	1,0	1,3	1,1	
Lagoa Vermelha	0,3	-0,1	0,6	0,9	1,0	1,0	
Passo Fundo	0,7	0,7	1,0	1,6	1,7	1,6	
General	1,0	0,8	1,3	1,7	1,7	2,0	

Tabla V: Valores de ME y RMSE obtenidos de los datos de velocidad del viento para las diferentes simulaciones del WRF.

más débiles durante el resto de la simulación, cuando el centro del sistema de alta presión está en el sur de Brasil. Es importante resaltar que el perfil de la velocidad del viento está directamente asociado con el esquema de parametrización de la capa límite utilizado. Por consiguiente, las simulaciones P_01 y P_02 que utilizan la parametrización YSU para la CLP producen resultados muy similares entre sí. La simulación P 03, a su vez, presenta las mayores diferencias, en comparación con las simulaciones P_01 y P 02. Esto se puede explicar por el hecho de que el esquema YSU es no local, mientras que el esquema MYJ sí lo es. Así que, el esquema YSU muestra un mejor ajuste para el período de las tardes en las simulaciones P_01 P_02, con la condición de capa límite convectiva. Cabe destacar que la parametrización YSU considera los grandes remolinos durante el periodo de

calentamiento. Sin embargo, en condiciones de estabilidad atmosférica y con vientos débiles, las tres simulaciones presentan dificultades en simular correctamente la velocidad del viento. Esta condición también es observada por Battisti (2014), que establece que la mayor dificultad que tienen los modelos, en los casos más fríos, se debe al hecho de que no simulan correctamente el fenómeno de desacoplamiento entre la superficie y la atmósfera, que ocurre cuando hay un gran enfriamiento radiativo en las noches y madrugadas. Brum et al. (2010) reportan que, en varias de las estaciones de RS, el error en la predicción de la temperatura mínima aumenta bruscamente cuando la velocidad del viento en horas de la noche, es débil, momento en el que se produce el desacoplamiento entre la superficie y la atmósfera.

Meteoro logica

El análisis estadístico entre los valores simulados y observados para la velocidad del viento a 10 metros, en las 7 localidades, se muestra en la Tabla V. Tal como ocurre con de la temperatura del aire y la humedad relativa, el ME para la velocidad del viento es menor para la simulación P_02 . Además, las tres simulaciones sobrestiman la velocidad del viento. Para el análisis de RMSE, se hace constar que las simulaciones P_01 y P_02 tienen los valores más bajos.

Con el fin de analizar la influencia de la parametrización relacionada con la radiación de onda corta, en la Figura 10, se muestran los valores de radiación solar en superficie simulados en los tres experimentos. Para complementar el análisis de la radiación solar con la condición de cielo nublado o claro, se utilizan imágenes de satélite del canal visible (Figura 11), proporcionadas por el Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Durante los tres días de simulación, las parametrizaciones utilizadas para onda corta (RRTMG y Dudhia) presentan comportamientos muy similares en condiciones de cielo claro, con intensidad máxima de 700 W/m2. Así pues, en este estudio de caso, tanto el esquema simple de Dudhia (utilizado en la simulación P_02) como el más sofisticado esquema RRTMG (utilizado en las simulaciones P_01 y P_03) se muestran eficientes para estimar el flujo de radiación de onda corta a superficie. Sin embargo, se observan diferencias significativas en el flujo de radiación de onda corta durante el día 23 de julio en las localidades de Bom Jesus (Figura 10a), Campos Novos (Figura 10b), Lagoa Vermelha (Figura 10e) y São Joaquim (Figura 10g). En las estaciones convencionales del INMET, se observa la presencia de muchas nubes en estas localidades. Entre las 12 y 18Z del día 23, las nubes cubrían entre el 70 y el 90

4. CONCLUSIONES

De acuerdo con las simulaciones con diferentes parametrizaciones para el evento de helada en el sur de Brasil, se observa que la simulación P_02 (Tabla I) es el que más se ha adaptado en el presente estudio de caso. Los resultados obtenidos pueden indicar una influencia de la parametrización de la capa límite planetaria y de la microfísica de nubes, para explicar el mejor ajuste a los resultados encontrados en la simulación P_02 en relación con las simulaciones P 01 v P 03. En general, para las tres simulaciones, el modelo sobreestima la velocidad del viento a 10 metros, lo que resulta en una mayor mezcla turbulenta y, en consecuencia, una mayor temperatura simulada, en comparación con los datos observados. Los resultados son, todavía, preliminares, y es necesario llevar a cabo simulaciones con más estudios de casos con heladas y comparar datos con estaciones automáticas para un análisis estadístico más robusto. Diferentes simulaciones deben realizarse para analizar la influencia de la parametrización de la microfísica y de la capa límite planetaria en el modelo WRF para eventos de heladas, visto que los resultados han demostrado ser muy sensibles a dichas parametrizaciones en el caso de estudio analizado en este trabajo.

Sin embargo, las pruebas de sensibilidad de los resultados de un modelo atmosférico con diferentes ajustes de parametrizaciones son complejas, ya que no siempre se puede extraer conclusiones generales sobre el efecto de la configuración probada. Esto ocurre como resultado de la interacción entre los procesos físicos con mecanismos de retroalimentación generados por cada parametrización probada. Por lo tanto, los efectos sobre las variables atmosféricas son muy difíciles de predecir analíticamente.

Agradecimientos: Los autores agradecen a FINEP por el apoyo financiero, a través del proyecto Encomendas MCT/FINEP-COIAM – REDE CLIMASUL y al proyecto CT-INFRA (proceso 04.12.0270.00) por la estructura disponible para la realización de las simulaciones numéricas.

REFERENCIAS

- Acevedo, O. C. y Fitzjarrald, D. R. 2003. In the core of the night - effects of intermittent mixing on a horizontally heterogeneous surface. Boundary-Layer Meteorology, 106, 1-33.
- Battisti, A. 2014. Parametrização de turbulência na previsibilidade de temperaturas mínimas em um modelo de mesoescala. Disertación (Master en Meteorología), Universidade de Santa Maria - UFSM.
- Bender, F. D., 2012. Verificação da previsão de tempo em São Paulo com o modelo operacional WRF. Disertación (Master en Meteorología), Universidade de São Paulo -USP.
- Boletim Climanalise Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2013. Disponible en http://climanalise.cptec.inpe.br/ ~rclimanl/boletim/pdf/pdf13/jul13.pdf. Acceso en 01 de febrero de 2016.
- Brasil, G. S. y Quadro, M. F. L., 2014. O uso da computação paralela para potencializar o rendimento dos processadores no processamento do modelo de previsão numérica WRF. Revista Científica Semana Acadêmica, v. 1, p. 1-17, 2014.
- Brum, B. V., Battisti, A., Acevedo, O. C. y Anabor, V. 2011. Temperaturas mínimas no Rio Grande do Sul. Parte II: análise dos erros da previsão do BRAMS em 27 estações. IV Encontro Sul-Brasileiro de Meteorologia, Universidade Federal de Pelotas – UFPel.
- Hall, D. W., Rasmussen, R. M. y Thompson, G., 2005. The New Thompson microphysical scheme in WRF. WRF User's Workshop.
- Hallak, R. y Pereira Filho, A. J., 2011. Metodologia para análise de desempenho de simulações de sistemas convectivos na região metropolitana de São Paulo com o modelo ARPS: sensibilidade a variações com os esquemas de advecção e assimilação de dados. Revista Brasileira de Meteorologia, 26, 4, 591-608.
- Hong, S-Y, Lim, J. J-O, 2006. The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6). Journal of the Korean Meteorological Society, 42 (2), 129-151.

- Kuo, Y. H., Reed, R. J. y Liu, Y. 1996. The ERICA IOP5 Storm. Part III: Mesoscale cyclogenesis and precipitation parameterization. Monthly Weather Review, 124, 1409-1434.
- Mollmann Junior, R. A., Alves, R. C. M., Munchow, G. B., Rodrigues, B. D., Silva Júnior, R. S., Lucca, M. G. y Caumo, M., 2016. Análise da sensibilidade das Parametrizações no modelo WRF para o Estado do Rio Grande do Sul durante o inverno de 2014. Revista Brasileira de Geografia Física, 9, 2, 368-383.
- Müller G. V., 2006. Variabilidad Interanual de las heladas en la Pampa Humeda. Revista Brasileira de Meteorologia, 21, 141-152.
- 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.
- Moraes, N. O., Marton, E. y Pimentel, L. C. G., 2014. Análise do Desempenho dos Modelos MM5 e WRF na Simulação da Temperatura do Ar em Superfície na RMRJ. Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ, 37, 161-168.
- Organización Meteorológica Mundial (OMM-WMO) Nº134, 1981. Guide to Agricultural Meteorological Practices.
- Pereira, A. R., Angelocci, L. R. y Sentelhas, P. C., 2001. Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas. Guaíba-RS: Agropecuária Guaíba. 478p.
- Prabha, T. V., Hoogenboom, G. y Gopalakrishnan S. G., 2007. Evaluation of WRF for frost warning and consequences of cold air pooling, Eighth WRF Users' Workshop, June 11-15, 2007, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO (http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/ users/workshops/WS2007/abstracts/ p1-21_Prabhakaran.pdf).
- Prabha, T. V. y Hoogenboom, G., 2008. Evaluation of the Weather Research and Forecasting model for two frost events. Computers and electronics in agriculture, 64, 234–247.
- Ruiz, J. J., Saulo, S. y Nogués-Paegle, 2010. WRF Model Sensitivity to Choice

Meteoro logica

of Parameterization over South America: Validation against Surface Variables. Monthly Weather Review, 138, 3342–3351.

- Sánchez, S. E., 2002. Nubes de Capa Límite Atmosférica: Estudio numérico y experimental. Tesis (Doctorado en Ciencias Fisicas). Universidad Complutense de Madrid.
- Santos, A. P., Gonçalves, J. P., Ferreira, A. S. y Santos, S. R. Q., 2013. Previsão de geada para a Região Sul do Brasil: Uma avaliação do Modelo ETA 15 km durante o Outono de 2012. Revista Brasileira de Geografia Física, 6, 100-109.
- Seluchi, M. E., 2009. Geadas e friagens. In: Cavalcanti, I. F. A., Ferreira, N. J., Dias, M. A. F., Justi, M. G. A. (Org.). Tempo e Clima no Brasil. ed. São Paulo: Oficina de textos, 1, 375-384.
- Seluchi, M. E., Nery, J. T., 1992. Condiciones Meteorologicas Associadas a la Ocurrencia de Heladas en la Region de Maringá. Revista Brasileira de Meteorologia, 7, 523-534.
- Simmons, A., Uppala, C., Dee, D. y Kobayashi, S., 2007. ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. ECMWF Newsletter, 110, 25-35.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X. -Y., Wang, W. y Powers, J. G. A., 2008. Description of the Advanced Research WRF Version 3. National Center for Atmospheric Research (NCAR). Boulder, Colorado (EUA).
- Zepka, G. S., 2011. Previsão de descargas atmosféricas usando o modelo de mesoescala WRF. Tesis (Doctorado en Geofísica Espacial), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE.

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.

ANÁLISIS DE LA PRESIÓN DE LA TROPOPAUSA DINÁMICA EN BAJAS SEGREGADAS DEL SUR DE SUDAMÉRICA

Hernán Bechis¹, Alejandro Aníbal Godoy^{2,3}, Norma Edit Possia^{1,2}, Claudia Marcela Campetella^{1,2,3}.

¹Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera, CONICET – UBA ²Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, FCEN – UBA ³Servicio Meteorológico Nacional, Argentina

(Manuscrito recibido el 30 de junio de 2016, en su versión final el 7 de diciembre de 2016)

RESUMEN

Las bajas segregadas son circulaciones ciclónicas cerradas que se desarrollan en niveles altos de la tropósfera, quedando separadas del flujo de los oestes. En general se asocian a profundas caídas de la tropopausa, permitiendo intrusiones de aire estratosférico en la tropósfera, lo que puede dar lugar a diversos riesgos para la población, tales como aumentos en las concentraciones de ozono en superficie, incrementos de la inestabilidad potencial o la generación de turbulencia en aire claro. La región del Océano Pacífico al oeste de Sudamérica es una zona preferencial para el desarrollo de estos sistemas, y por tal motivo se planteó como objetivo avanzar hacia la comprensión del comportamiento de la tropopausa en bajas segregadas que afectan el sur de este continente.

Se utilizó la definición dinámica de la tropopausa, basada en la discontinuidad en la vertical de la vorticidad potencial. La tropopausa se identificó con tres valores distintos de esta cantidad: -1.6, -2 y -3 PVU. Se analizaron 81 casos de bajas segregadas que se formaron al oeste de los Andes entre 1999 y 2008 y se pudo cuantificar la caída de la tropopausa dinámica en cada una de ellas. La tropopausa dinámica de las bajas segregadas estudiadas mostró caídas con valores máximos de entre 650 hPa y 550 hPa, dependiendo del valor de vorticidad potencial utilizado. Se analizó también la posición de la máxima caída de la tropopausa dinámica relativa al centro de los sistemas, encontrando una preferencia dominante por el sector ecuatorial de las bajas segregadas.

Palabras clave: Bajas segregadas, tropopausa dinámica, vorticidad potencial.

ANALYSIS OF THE DYNAMIC TROPOPAUSE PRESSURE IN CUT-OFF LOWS OF SOUTHERN SOUTH AMERICA

ABSTRACT

Cut-off lows are closed cyclonic circulations that develop in high levels of the troposphere, separated from the westerly flow. They usually are associated with deep tropopause descent, allowing stratospheric air intrusions to the troposphere, which can lead to risks for the population, such as increments in surface ozone concentrations, increases of potential instability or generation of clear air turbulence. There is a preferential zone for the development of these systems west of South

Dirección Electrónica: hernan.bechis@cima.fcen.uba.ar

America, over the Pacific Ocean, and for this reason the goal of this paper is to progress towards understanding the behavior of the tropopause in cut-off lows that affect the south of this continent.

The dynamic definition of the tropopause, based on the discontinuity in the vertical of potential vorticity was used. The tropopause was identified with three different values of this quantity: -1.6, -2 and -3 PVU. 81 cases of cut-off lows that develop west of the Andes between 1998 and 2008 were analyzed, and the tropopause drop could be quantified in each one of them. The dynamic tropopauses of the studied cut-off lows showed drops with maximum values between 650 hPa and 550 hPa, depending of the potential vorticity value selected.

The position of the maximum fall, relative to the center of the systems, was also analyzed, finding a dominant preference for the equatorial sector of the cut-off lows. *Keywords: Cut-off lows, dynamic tropopause, potential vorticity.*

1. INTRODUCCIÓN

1.1. La Tropopausa

La tropopausa, límite entre la tropósfera y la estratósfera, separa estas dos capas de la atmósfera que cuentan con diferentes características dinámicas, composición química y regímenes radiativos. La tropósfera contiene la mayor parte del vapor de agua en la atmósfera y la distribución de temperatura se caracteriza en general por un decrecimiento con la altura. En esta capa los procesos de mezcla turbulenta son muy eficientes, apoyados por los intensos movimientos verticales. Por otro lado, en la estratósfera las concentraciones de vapor de agua son muy bajas, y la presencia de ozono juega un papel fundamental para controlar la temperatura. La fuerte estabilidad en esa capa limita los movimientos convectivos, por lo que la mezcla vertical allí es escasa.

A pesar de que existen al menos doce diferentes definiciones de la tropopausa (Ivanova, 2013), el criterio más extendido para determinar su ubicación es el basado en el cambio del gradiente vertical de temperatura. La Organización Meteorológica Mundial (OMM, 1957) define la "tropopausa térmica", basada en esta discontinuidad, como el nivel más bajo en el que el gradiente vertical de temperatura es de $2^{\circ}C/Km$ o menos, siempre y cuando el gradiente medio entre ese nivel y los 2 Km superiores permanezca por debajo de ese nivel. Sin embargo, esta definición puede dar lugar a ambigüedades en cercanías de corrientes en chorro o zonas frontales (Reiter, 1975), y se ha comprobado que en regiones con circulaciones ciclónicas no consigue capturar completamente la estructura de las intrusiones de aire estratosférico hacia la tropósfera, por lo que puede no ser la mejor elección para estudiar la tropopausa en sistemas de este tipo (Bethan y otros, 1996; Cox y otros, 1997). Otra definición de la tropopausa se basa en la utilización de la vorticidad potencial (VP), definida por Rossby (1936):

$$VP = \frac{\xi_{\theta} + f}{\sigma^*}, \quad \text{con } \sigma^* = -\frac{1}{g} \frac{\partial p}{\partial \theta} \qquad (1)$$

En donde $\xi_{\theta} = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right)_{\theta}$ es la componente vertical de la vorticidad relativa en coordenadas isoentrópicas, f el parámetro de Coriolis y σ^* una medida de la estabilidad estática, con g la gravedad, θ la temperatura potencial y p la presión. La VP resulta entonces del producto de la vorticidad absoluta y la estabilidad estática, combinando así los campos de movimiento y masa. Típicamente la magnitud de la vorticidad potencial es del orden de 10^{-6} m² s⁻¹ K kg⁻¹ = 1PVU, en donde 1 PVU es una unidad de vorticidad potencial, por sus siglas en inglés.

La vorticidad potencial es una cantidad que se conserva en condiciones de flujo adiabático y sin fricción, por lo que puede ser utilizada como un trazador dinámico indicando el origen de las parcelas de aire, siempre que esas condiciones se mantengan a lo largo de sus trayectorias (Reed y Sanders, 1953). Las perturbaciones meteorológicas con fuertes gradientes en los campos dinámicos como frentes o corrientes en chorro están asociadas con importantes anomalías de vorticidad potencial, que, en niveles altos de la tropósfera, son advectadas rápidamente bajo condiciones cuasi-adiabáticas. Entonces, los patrones de vorticidad potencial se conservan en superficies isoentrópicas, lo que hace a esta variable muy útil para identificar y seguir el desarrollo de estos sistemas (Holton, 1992).

La figura 1 muestra el promedio zonal de la VP para el período 1999-2008. En general se ve un aumento de la magnitud de la VP con la altura, producto del incremento en la estabilidad estática en la estratósfera. Además, para un dado nivel de presión se observa un aumento de la VP hacia los polos, especialmente en niveles altos, debido a las diferencias en el espesor de la tropósfera, mayor en las zonas ecuatoriales que en las polares. Este aspecto se ve favorecido por al aumento de la magnitud de la vorticidad planetaria, así como por la mayor frecuencia de sistemas ciclónicos en latitudes altas.

En los campos isobáricos de niveles altos, esta variación de la VP da lugar a lo que se conoce como "reservorios" polares de vorticidad potencial, asociados a los altos valores de esa cantidad que allí se presentan. En niveles bajos también se observa un aumento de la magnitud de la VP con la latitud, ligada al aumento de la estabilidad estática por el enfriamiento en las regiones polares.

En latitudes medias y altas, la discontinuidad en la vertical de la VP da lugar a la definición de la "tropopausa dinámica". Si bien la OMM (1986) propuso utilizar la superficie de |VP| = 1,6 PVU para separar tropósfera y estratósfera, valores entre 1 y 4 PVU han sido utilizados en diferentes estudios en las últimas décadas (Ivanova, 2013), aunque el uso de umbrales demasiado altos en la delimitación de la tropopausa puede llevar a la pérdida de la estructura asociada a las intrusiones de aire estratosférico, especialmente en sistemas con circulaciones ciclónicas (ver Cox y otros 1997).

1.2. Bajas Segregadas

Las bajas segregadas son circulaciones ciclónicas cerradas que se desarrollan en niveles altos de la tropósfera y se forman a partir de la profundización de una vaguada fría, en un tren de ondas de los oestes (Palmén y Newton, 1969). En las cartas isobáricas estándar de niveles altos se presentan como contornos cerrados de geopotencial, que pueden permanecer así durante varios días, ó incluso semanas, aunque lo habitual, en el hemisferio sur, es que su duración sea de uno a tres días (Fuenzalida y otros, 2005; Campetella y Possia, 2007; Reboita y otros, 2010). Desde un punto de vista dinámico, Hoskins y otros (1985) muestran que estos sistemas consisten en centros aislados con valores elevados de vorticidad potencial, advectada de manera cuasi-isoentrópica por la circulación de niveles altos, desde el reservorio polar hacia latitudes más bajas. La figura 2 muestra la distribución de vorticidad potencial en el nivel de 250 hPa para un caso de una baja segregada que se desarrolló en Enero de 2016 frente a las costas de Chile. Allí se aprecia esta característica, donde las altas magnitudes de vorticidad potencial asociadas a la baja segregada citada indican la presencia de aire estratosférico en ese nivel.

En \mathbf{el} hemisferio sur diversos estudios (Fuenzalida y otros, 2005; Campetella y Possia, 2007; Reboita y otros, 2010; Pinheiro y otros, 2016) encontraron que existe una región preferencial para el desarrollo de bajas segregadas sobre el Océano Pacífico, inmediatamente al oeste de los Andes. Muchos de los sistemas que allí se generan tienen un desplazamiento hacia el este, afectando la región continental y representan una característica relevante del clima del continente (Campetella y otros, 2009; Godoy y otros, 2010).



Figura 1: Corte vertical del promedio zonal de vorticidad potencial (PVU, sombreado) y temperatura potencial (K, contornos) para el período 1999-2008. Se graficó sólo vorticidad potencial ciclónica en cada hemisferio (positiva en el HN y negativa en el HS).

1.3. Bajas Segregadas y la tropopausa

: Una característica importante presente en las bajas segregadas es la modificación de la altura de la tropopausa. Si bien están asociadas con un núcleo de aire frío en la tropósfera, en las cartas de 200 ó 300 hPa se observa en general que estos sistemas presentan un núcleo cálido, producto de la caída de la tropopausa. Esto se asocia a los movimientos de descenso que predominan sobre el eje de vaguada, durante las etapas de profundización del sistema. Si bien por argumentos relacionados a la estabilidad estática los movimientos verticales se amortiguan rápidamente por encima de la tropopausa, estos tienen una profunda influencia en la estratósfera inferior. Debido a la alta estabilidad estática allí, movimientos de descenso débiles pueden generar un calentamiento adiabático importante, dando lugar a un descenso local de la tropopausa (Carlson, 1991).

Por otro lado, el desarrollo de la mayor parte de las bajas segregadas está acompañado por ondulaciones de la tropopausa, llamadas "pliegues", relacionados con procesos de frontogénesis de altura (Price y Vaughan, 1993). La estructura de uno de estos pliegues puede observarse en la figura 3, que corresponde a un corte vertical a lo largo de la misma baja segregada de la figura 2. En esta figura, el pliegue se aprecia en la región donde el aire de origen estratosférico desciende hasta por debajo del nivel de 500 hPa. Las regiones en las que se producen estos pliegues se caracterizan por fuertes cortantes verticales del viento, y por lo tanto son potenciales áreas de turbulencia en aire claro (Keyser y Shapiro, 1986). La mezcla vertical debido a la turbulencia puede modificar la distribución vertical del calentamiento diabático, de manera que la VP no se conserva. Pueden entonces producirse importantes intrusiones de aire estratosférico hacia la tropósfera en estos casos, dado que las superficies de VP ya no actúan como una barrera al transporte, como ocurre cuando esta cantidad se conserva.

Las intrusiones de aire estratosférico pueden asociarse con el desarrollo de diversos fenómenos

20S 25S **30**S 10960 35S 405 10640 10760 10720 10680 45S 10640 10600 10560 -10520 18788 10480 50S 10440 10400 0.320 10280 55S 10240 10200 100 aqw 859 80w 75W 55)

Figura 2: Distribución de altura geopotencial (contornos, mgp) y vorticidad potencial (sombreado, PVU) en 250 hPa, correspondientes a un caso de una baja segregada el 24 de enero de 2016 a las 00 UTC. En rojo los contornos de -1.6, -2 y -3 PVU. En línea negra gruesa se indica la posición del corte vertical mostrado en la figura 3.

atmosféricos, algunos de ellos con riesgos para la población. Rondanelli y otros (2002) hallaron aumentos significativos de la concentración de ozono en superficie en el Cerro Tololo, Chile, relacionados con estas intrusiones en inmediaciones de bajas segregadas. Lin y otros (2012) encuentran también que las intrusiones estratosféricas juegan un papel importante en elevar las concentraciones de ozono superficial por sobre los niveles permitidos por las regulaciones ambientales, en regiones de altura en el oeste de los Estados Unidos. La exposición a altas concentraciones de ozono en períodos cortos de tiempo está ligada a una reducción de diversos parámetros del funcionamiento pulmonar (Beck y otros, 1999). Se observa también un impacto sobre la incidencia de síntomas respiratorios (incluyendo tos, irritación de garganta y opresión en el pecho), y estudios epidemiológicos indican que las tasas de visitas a guardias de hospitales

e ingresos hospitalarios por asma y otras afecciones respiratorias se incrementan durante esos períodos.

Otra posible consecuencia de la caída de la tropopausa en bajas segregadas es el incremento de la inestabilidad potencial debido al descenso de capas de aire seco hacia niveles medios de la atmósfera. Combinado con algún mecanismo de ascenso y disponibilidad de humedad, el desarrollo de convección húmeda profunda es posible. Russel y otros (2009) muestran un caso de una baja segregada sobre Gran Bretaña, en el que una capa de aire seco de origen estratosférico aumenta la inestabilidad potencial y se combina con una línea de convergencia en superficie, dando lugar al desarrollo de tormentas intensas.

Por último, la posibilidad de generación de turbulencia en aire claro, en regiones en dónde



Figura 3: Corte vertical en 77° O de temperatura potencial (contornos verdes, K) y vorticidad potencial (sombreado, PVU) a lo largo del segmento marcado en la figura 2. En rojo los contornos de -1.6, -2 y -3 PVU.

se dan procesos de frontogénesis de altura, representa un riesgo para la navegación aérea. En Sudamérica, Rivaben (2015) analizó dos reportes de turbulencia severa en aire claro asociados al avance de un sistema de baja segregada. En ese trabajo se sugiere que la frontogénesis en altura, con el pliegue de la tropopausa asociado, podría ser uno de los mecanismos responsables del fenómeno.

Teniendo en cuenta la alta frecuencia de ocurrencia de bajas segregadas en la región (Fuenzalida y otros, 2005; Campetella y Possia, 2007; Reboita y otros, 2010; Pinheiro y otros, 2016) y los riesgos para la población que las intrusiones de aire estratosférico pueden generar, el presente trabajo busca avanzar hacia la comprensión del comportamiento de la tropopausa, en sistemas de este tipo que afectan el sur de Sudamérica. Para ello se propuso encontrar una primera aproximación de los niveles de presión alcanzados por la tropopausa dinámica en bajas segregadas que se desarrollaron durante el período 1999-2008. A continuación, se detallan los datos utilizados para el análisis y la metodología de detección de la tropopausa dinámica.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

Se utilizaron datos del reanálisis ERA-Interim (Dee y otros, 2011) en superficies isobáricas, con un espaciamiento horizontal de un grado de latitud por uno de longitud y 32 niveles verticales desde 1000 hPa hasta 10 hPa. Esta resolución se considera suficiente para representar la evolución general de los sistemas de bajas segregadas, así como la caída de la tropopausa asociada (Cox y otros, 1997).

Se analizaron aquí 81 casos de bajas segregadas

que ocurrieron entre los años 1999 y 2008, que se formaron sobre el Océano Pacífico al este de 90°O y entre los 15° y 50° de latitud sur (Figura 4). La elección de esta región se debió a que es una de las regiones preferenciales para el desarrollo de este tipo de sistemas, sumado a que un alto porcentaje (alrededor del 60%) de las bajas segregadas que allí se generan se desplazan hacia el este, afectando la región continental de Sudamérica. En la muestra seleccionada 49 eventos se posicionan sobre el continente en algún momento de su ciclo de vida, mientras que el resto permanece sobre el Océano Pacífico hasta su disipación. Estos casos fueron extraídos de la base de datos de bajas segregadas desarrollada por Godoy (2013), generada a partir de la combinación de un método objetivo y otro subjetivo. El método objetivo involucra un algoritmo para detectar un mínimo de altura geopotencial en 300 hPa, la presencia de un núcleo frío a partir de los espesores de la capa 850/300 hPa, un cambio de dirección del viento al sur del sistema y una duración mínima de 24 hs. En tanto, el método subjetivo implica la identificación de todas las etapas del ciclo de vida de una baja segregada, según el modelo conceptual propuesto por Nieto y otros (2005).

2.1. Cálculo de la Tropopausa Dinámica

La OMM (1986) define la tropopausa dinámica a partir de la superficie de VP=-1,6 PVU en el hemisferio sur. Sin embargo, debido a la falta de consenso en la bibliografía (Ivanova, 2013) acerca de la elección de este valor, en el presente trabajo se utilizaron también las superficies de -2 PVU y -3 PVU.

Para encontrar el nivel de presión de la tropopausa en cada caso se desarrolló un algoritmo compuesto por dos criterios que deben cumplirse simultáneamente. Primero, desplazándose desde el nivel de 650 hPa hacia arriba, se busca el primer nivel de presión del reanálisis cuyo valor de VP sea inferior al del umbral utilizado, de manera similar a lo propuesto por Hoinka (1998). Este nivel inferior se tomó por la necesidad de filtrar el



Figura 4: Región del Océano Pacífico en la que se iniciaron las bajas segregadas estudiadas.

efecto de la fricción y los flujos de calor en la capa límite, capaces de generar altos valores de |VP|, no relacionados con aire estratosférico. El nivel encontrado se identifica entonces con la tropopausa dinámica, siempre que se cumpla con el segundo criterio, que requiere que la humedad específica sea menor a 1 g/Kg. Esta segunda restricción permite filtrar máximos aislados de |VP| localizados en la tropósfera, conocidos como anomalías internas de VP. Dichas anomalías pueden presentarse debido a la liberación de calor latente en la tropósfera media en regiones de ascenso y pueden permanecer durante varios días, ocupando una extensión vertical significativa (Morgan y Nielsen-Gammon, 1998). Como las regiones de ascenso en general se asocian con un transporte vertical de humedad, estas regiones de alta |VP| se distinguen claramente de las generadas por un descenso de la tropopausa, relacionadas con aire seco estratosférico, y son filtradas satisfactoriamente por la segunda condición del algoritmo.

La elección del valor umbral de humedad



Figura 5: Corte vertical este-oeste (36°S) de vorticidad potencial (sombreado, PVU) y humedad específica (contornos discontinuos, g/Kg), a las 06 UTC del 26 de abril de 1999. Se aprecia el descenso de la tropopausa dinámica asociado a una baja segregada y una anomalía interna de vorticidad potencial. El contorno de 1g/Kg utilizado en el algoritmo de detección se encuentra resaltado con una línea negra llena.

fue hecha con el compromiso de que fuera lo suficientemente alto como para filtrar los máximos de |VP| asociados a procesos convectivos, pero no lo tan bajo como para constituir en sí mismo una definición de la tropopausa.

Para ejemplificar el funcionamiento del algoritmo en presencia de estas anomalías internas de VP, la figura 5 muestra un corte vertical de vorticidad potencial y humedad específica en 36° S para las 06 UTC del 26 de abril de 1999. En esa figura se observa la caída de la tropopausa asociada a una baja segregada presente ese día alrededor de 72°O, y una anomalía interna de VP, centrada en 64°O y abarcando una capa de aproximadamente 300 hPa en la vertical. Esta anomalía no está conectada con el descenso de la tropopausa asociado a la baja segregada, sino que está relacionada a sistemas convectivos que se observaron en las imágenes de satélite en horas previas (no se muestran). Si bien la primera parte del algoritmo ubicaría la tropopausa cerca de los 650 hPa en la región de la anomalía interna, puede verse en la figura 5 como ésta está embebida en un entorno mucho más húmedo que la región de elevada vorticidad potencial alrededor de la baja segregada, quedando por debajo del contorno de 1 g/Kg, con lo que es efectivamente filtrada por el método propuesto. En este caso, la tropopausa se ubica entonces cercana al nivel de 200 hPa.

Por último, como condición adicional, no se tuvieron en cuenta puntos en donde el terreno alcanza alturas mayores a 1500 m, con la finalidad de evitar los efectos de la capa límite mencionados anteriormente.

3. RESULTADOS

3.1. Campos Medios de la Tropopausa Dinámica

El enfoque de este trabajo está orientado de la tropopausa en alanálisis sistemas de bajas segregadas que se originan aloeste de Sudamérica. Sin embargo, para poder contextualizar \log resultados obtenidos es necesario conocer previamente el comportamiento de la tropopausa en términos medios. Con esta finalidad se calcularon los campos medios estacionales de presión de la tropopausa dinámica en la región, para el período 1999-2008. Las figuras 6 a 8 muestran los resultados obtenidos para los trimestres correspondientes a las estaciones de verano, otoño, invierno y primavera, para los tres umbrales utilizados (-1.6 PVU, -2 PVU y -3 PVU). En todos los casos se observa un gradiente latitudinal, con tropopausas más bajas en las regiones polares. Como es esperable, mientras mayor es el valor del umbral de |VP| utilizado para el cálculo de la tropopausa, menor es la presión de la misma y el patrón espacial es similar para los tres umbrales. Además, es posible visualizar cómo la tropopausa sigue el ciclo anual de la temperatura en la tropósfera inferior, por lo que en los meses de mayor insolación la tropopausa se encuentra más alta que en la época invernal.

En invierno (figuras 6c, 7c y 8c) las isobaras presentan un comportamiento mucho más zonal que en el verano (figuras 6a, 7a y 8a). Además, el gradiente meridional de presión es mayor, indicando una pendiente mayor de la tropopausa. Este gradiente meridional se maximiza durante los meses de primavera (figuras 6d, 7d y 8d), en donde el patrón espacial es similar al del invierno, mientras que el otoño (figuras 6b, 7b y 8b) se Meteoro logica

asemeja más a los meses de verano. Por otro lado, principalmente en los meses de verano (figuras 6a, 7a y 8a) y otoño (figuras 6b, 7b y 8b), y en menor medida en primavera (figuras 6d, 7d y 8d), se observa una región en donde el gradiente de presión se maximiza localmente, frente a las costas del centro-norte de Chile y en el Noroeste Argentino. Esta característica coincide con el flanco sur de la Alta Boliviana, por lo que es posible que ésta sea responsable de la curvatura en las isobaras que lleva a este aumento del gradiente de presión.

3.2. La Tropopausa Dinámica en Bajas Segregadas

Teniendo presentes los valores de referencia para la presión de la tropopausa dinámica, el siguiente paso consistió en analizar su comportamiento en los sistemas de bajas segregadas que se desarrollaron en la región de estudio. Para esto se generaron campos de presión de la tropopausa dinámica para cada uno de los casos en la base de datos, desde el inicio de la etapa de segregación hasta su decaimiento, para los tres umbrales de vorticidad potencial. Luego, se buscó la máxima caída de la tropopausa dinámica en un rectángulo definido con respecto al centro del sistema, tomado como el mínimo de geopotencial en el nivel de 300 hPa. Las dimensiones de este rectángulo o "caja" fueron de 10° de longitud $(5^{\circ}$ hacia el este y oeste del centro) y 15° de latitud (5° hacia el sur y 10° hacia el norte). La asimetría en las dimensiones de la caja se debe a la observación de los campos de presión de la tropopausa dinámica en los primeros casos analizados. Allí se comprobó que en el flanco norte del sistema se presentaba en general la máxima caída, y utilizar una caja cuadrada de 5° de lado implicaba dejar afuera puntos de retícula donde la caída era importante. Por otro lado, observando los campos medios, una extensión hacia el norte de las dimensiones de la caja no llevaría a encontrar tropopausas muy bajas no relacionadas con las bajas segregadas, lo que sí podría ocurrir si se la extendiera hacia el sur, en donde estadísticamente la tropopausa se encuentra a alturas menores. Finalmente, para



Figura 6: Presión media de la tropopausa dinámica utilizando el umbral de -1.6 PVU para los meses de a) Diciembre-Enero-Febrero, b) Marzo-Abril-Mayo, c) Junio-Julio-Agosto y d) Septiembre-Octubre-Noviembre, en el período 1999-2008. Las isobaras no se grafican en zonas con topografía superior a 1500 m.



Figura 7: Ídem figura 6 para el umbral de -2 PVU.



Figura 8: Ídem figura 6 para el umbral de -3 PVU.

cada uno de los casos de baja segregada en la base de datos, se retuvo el valor máximo de presión alcanzado por la tropopausa dinámica durante su ciclo de vida. La figura 9 muestra un ejemplo de los campos obtenidos, donde también se graficaron los contornos de altura geopotencial en 300 hPa y el rectángulo en el que se buscó la mayor caída de la tropopausa dinámica para el umbral de -1.6 PVU en ese tiempo.

De los 81 casos en la base de datos de Godoy (2013) en la región de estudio, 14 corresponden a los meses de verano (DEF), 27 al otoño (MAM), 22 al invierno (JJA) y los restantes 18 al trimestre de primavera (SON). El máximo de frecuencias de ocurrencia de bajas segregadas en otoño coincide con lo encontrado por Reboita y otros (2010), para bajas segregadas identificadas en el nivel de 300 hPa. La figura 10 muestra la distribución de los resultados para los tres umbrales de VP y todas las estaciones del año. En promedio se observa que los meses de invierno y primavera son en los que los sistemas muestran una caída mayor de la tropopausa dinámica. Se alcanzaron presiones máximas medias de 564 hPa, 518 hPa y 443 hPa para los umbrales de -1.6, -2 y -3 PVU en invierno y 567 hPa, 514 hPa y 439 hPa en primavera. Si se considera cada umbral por separado, entre estas dos estaciones la variación del valor medio es menor a 4 hPa. En los meses de otoño estos valores son algo menores (537 hPa, 491 hPa y 332 hPa), mientras que en verano es la estación en donde se observan las mayores diferencias con las demás, con la tropopausa dinámica alcanzando en promedio valores de presión mucho más bajos (421 hPa, 386 hPa y 332 hPa).

Por otro lado, para el umbral de -1.6 PVU se encontraron once casos en los que la tropopausa alcanzó el nivel de 650 hPa (máximo detectable por el algoritmo). Para el umbral de -2 PVU esto ocurrió en tres oportunidades, mientras que para -3 PVU la presión máxima alcanzada fue de 550 hPa en un único caso. Los tres casos en los que la tropopausa dinámica llegaba al nivel de 650 hPa tanto para -1.6 PVU como para -2 PVU fueron analizados mediante cortes verticales (no se muestran). El resultado de este análisis es que en ningún caso la isolínea de -1.6 PVU llega hasta


Figura 9: Presión de la tropopausa dinámica para el umbral de -1.6 PVU (sombreado, hPa) y altura geopotencial en 300 hPa (contornos, cada 100 mgp). El rectángulo amarillo indica la región en dónde se buscó la máxima caída de la tropopausa asociada a este caso de baja segregada, en este tiempo particular (06 de marzo de 1999, 18 UTC).



Figura 10: Diagrama de cajas con la presión máxima de la tropopausa dinámica en las bajas segregadas estudiadas, para cada estación del año. Rojo: resultados para el umbral de -1.6 PVU, verde: -2 PVU y azul: -3 PVU. En cuadrados negros se indica el valor medio, y en círculos el valor máximo de presión para cada caso en la base de datos.

el nivel de 700 h Pa, por lo que no es necesario analizar niveles de presión superiores a $650~{\rm hPa}.$

Comparando los campos medios mostrados en las

figuras 6 a 8, en los que la tropopausa dinámica se ubica como mínimo por encima del nivel de 300 hPa, con los resultados obtenidos para las bajas segregadas se cuantificó lo anómalo de la caída de la tropopausa en estos sistemas. A modo de ejemplo, en el caso del 06 de marzo de 1999 (figura 9), la tropopausa dinámica, utilizando el umbral de -1.6 PVU, llega hasta los 600 hPa (figura 6 b). Esta figura permite la comparación directa con el promedio estacional, que en esa zona oscila entre los 200 y 225 hPa. Puede entonces verse como la circulación asociada a la baja segregada indujo una anomalía de la tropopausa dinámica de alrededor de 375 hPa.

3.3. Localización de la máxima caída de la tropopausa dinámica con respecto al centro del sistema

Para finalizar, se buscaron los sectores de las bajas segregadas en los que se producen las caídas más importantes de la tropopausa. Para ello se consideró todo el ciclo de vida de cada uno de los sistemas de la base de datos, y se extrajeron los valores de presión de la tropopausa dinámica en el rectángulo o "caja", mencionado anteriormente. Luego, para cada baja segregada, durante todo su ciclo de vida, se buscó la posición, relativa al centro del sistema, de los puntos en los que la tropopausa alcanza la máxima presión.

La figura 11 muestra el porcentaje de veces en los que la máxima caída de la tropopausa dinámica se da en cada uno de los puntos de retícula del rectángulo, para los tres umbrales utilizados. En los tres casos se observan resultados similares, con las mayores frecuencias de caídas máximas ubicadas en el sector norte de los sistemas, y desplazadas levemente hacia el oeste. Esto coincide con la presencia de frentes de altura que, de acuerdo a Shapiro (1982) tienden a ubicarse del lado ecuatorial de una onda baroclínica de latitudes medias, en la etapa que llama de "baja cerrada". Como los frentes de altura tienden a ubicarse del lado ecuatorial de una onda baroclínica, y son consecuencia de las circulaciones ageostróficas transversales, es esperable que el mismo mecanismo actúe en la generación de pliegues de la tropopausa. Las ondulaciones de la tropopausa dinámica en esa zona pueden ser muy pronunciadas, por lo que la ubicación de las máximas frecuencias en la figura

11 se ajusta al modelo conceptual de Shapiro. Se justifica además, a partir de esta figura, la decisión de generar una "caja" asimétrica para buscar la máxima caída de la tropopausa en cada baja, dado que se registraron porcentajes elevados más de 5º de latitud al norte del centro de los sistemas, que podrían haber sido omitidos de utilizar una "caja" cuadrada.

4. CONCLUSIONES

En este trabajo se buscó realizar una estimación de los niveles de presión alcanzados por la tropopausa dinámica en bajas segregadas que se formaron al oeste de los Andes durante el período 1999-2008. Para ello se utilizaron tres diferentes umbrales de vorticidad potencial para la definición de la tropopausa, y para cada uno de ellos se comprobó en promedio la característica extrema de la caída de la tropopausa en estos sistemas, en relación a los campos medios estacionales.

Dependiendo del umbral de vorticidad potencial, los casos que se presentan en los meses de primavera o invierno resultaron ser en promedio en los que la tropopausa dinámica alcanza los niveles más bajos, con poca diferencia entre ellos (menor a 4 hPa). Algo menores son las caídas registradas en los casos de otoño, mientras que los sistemas de verano presentan las caídas menos profundas. En casos extremos se estimaron caídas de la tropopausa hasta el nivel de 650 hPa para los umbrales de -1.6 PVU y -2 PVU y hasta 550 hPa para el umbral de -3 PVU.

Si bien la estacionalidad de los resultados es similar para los diferentes umbrales, existen diferencias entre los valores obtenidos en cada caso. Para cada estación estas diferencias en las presiones máximas medias de la tropopausa dinámica en bajas segregadas, utilizando el umbral de -1.6 PVU o -3 PVU pueden ser mayores a 100 hPa, y en un caso en particular se observó una diferencia de 300 hPa. Si bien en este estudio no se analizaron regiones de topografía elevada, diferencias de esta magnitud en la determinación de la tropopausa podrían



Figura 11: Posición de la máxima caída de la tropopausa dinámica con respecto al centro de la baja en 300 hPa (cruz negra). Porcentaje de veces en los que se presenta la máxima caída en cada punto de retícula para los umbrales de -1.6 PVU (izquierda), -2 PVU (centro) y -3 PVU (derecha).

tener relevancia allí. Por ejemplo, determinar las probabilidades de que una intrusión de aire estratosférico alcance la superficie en zonas montañosas pobladas, utilizando la altura de la tropopausa dinámica, podría arrojar distintos resultados, dependiendo del umbral de vorticidad potencial utilizado. Esto invita a pensar que es necesario un análisis más profundo del valor de vorticidad potencial a utilizar en la definición de la tropopausa dinámica, teniendo en cuenta la altura de la topografía, de modo que al momento de identificarla se obtenga información relevante para la evaluación de los riesgos asociados a modificaciones en su altura, pliegues, etc.

Por último, se buscó la posición relativa al centro de cada baja segregada en donde la caída de la tropopausa dinámica fue mayor, encontrando una clara preferencia por el sector norte del sistema, con un leve desplazamiento hacia el oeste, lo que podría estar relacionado con intensificación de frentes de altura por medio de circulaciones ageostróficas transversales, que generan ondulaciones profundas de la tropopausa.

Agradecimientos: Agradecemos a los dos revisores anónimos que contribuyeron a enriquecer este trabajo. El presente estudio fue financiado con el proyecto UBACyT: 20020120100284.

REFERENCIAS

- Beck, J.P., Krzyzanowski, M., Koffi, B., Hjellbrekke, A.-G., Hootsen, H., Millan, M.M., Tombrou, M. & Simpson, D., 1999: Tropospheric Ozone in the European Union "The Consolidated Report". European Environment Topic Centre on Air Quality.74 pp.
- Bethan, S., Vaughan, G., & Reid, S. J., 1996: A comparison of ozone and thermal tropopause heights and the impact of tropopause definition on quantifying the ozone content of the troposphere. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 122, 532, 929-944.
- Campetella, C. M., & Possia, N. E., 2007: Upper-level cut-off lows in southern South America. Meteorology and Atmospheric Physics, 96, 1-2, 181-191.
- Campetella, C., Godoy, A. A. & Saucedo, M., 2009: Relación entre las bajas segregadas y la precipitación en el sur de Sudamérica.
 Actas (CD) CONGREMET X y CLIMET XIII. Buenos Aires, Argentina. Octubre de 2009, 5 pp.
- Carlson, T. N., 1991: Mid-latitude weather

systems. Harper Collins Academic, 507 pp.

- Cox, B. D., Bithell, M., & Gray, L. J., 1997: Modelling of stratospheric intrusions within a mid-latitude synoptic-scale disturbance. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 123, 541, 1377-1403.
- Dee, D. P. y coautores, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 137, 656, 553-597.
- Fuenzalida, H. A., Sánchez, R., & Garreaud, R. D., 2005: A climatology of cutoff lows in the Southern Hemisphere. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 110, D18.
- Godoy, A. A., Robledo, F. & Campetella, C., 2010: "Cut off lows and its relations with extreme precipitation events over southern South America". Meeting of the Americas, Foz do Iguaçu, Brasil, 8 al 12 de agosto de 2010.
- Godoy, A.A., 2013: Procesos dinámicos asociados a las bajas segregadas en el sur de Sudamérica. Tesis de doctorado.
- Hoinka, K. P., 1998: Statistics of the global tropopause pressure. Monthly Weather Review, 126, 12, 3303-3325.
- Holton, J. R., 1992: An introduction to dynamic meteorology. International geophysics series, San Diego, New York, 511 pp.
- Hoskins, B. J., McIntyre, M. E., & Robertson, A. W., 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 111, 470, 877-946.
- Ivanova, A. R., 2013: The tropopause: Variety of definitions and modern approaches to identification. Russian Meteorology and Hydrology, 38, 12, 808-817.
- Keyser, D., & Shapiro, M. A., 1986: A review of the structure and dynamics of upper-level frontal zones. Monthly Weather Review, 114, 2, 452-499.
- Lin, M., Fiore, A. M., Cooper, O. R., Horowitz,L. W., Langford, A. O., Levy, H., Johnson,B. J., Naik, V., Oltmans, S. J. & Senff, C. J.,2012: Springtime high surface ozone eventsover the western United States: Quantifying

the role of stratospheric intrusions. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 117, D21.

- Morgan, M. C., & Nielsen-Gammon, J. W., 1998: Using tropopause maps to diagnose midlatitude weather systems. Monthly weather review, 126, 10, 2555-2579.
- Nieto, R., Gimeno, L., de La Torre, L., Ribera, P., Gallego, D., García-Herrera, R., García-Herrera, R., García, J. A., Nuñez, M., Redaño, A., & Lorente, J., 2005: Climatological features of cutoff low systems in the Northern Hemisphere. Journal of climate, 18, 16, 3085-3103.
- Organización Meteorológica Mundial, 1957: Definition of the tropopause.WMO Bull.,6,136.
- Organización Meteorológica Mundial, 1986: Atmospheric Ozone 1985, Techn. Rep. No. 16 (WMO, Geneva, 1986).
- Palmén, E., & Newton, C. W., 1969:Atmospheric circulation systems: their structure and physical interpretation (Vol. 603). New York: Academic press, 603 pp.
- Pinheiro, H. R., Hodges, K. I., Gan, M. A., & Ferreira, N. J., 2016: A new perspective of the climatological features of upper-level cut-off lows in the Southern Hemisphere. Climate Dynamics, 1-19.
- Price, J.D. & Vaughan, G., 1993: The potential for stratosphere-troposphere exchange in cut-off-low systems. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 119, 343-365.
- Reboita, M. S., Nieto, R., Gimeno, L., Da Rocha, R. P., Ambrizzi, T., Garreaud, R., & Krüger, L. F., 2010: Climatological features of cutoff low systems in the Southern Hemisphere. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 115, D17.
- Reed, R. J., & Sanders, F., 1953: An investigation of the development of a mid-tropospheric frontal zone and its associated vorticity field. Journal of Meteorology, 10, 5, 338-349.
- Reiter, E. R., 1975: Stratospheric-tropospheric exchange processes. Reviews of Geophysics, 13, 4, 459-474. Rivaben, N., 2015: Estudio preliminar de índices de turbulencia en aire claro en el sur de Sudamérica: Análisis de dos

casos y validación. Tesis de Licenciatura.

- Rondanelli, R., Gallardo, L., & Garreaud, R. D., 2002: Rapid changes in ozone mixing ratios at Cerro Tololo (30° 10' S, 70° 48' W, 2200 m) in connection with cutoff lows and deep troughs. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 107, D23.
- Rossby, C. G., 1936. Dynamics of steady ocean currents in the light of experimental fluid mechanics. Papers in Physical Oceanography and Meteorology. Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, 5, 1-43
- Russell, A., Vaughan, G., Norton, E. G., Ricketts, H., Morcrette, C. J., Hewison, T. J., Browning, K. A. & Blyth, A. M., 2009: Convection forced by a descending dry layer and low-level moist convergence. Tellus A, 61, 2, 250-263.
- Shapiro, M. A., 1982Mesoscale weather systems of the central United States. Cooperative Institute for Research in environmental Sciences (CIRES), National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), University of Colorado, 78 pp.

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.

VARIABILIDAD DE LA PRECIPITACION EN EL ALTIPLANO ARGENTINO. INCIDENCIA DE LA TRANSICIÓN CLIMÁTICA 1976/1977 Y DEL FENÓMENO EL NIÑO - OSCILACIÓN DEL SUR EN EL NOROESTE ARGENTINO.

Daniel Barrera^{1,2,3} y Alejandro Maggi²

¹Universidad de Buenos Aires, CONICET, FAUBA, Buenos Aires, Argentina ²Departamento de Ingeniería Agrícola y Uso de la Tierra, FAUBA UBA ³Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, FCEN UBA

(Manuscrito recibido el 2 de noviembre de 2015, en su versión final el 19 de abril de 2017)

RESUMEN

A partir de series pluviométricas mensuales de seis localidades del Noroeste Argentino (NOA) en el período 1935/36 – 2015/16 construimos series de precipitación acumulada Octubre-Abril (O-A). Verificamos la ocurrencia de saltos climáticos en la precipitación, que están en armonía con la Transición Climática del Pacífico (TCP) de 1976/77. Mostramos que posteriormente a la TCP hubo un cambio significativo en la precipitación en la sub-región semiárida del NOA. Se hallaron tendencias decrecientes de la precipitación a partir de la década de 1990 en el NOA. Propusimos índices ENSO (El Niño – Southern Oscillation) acumulados sobre el período monzónico O-A construidos a partir del Southern Oscillation Index (SOI), Oceanic Niño Index (ONI) y Multivariate ENSO Index (MEI). Estos manifiestan altas correlaciones cruzadas. Propusimos asimismo tres índices basados en SOI, ONI y MEI, ponderados con la precipitación media mensual del período O-A, y efectuamos regresiones polinómicas entre ellos y la precipitación O-A. Solo en La Quiaca (LQ) y Abra Pampa (AP) (la subregión altiplánica) dichos índices explican porcentajes relevantes de la variabilidad de la precipitación O-A. Comprobamos que en LQ existe una significativa mayor proporción de precipitación acumulada en octubre, noviembre y diciembre en comparación con AP. Elaboramos un criterio para clasificar, a partir del índice mensual ONI, los períodos Octubre-Abril en fase Neutra (NE), Niña (NA) o Niño (NO). Clasificamos según fases NE, NA y NO los períodos O-A antes y a partir de la TCP. Las muestras resultaron pequeñas, lo cual torna preliminares los resultados siguientes. Se comprobó que el salto hacia mayores valores de precipitación se verifica en las tres fases. Se encontró que después de los saltos climáticos en AP y LQ hay menor variabilidad interanual de la precipitación en la fase NA con respecto a las fases NE y NO. La mayoría de los máximos de precipitación ocurren en fase NE. En ambas localidades, los valores medios de la precipitación O-A en fase NO antes y después de la TCP resultaron significativamente menores que en fases NA y NE. Asimismo se encontró un aumento de la variabilidad de la precipitación en fase NO después de la TCP.

Palabras clave: TCP, ENSO, Noroeste de Argentina, Altiplano, Precipitación

VARIABILITY OF PRECIPITATION IN THE ARGENTINIAN ALTIPLANO. INCIDENCE OF THE 1976/1977 CLIMATE TRANSITION AND THE ENSO PHENOMENON IN NORTHWESTERN ARGENTINA.

Dirección Electrónica: dbarrera@agro.uba.ar

ABSTRACT

From monthly rainfall series in six locations in Northwest Argentina (NOA) in the period 1935/36 - 2015/16 we built series of cumulative rainfall for the monsoonal period October-April (O-A). We verified the occurrence of climatic jumps in precipitation, which are in harmony with the Pacific Climate Transition (TCP) 1976/77. We showed that subsequent to the TCP occurred a significant change in rainfall in the semiarid NOA sub-region. Decreasing precipitation trends from the 1990s in the NOA region were found. Three cumulative O-A ENSO indices associated to the monsoonal period were built from monthly indexes: the Southern Oscillation Index (SOI), the Oceanic Niño Index (ONI) and the Multivariate ENSO Index (MEI). They showed high cross-correlations. We also proposed three new O-A ENSO indices (location dependent) based on SOI, ONI and MEI and weighted with the average monthly rainfall at a given location. We performed polynomial regressions relating them with O-A precipitation. These indices explained relevant percentages of O-A precipitation variability only in Abra Pampa (AP) and La Quiaca (LQ) (the Altiplano sub-region). We found that in LQ there is a significant higher proportion of accumulated rainfall in October, November and December compared to AP. We developed one criteria to classify, from the monthly ONI index, the O-A periods as Neutral (NE), Niña (NA) and Niño (NO) phases. When splitting the record data into two sub-series (before and after the TCP) and discriminating the monsoonal periods according to ENSO phases, samples became small so the following conclusions are preliminary. Shifts to higher values of precipitation were found in all three phases. It was found that after climate shifts in AP and LQ there is less interannual variability of precipitation in the NA phases with respect to NE and NO phases. Most precipitation maximums occur in NE phase. Mean O-A precipitation in NO phase before and after the TCP were significantly lower than in NE and NA phases in both locations. Increased rainfall variability in the NO phase after the TCP was also found.

Keywords: TCP, ENSO, Northwestern Argentina, Altiplano, Precipitation

1. INTRODUCCIÓN

1.1. El monzón sudamericano y su influencia sobre la precipitación en el Noroeste y Altiplano Argentinos

Luego del equinoccio de primavera, el inicio de la convección profunda en la región amazónica al sur del Ecuador, junto con los vientos alisios, inducen un flujo de aire cálido y húmedo hacia el este, que es desviado hacia el sur por la cordillera de los Andes. Este flujo es prevaleciente entre octubre y abril (González y Barros, 1998; Nogués-Paegle et al., 2002; Barros et al., 2002; Vera et al., 2006), y da origen al llamado Monzón Sudamericano (MS). Como respuesta dinámica al calentamiento de la alta tropósfera generado por la convección profunda en la región amazónica, y al debilitamiento del gradiente térmico Ecuador-Trópico, se establece un centro de alta presión en la tropósfera media y alta conocido como Alta de Bolivia (AB) (Silva Dias et al., 1983; Lenters y Cook, 1997; Garreaud et al., 2009). En término medio el centro está ubicado en 15°S y 65°O (Vuille, 1999, Vera et al., 2006). Además, en el semestre cálido se desarrolla en niveles troposféricos bajos un centro de baja presión en la región del Chaco que y es conocido como Baja del Chaco (BCH)

Meteoro logica

(Nogués-Paegle et al., 2002; Vera et al., 2006; Seluchi y Saulo, 2012a). La BCH está centrada en aproximadamente 21°S y 61°O (Seluchi y Garreaud, 2012). Por otra parte, la Baja del Noroeste Argentino (BNOA) es una región de baja presión de origen termo-orográfico elongada en sentido meridional al este de los Andes, con centro aproximadamente en 30° S y 65° O (Schwerdtfeger, 1976; Lichtenstein, 1980; Seluchi et al., 2003; Ferreira et al., 2010; Seluchi y Saulo, 2012b). Su profundización en verano favorece el transporte hacia el sur de aire húmedo desde la región amazónica, que es canalizado en la tropósfera baja entre las faldas orientales de la cordillera de los Andes y la meseta central de Brasil. La circulación ciclónica alrededor de la BCH puede aportar aire húmedo a la región Noroeste (NOA) y el sudeste del Altiplano o Puna, dependiendo de las condiciones dinámicas en la alta tropósfera (Seluchi y Saulo, 2012a). En conexión con la AB aparecen vientos del este en la tropósfera media y alta sobre los Andes Centrales, que favorecen el transporte hacia el Altiplano del aire húmedo continental situado al este de aquel, el cual es necesario para el desarrollo de la convección profunda sobre la Puna (Garreaud y Seluchi, 2001; Garreaud et al., 2009). Adicionalmente, el clima del MS está regulado por los anticiclones semipermanentes del Pacífico y el Atlántico Sur (Nogués-Paegle et al., 2002; Mechoso et al., 2004; Lau y Zhou, 2003).

En el Altiplano, durante el semestre cálido el calentamiento diurno de la superficie conduce a la desestabilización de la capa límite planetaria, que eventualmente -dependiendo de la circulación en niveles troposféricos altos- induce convección profunda en la tarde y noche, la cual convierte en lluvia la humedad advectada desde el este (Garreaud, 1999; Garreaud y Seluchi, 2001). Dicha advección también produce lluvias entre octubre y abril en las estribaciones de la Puna Argentina (Barrera y Basualdo, 2012). Varios autores estudiaron la variabilidad interanual de la precipitación en el sector central y norte de la Puna (Aceituno y Montecionos, 1993; Vuille, 1999; Vuille et al., 2000; Garreaud y Aceituno, 2001; Ronchail y Gallaire, 2006; Garreaud et al., 2009). Sin embargo, muy poco se sabe sobre la variabilidad interanual y de baja frecuencia de la precipitación en el sudeste del Altiplano, temática que se aborda con especial énfasis en este trabajo.

1.2. Transición climática del Pacífico (TCP). Relación con saltos climáticos observados en el sur de Sudamérica en la década de 1970

Está demostrado que en el término de un año -1976/1977- ocurrió una transición climática brusca en el sistema acoplado atmósfera-océano (TCP), que conecta la temperatura de la superficie del Océano Pacífico con parámetros climáticos en muchas regiones del planeta (Namias 1978; Ebbesmeyer et al., 1991; Miller et al., 1994; Solomon et al., 2007; Meehl et al., 2013). Los cambios de régimen podrían deberse a modificaciones en la temperatura superficial del mar en el Pacífico tropical (Huang et al., 2005), que estarían acompañando a la llamada Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) (Garreaud y Aceituno, 2001; Newman et al., 2016).

Por otra parte, los datos de temperatura superficial del mar en el Pacífico ecuatorial muestran que desde 1950 los eventos El Niño han sido débiles y de corta duración, mientras que los eventos La Niña fueron en general intensos y más duraderos; este patrón se invirtió a partir de 1977 (Vuille et al., 2000). Jacques-Coper y Garreaud (2015) sugirieron que el fenómeno de variabilidad interanual ENSO (El Niño - Oscilación del Sur), conjuntamente con la Oscilación Decadal del Pacífico tuvieron una incidencia decisiva en la TCP.

Vargas et al. (1995) detectaron un salto climático en enero de 1974, evidenciado por una disminución abrupta en el gradiente meridional de presión que coincide con un aumento en la precipitación en el sur de Sudamérica. Esto indicaría que el debilitamiento de la circulación zonal permitió un reforzamiento de la circulación norte-sur del MS.

Agosta y Compagnucci (2008) estudiaron el efecto de la TCP sobre las precipitaciones en la región centro-oeste de Argentina, al sur de La Puna. Observaron una fluctuación cuasi-bidecádica prevaleciente hasta mediados de la década de 1970 que da ciclos alternantes húmedo/seco de aproximadamente 9 años de duración cada uno. Tras la TCP de 1976/77 la fluctuación se deforma, y como resultado se tiene un evento húmedo prolongado durante 30 años, que comenzó en 1973 (Compagnucci y Agosta, 2008; Russian et al., 2015).

1.3. El ENSO y sus impactos conocidos sobre la Puna

El ENSO (El Niño - Oscilación del Sur) es un fenómeno oceánico-atmosférico que causa, entre otras cosas, anomalías climáticas de temperatura en las aguas superficiales del Océano Pacífico ecuatorial; consta de dos fases anómalas contrapuestas: cálida (el Niño) y fría (la Niña) (Barnston et al, 1997). El fenómeno también se manifiesta en el gradiente zonal de presión en superficie en el Pacífico ecuatorial, y ha sido históricamente detectado mediante el Índice de Oscilación del Sur (SOI) (Troup, 1965). Los efectos del ENSO incluyen cambios en los regímenes de precipitación y otras variaciones climáticas en distintas regiones del planeta (Ropelewski y Halpert, 1987). Entre estas regiones está el Altiplano, que ocupa áreas de Perú, Chile, Bolivia y el Noroeste Argentino (NOA). El calentamiento (enfriamiento) de la tropopausa tropical durante la fase cálida (fría) del ENSO resulta en una intensificación (debilitamiento) de los vientos oestes en altura en latitudes subtropicales justo al este de los Andes y a una intensificación (debilitamiento) de la AB junto con una intensificación (debilitamiento) del flujo noroeste-sudeste en capas bajas en el flanco oriental de la cordillera de los Andes (Vuille, 1999). Ello conduce a un decrecimiento (crecimiento) del transporte regional de humedad hacia la Puna desde las tierras bajas al este de aquella. Consecuentemente, durante períodos

Niño las precipitaciones son generalmente inferiores al promedio histórico, y parecería ser a la inversa durante eventos Niña aunque la señal en este caso es más débil. Este descenso de la precipitación en el Altiplano que generalmente ocurre durante una fase cálida estaría también relacionado con la inhibición de la convección profunda debida a la intensificación de la AB (Vuille, 1999; Trauth et al., 2000; Diaz et al., 2001; Garreaud y Aceituno, 2001; Nogués-Paegle et al., 2002).

Según Garreaud y Seluchi (2001) la intensidad y posición del jet subtropical parece ser la causa más importante para facilitar o dificultar el ascenso del aire húmedo desde las planicies ubicadas al este hacia el altiplano, y probablemente allí reside la relación entre la precipitación altiplánica y las fases del ENSO, ya que este modifica el comportamiento del Jet. En algunos casos esta relación causa-efecto no se cumple, lo cual indica que hay otros factores intervinientes (Ambrizzi et al., 2004).

1.4. Objetivos del trabajo

Los objetivos del presente trabajo son: a) conocer, mediante los registros pluviométricos de seis localidades de la región NOA, la posible existencia de saltos climáticos cercanos o coincidentes en tiempo con la TCP, así como la permanencia de los posibles cambios, a fin de coadvuvar al conocimiento de una coherencia climática regional; b) determinar la influencia del fenómeno ENSO sobre la variabilidad interanual de la precipitación en la región NOA, con particular énfasis en la subregión altiplánica; c) diseñar y aplicar una clasificación por fases del fenómeno ENSO válida para caracterizar el período monzónico octubre-abril (O-A); y d) diseñar y aplicar índices de intensidad del fenómeno ENSO para el período O-A relacionados con la climatología de la precipitación en la región NOA.

Cabe mencionar que la estación experimental de Abra Pampa está situada en la zona central de la Puna Argentina y posee un largo registro de Precipitación en el altiplano argentino...

datos pluviométricos. Sin embargo, por no estar incluido este en la mayoría de las bases de datos a pesar de ser irreemplazable por su ubicación y representatividad, no fue usado en los estudios climáticos de los autores citados (Figuras 1a y 1b).

2. DATOS Y METODOLOGÍA

2.1. Área de estudio

La región NOA está caracterizada por una topografía compleja y heterogénea; la gran variación altitudinal causa una distribución espacial irregular de la precipitación y otras variables climáticas, lo cual se refleja en la diversidad de la vegetación. La precipitación, concentrada en el semestre cálido, aumenta en líneas generales desde el extremo oeste-noroeste hacia el este-sudeste debido a su orografía, con máximos en los valles templados de Jujuy y Salta; al oeste de estos valles la región es árida y semiárida. (Minetti, 2005). La Puna argentina se caracteriza por su altitud superior a 3000 m snm. Como parte del sector sur del Altiplano, tiene un clima seco y frío con escasas precipitaciones concentradas en la época estival, elevada evapotranspiración y gran amplitud térmica diaria (Cabrera, 1976; Garreaud y Aceituno, 2001). En las Figuras 1a y 1b se muestran los límites políticos provistos por el Instituto Geográfico Nacional (IGN).

2.2. Datos pluviométricos

Se obtuvieron del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), las series de datos de precipitación mensual de los años 1935 a 2016 de las seis estaciones meteorológicas que se indican en la Tabla I. Se muestra su ubicación en la

Solo en dos localidades de la Puna Argentina existen series pluviométricas disponibles: Abra Pampa y La Quiaca (Figura 1b). Las cuatro localidades restantes rodean a la Puna por el sudeste y sur. De este modo podremos visualizar

Meteoro logica



Figura 1: a) Región del Cono Sur de Sudamérica abarcando el centro y norte de Argentina. Límites provinciales en línea gruesa color gris. El área del recuadro está ampliada en b) e incluye la región de estudio con la ubicación de las seis estaciones meteorológicas seleccionadas. b) Área de estudio, que incluye parte de la Región NOA y el sur del Altiplano Boliviano, con límites políticos. Se muestra el relieve elaborado con datos altimétricos provistos por la NASA, con intervalos de clase de altitud y la ubicación de las seis localidades estudiadas.

Localidad	Latitud Sur	Longitud Oeste	H SNM	Institución	Período
La Quiaca	22,1	65,6	3459	SMN	1935-2016
Abra Pampa	22,83	65,85	3484	INTA	1935-2016
Salta	24,85	65,48	1221	SMN	1935-2016
Tucumán	26,85	65,2	450	SMN	1935-2016
Catamarca	28,45	65,77	531	SMN	1935-2016
La Rioja	29,38	66,82	429	SMN	1935-2016

Tabla I: Lista de estaciones meteorológica en las localidades seleccionadas. Nombre, coordenadas geográficas, altura SNM, institución a la que pertenece y período de datos analizado.

condiciones regionales en el NOA, en particular en su la respuesta de la precipitación a la transición climática del Pacífico 1976/77 y al fenómeno ENSO.

En Abra Pampa existen dos series de datos pluviométricos: en la estación de ferrocarril (desde 1935 a 1990) y en la estación experimental del INTA. En esta última, que comenzó a funcionar en 1959, la serie tiene interrupciones en los primeros años por falta de observaciones, por lo que decidimos trabajarla a partir de 1970, y promediar los datos de ambas estaciones en el lapso en que coexistieron, desde ese año hasta 1990.

Se construyeron, para las seis localidades, las respectivas series de valores acumulados en el período Octubre a Abril (en adelante O-A) que denominamos período monzónico, y en el cual está concentrada la precipitación. Se adopta el formato 1935/36 para referir el período octubre de 1935 a abril de 1936, y así sucesivamente.

2.3. Análisis exploratorio de saltos climáticos y de la permanencia de los cambios en la precipitación

2.3.1. Detección estadística de saltos climáticos

Con el fin de identificar la existencia de saltos

D. Barrera y coautores

climáticos en las seis estaciones mencionadas se utilizó el test de Yamamoto (Yamamoto et al., 1987) aplicado a la serie temporal de precipitación O-A. Dicho test está basado en el tratamiento estadístico de una serie de tiempo de promedios móviles de 41 valores o casos -20 consecutivos antes y después de cada caso analizado-. Se define el índice Y de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$Y = \frac{M_b - M_a}{c_{pb} - c_{pa}} \tag{1}$$

donde los subíndices a y b indican las sub-series antes y después del caso (período O-A) analizado. M_b y M_a : Promedios de cada sub-serie (compuesta en nuestro análisis por 20 períodos O-A)

$$c_P = \frac{s_x t_q}{\sqrt{N-1}} \tag{2}$$

donde

 $C_p:$ límite de confianza de las medias muestrales, de probabilidad p%

 s_x : desvío estándar de la muestra considerada t_q : valor de la distribución "t-Student" con la probabilidad q % = (100-p %)

 $N{:}$ tamaño de la muestra considerada (igual
a20)

Se usó la distribución "t-Student" de dos colas con el valor crítico al nivel usual $\alpha = 0,05$ con N - 1 = 19 grados de libertad. Por lo tanto tq=1,73, q%=10 y la probabilidad para calcular los límites de confianza es del 90%. Según Yamamoto et al (1987) si el valor absoluto de Y supera la unidad en un caso dado es razonable concluir que en ese punto de la serie temporal las sub-muestras Ma y Mb pertenecen a poblaciones estadísticas distintas y por lo tanto la serie total es inhomogénea (con probabilidad asociada p). El valor de Y superior a uno más alto indica el año del salto climático.

Se utilizaron las series pluviométricas disponibles en las seis localidades mencionadas.

Meteoro logica

2.3.2. Determinación estadística de la significancia de los cambios en las series de precipitación

Una vez detectado un salto climático con el máximo valor del índice de Yamamoto, es pertinente efectuar el análisis de la varianza y un test de significancia a fin de comparar las series de datos antes y después del salto. Para ello, hemos propuesto dividir la serie original en dos. Llamamos Bloque 1 a la que finaliza el período O-A anterior al salto, y Bloque 2 a la serie que comienza con el período O-A del salto.

Se efectuó, para las series en las que se detecta un salto climático, el test estadístico de Tukey (Tukey, 1949), conocido y aceptado en la literatura. La prueba que utiliza el método de Tukey se basa en el test de Student de rango y parte de la hipótesis nula de que las dos muestras analizadas (bloques 1 y 2) pertenecen a la misma población estadística. Se rechaza la hipótesis nula si el estadístico de contraste, que es la diferencia de las medias muestrales normalizada por la varianza, supera el valor crítico de la distribución t de Student al nivel α . Se usó el valor usual $\alpha = 0,05$. Se obtuvieron, para cada una de las sub-series de precipitación O-A, la media, el coeficiente de variación (en adelante CV), el máximo, el mínimo y la razón entre las medias de los Bloques 2 y 1.

2.3.3. Estudio de tendencias recientes de la precipitación en la región NOA.

Nos interesa establecer si los cambios que se detecten en la precipitación son permanentes y representan un cambio climático o son fluctuaciones interdecadales y se podría esperar un retorno a condiciones anteriores. Para ello es pertinente comparar los valores medios de precipitación en las seis localidades seleccionadas, al dividir el período 1976/77 - 2015/16 (a partir de la TCP) en dos sub-períodos de 20 años cada uno: 1976/77 - 1995/96 y 1996/97 - 2015/16. De esta forma pretendemos actualizar lo informado por Minetti et al. (2003) para la región NOA, quienes con series de precipitación del período 1931/32 – 1998/99 hallaron tendencias decrecientes recientes en La Quiaca y Catamarca y tendencias crecientes permanentes en las localidades de Salta, Tucumán y La Rioja. También se efectúa la comparación con las medias respectivas de la sub-serie 1935/36 – 1975/76.

2.4. Índices ENSO representativos del período monzónico y grado de asociación entre ellos.

Los eventos ENSO se han identificado históricamente por medio de tres índices, que usamos en este trabajo. Se analizaron los valores mensuales de los períodos O-A desde 1950/51 hasta 2015/16.

El primero de estos índices, y el más antiguo, es el Southern Oscillation Index (SOI) que se calcula con valores de presión media mensual estandarizada a nivel del mar en las localidades de Tahití (Pacífico central) y Darwin (Pacífico occidental) (Troup, 1965). Los datos del índice SOI usados en este trabajo se obtuvieron, para el lapso a partir de febrero de 1951, disponibles en el sitio http://www.cpc.ncep. noaa.gov/data/indices/ y fueron elaborados por la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Los índices SOI están definidos por la NOAA para cada mes del año, como promedios móviles de tres meses centrados en el mes analizado, y son calculados a partir de los respectivos índices mensuales. La serie se completó con los índices correspondientes a los meses de octubre de 1950 a enero de 1951. Para ello calculamos los respectivos promedios móviles de tres meses, a partir de los índices mensuales originales que se obtuvieron del Bureau of Meteorology de Australia, del sitio http://www. bom.gov.au/climate/enso/soi_monthly.txt.

El segundo índice usado es el ONI (Oceanic Niño Index), definido como el promedio móvil de tres meses de las anomalías mensuales de temperatura de la superficie del mar, cuyos valores son tomados de la base de datos del Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST) en la región Niño 3.4 $(5^{\circ}S-5^{\circ}N, 120^{\circ}O-170^{\circ}O)$ (Barnston et al., 1997). Las anomalías son desviaciones del valor medio sobre un período que abarca los últimos 30 años, y que se actualiza cada cinco años. Los datos mensuales del índice ONI se obtuvieron del sitio web de la NOAA antes mencionado.

El tercer índice utilizado, el Multivariate ENSO Index (MEI), fue elaborado usando la técnica de componentes principales, en la cual las variables explicativas son la temperatura de la superficie del mar en el Pacífico tropical (que actualmente es estimada mediante teledetección remota satelital) y cinco variables atmosféricas en la misma región generadas por un modelo numérico de circulación global: presión atmosférica superficial, componentes zonal y meridional del viento en superficie, temperatura del aire en superficie y nubosidad (Wolter y Timlin, 1998 y 2011). Los índices MEI son bimensuales y la NOAA construye una serie MEI mensual efectuando promedios móviles del mes en cuestión (i) y el anterior (i-1). Esta serie está disponible en el sitio web: http://www.esrl. noaa.gov/psd/enso/mei/table.html.

Se construyeron series de valores acumulados en el período O-A de los índices mensuales SOI, ONI y MEI. Para este último (que es un promedio móvil bimensual) se consideró como valor del mes (i) el obtenido con los meses (i) e (i-1). A los efectos de relacionar la precipitación del mes i con el índice MEI sus autores recomiendan tomar el mes i del índice, pues hay un retraso de aproximadamente una semana en la respuesta atmosférica a las anomalías de la temperatura de la superficie del mar en el Pacífico tropical, de modo que el mes anterior también está involucrado (Wolter y Timlin, 2011).

A estos nuevos índices los denominamos SOI_O-A, ONI_O-A y MEI_O-A; los mismos son independientes de la región estudiada en este trabajo. Se efectuaron regresiones lineales y polinómicas de orden 2 entre los tres índices tomados de a pares, y se obtuvieron los coeficientes de determinación respectivos, a fin de determinar el grado de asociación entre ellos.

2.5. Relaciones entre la precipitación y las fases ENSO

Puesto que en nuestro trabajo necesitamos índices representativos del período O-A (que cubre en gran medida la estación lluviosa) para comparar con la precipitación acumulada en dicho período monzónico (M), hemos propuesto tres índices para cada localidad L que tengan en cuenta la contribución de la precipitación media mensual en dicho período M. Denominamos SOI_M_L, ONI_M_L y MEI_M_L a dichos índices, que se construyen con los índices mensuales SOI, ONI y MEI respectivamente.

$$SOI_M_L = \sum_{j} c_j SOI_j; \quad c_j = \frac{PM_j}{PM_{OA}}$$
 (3)

$$ONI_M_L = \sum_{j} c_{j}ONI_{j} \tag{4}$$

$$MEI_M_L = \sum_{j} c_{j} MEI_{j}$$
⁽⁵⁾

 SOI_j : Índice SOI del mes j

 ONI_{j} : Índice ONI del mes j

 MEI_j : Índice MEI del mes j

 $c_j :$ Coeficiente de ponderación del mesj, con $j \, = \, 1 \dots 7$ cubriendo los meses de Octubre a Abril

 PM_j : Precipitación media climática del mes j en la localidad analizada

 PM_{OA} : Precipitación media climática del período O-A en la localidad analizada

Los coeficientes de peso mensuales para cada localidad se obtuvieron con datos pluviométricos de las estaciones estudiadas, para el período disponible 1935/36 a 2015/16 a fin de lograr el máximo de estabilidad en dichos coeficientes.

Al analizar la relación entre el ENSO y la precipitación es importante tener en cuenta el cambio en el régimen de esta para poder hacer las comparaciones, ya que las posibles anomalías deben expresarse con relación a un valor medio. Por ello se consideraron sub- muestras con los períodos antes y a partir de la TCP. Se efectuaron, para las seis estaciones de la región NOA, ajustes regresivos polinómicos entre la precipitación O-A y los índices ENSO ponderados obtenidos para cada localidad. Los ajustes se hicieron para las sub-muestras mencionadas. De este modo se puede apreciar, para la región NOA en su conjunto, el impacto de dicha transición en la precipitación del período monzónico.

En la sección 3 demostramos que solo en la Puna existe una asociación relevante entre la precipitación y el ENSO, por lo cual hemos restringido los análisis separando por fases del fenómeno ENSO a las dos localidades altiplánicas estudiadas. Se analizaron separadamente para Abra Pampa y La Quiaca los datos de los Bloques 1 y 2, considerando de aquí en adelante que el Bloque 2 comienza en el semestre cálido de la TCP (1976/77). Asimismo se obtuvieron las curvas de regresión (polinomios de orden 2) y los coeficientes de determinación al relacionar la precipitación O-A en Abra Pampa y La Quiaca con los índices MEI_M, SOI_M y ONI_M de cada localidad. Se efectuaron ajustes regresivos con su banda de predicción de 90%, para las series completas (1950/51 - 2015/16)y los períodos 1950/51 - 1975/76, 1976/77 -2015/16 y 1996/97 - 2015/16. De este modo se analizaron los cambios en los ajustes funcionales en relación a la TCP y también los porcentajes de variabilidad de la precipitación explicada por dichos índices para los últimos 40 y 20 años.

Además, a partir de las sub-series de precipitación acumulada O-A de La Quiaca y Abra Pampa de los períodos antes y a partir de la TCP (Bloques 1 y 2) se construyeron muestras según fase Neutra, Niña o Niño (en adelante NE, NA y NO respectivamente), discriminadas según el criterio ONI, el cual mostró mayor asociación con la precipitación en las seis localidades del NOA estudiadas. La clasificación por fases adoptada, basada en este índice, se explica en la sección siguiente.

2.6. Determinación de fases del ENSO para el período monzónico octubre-abril.

A fin de enfocarnos en la Puna Argentina,

IOGÍCE promediamos en forma ponderada los coeficientes para La Quiaca y Abra Pampa, con doble

lmeteopo

para La Quiaca y Abra Pampa, con doble peso para esta última localidad por ser más representativa del régimen pluviométrico en esta región según se explica en la sección 3: Resultados. De este modo obtuvimos, para los siete meses del período, los siguientes valores porcentuales de los coeficientes comenzando por octubre: 2,6; 7,1; 20,5; 28,0; 24,5; 14,8; 2,5. El mes de mayor contribución es enero, seguido por febrero, diciembre, marzo, noviembre, octubre y abril, con pesos casi despreciables de estos dos últimos meses. La contribución a la precipitación registró el mismo orden jerárquico de los meses en las restantes cuatro localidades estudiadas. Se tuvieron en cuenta estos pesos relativos para clasificar los períodos O-A como de fase cálida, fría o neutra, ya que queremos que la clasificación refleje la intensidad del régimen monzónico en el período O-A y asociamos dicha intensidad con la precipitación.

Por otra parte, diversos estudiosos del fenómeno ENSO han adoptado el valor absoluto 0,5 como umbral de la anomalía de temperatura de la superficie del mar en la región Niño 3.4 para decidir si ese mes en particular es NA o NO (Trenberth, 1997; Trenberth y Caron, 2000; Trenberth y Stepaniak, 2001; Trenberth et al, 2007). En consonancia con ello, ponemos esta condición para el índice ONI en el mes central del verano, enero. Para los meses contiguos a enero disminuimos ligeramente la exigencia, pero pedimos que la suma de los índices de diciembre a febrero sea igual o mayor que 1,7 en valor absoluto, de modo de asegurarnos que se trata de un verano NA o NO. Para noviembre y marzo disminuimos aún más las exigencias, dado que su contribución a la precipitación O-A es notablemente más baja que la de los tres meses de verano. Para noviembre pedimos que su valor sea tal que el acumulado de noviembre a febrero sea igual o mayor que 1,9. Para marzo, puesto que su precipitación media es casi el doble que la de noviembre, exigimos que su índice ONI sea tal que el acumulado de diciembre a marzo sea igual o mayor que 2,0, y admitimos que dicho valor sea igual a 1,9 solo si el índice de

marzo es 0,2. No impusimos condiciones a la precipitación de octubre y abril por tener poco peso en el total O-A. De acuerdo con estas consideraciones, desarrollamos a continuación la clasificación según el criterio ONI. Notamos con las tres letras iniciales de cada mes al índice ONI correspondiente a dicho mes.

Adoptamos el siguiente criterio para clasificar, según el índice mensual ONI, los períodos Octubre-Abril en fase NE, NA o NO. Notamos con la letra inicial de cada mes al índice ONI correspondiente a dicho mes. Fase NO si se cumple que:

$$\begin{split} ENE &\geq 0.5 \quad DIC \geq 0.4 \quad FEB \geq 0.4 \\ DIC + ENE + FEB \geq 1.7 \\ NOV &\geq 0.2 \quad \text{si} \quad DIC + ENE + FEB = 1.7 \\ NOV &\geq 0.1 \quad \text{si} \quad DIC + ENE + FEB = 1.8 \end{split}$$

En las dos inecuaciones precedentes, la igualdad en el índice ONI acumulado de diciembre a febrero se usa debido a que la precisión de los datos disponibles es de un decimal, por lo que tal suma no puede tomar valores intermedios.

 $NOV \ge 0$ si $DIC + ENE + FEB \ge 1,9$

$$\begin{split} MAR &\geq 0.2 \quad \text{si} \quad 1.7 \leq DIC + ENE + FEB \leq 1.8 \\ MAR &\geq 0.1 \quad \text{si} \quad 1.9 \leq DIC + ENE + FEB \leq 2.0 \\ MAR &\geq 0 \quad \text{si} \quad DIC + ENE + FEB \geq 2.1 \end{split}$$

Se adoptó el criterio especular (valores negativos) para la fase NA. Se asignó la fase NE a los restantes períodos O-A que no resultaron categorizados como NO o NA.

3. RESULTADOS

3.1. Saltos climáticos de la precipitación, significancia y permanencia de los cambios hallados.

3.1.1. Detección de saltos climáticos en la región NOA.

Se analizaron las series del índice de Yamamoto sobre el período 1960/1961 a 1990/1991 para las

seis localidades estudiadas. Los resultados se muestran en las Figuras 2a y 2b.

El índice de Yamamoto mostró valores mayores que la unidad en cinco de las seis estaciones en la década del 70', con máximos en 1970/71 en Salta, 1970/71 en Abra Pampa (1971/72 si consideramos solo la serie de datos de la Estación de Ferrocarril), 1971/72 en Catamarca, 1972/73 en La Rioja, y 1976/77 en La Quiaca. Concluimos que hubo sendos saltos climáticos en estas cinco localidades.

Los saltos encontrados están en armonía con la transición climática del Pacífico de 1976/77. El adelanto observado en el salto en estas localidades con respecto a la TCP también se observó en tres localidades del centro-oeste de Argentina (Russian et al., 2015); estos autores hallaron saltos climáticos en la precipitación a comienzo de la década de 1970 en las localidades de General Pico, Victorica y Qehué (provincia de La Pampa). Dicho adelantamiento podría estar asociado con el comienzo de la fase de ascenso de la PDO en el año 1971 -aunque siguió en su fase fría hasta 1976- (Jacques-Coper y Garreaud, 2015).

En la serie de Tucumán no se observa salto climático según el criterio de Yamamoto en el período analizado. Sin embargo, Minetti y Vargas (1997) informaron un salto en 1956 que está en armonía con lo ocurrido en la región húmeda más al este. En consecuencia podemos concluir que los saltos climáticos en el NOA en la década de 1970 quedaron restringidos a la región semiárida.

3.1.2. Significancia estadística de los cambios hallados a partir de los saltos climáticos.

Para las cinco localidades estudiadas de la región NOA que acusan saltos climáticos en el período analizado, se dividió la serie de datos 1935/36 – 2015/16 en dos sub-series que denominamos Bloques 1 y 2 (antes y a partir del salto climático correspondiente). Se obtuvieron los siguientes descriptores estadísticos de la precipitación Precipitación en el altiplano argentino...

Meteoro logica



Figura 2: Series de precipitación acumulada en el período O-A y marchas interanuales del índice de Yamamoto para las localidades (de arriba hacia abajo) Abra Pampa, La Quiaca, Catamarca, Salta, Tucumán y La Rioja.

acumulada O-A: media, CV, mínimo y máximo y la razón de la media del Bloque 2 con respecto al Bloque 1 (Tabla II).

Asimismo se efectuaron sendos test de Tukey. En Abra Pampa (en la Puna semiárida) y en Salta, Catamarca y La Rioja (al sur de la Puna) el test rechaza la hipótesis nula de pertenencia a la misma población estadística, evidenciando un cambio (aumento) significativo en la precipitación. Este resultado ya había sido obtenido para Abra Pampa con una serie temporal más corta (Maggi et al., 2015). En La Quiaca el test no rechaza la hipótesis nula (Tabla II).

Al comparar la precipitación entre bloques para Abra Pampa y La Quiaca, vemos que el Bloque 2 presenta en ambas localidades una media superior. En el caso de La Quiaca los cambios acompañan lo observado en Abra Pampa pero fueron de menor magnitud, razón por la cual el test de Tukey no rechaza la hipótesis de pertenencia a la misma población cuando el nivel de exigencia es alto ($\alpha = 0.05$) (Tabla II). A pesar de este resultado, es improbable que el cambio en la media de las poblaciones no haya sucedido también en La Quiaca, pues la distancia entre estas localidades es de solo 84 km, ambas están en la Puna a casi igual altitud y con una diferencia mínima en su longitud geográfica. Además, el test de Yamamoto indica claramente saltos climáticos en ambas localidades. Por ello, hemos efectuado el mismo test para La Quiaca con todos los datos disponibles (desde 1908), tomando como Bloque 1 el período 1908/09 - 1975/76. En este caso el test de Tukev rechaza la hipótesis de pertenencia a la misma población estadística y muestra al Bloque 2 con una precipitación media significativamente mayor (Tabla II). Este resultado es coherente con lo observado en las restantes localidades.

El aumento relativamente menor de la precipitación en La Quiaca en comparación con Abra Pampa a partir de la TCP, puede deberse a la ubicación particular de La Quiaca; esto se discute más adelante.

Podemos inferir, apoyados en los resultados que se muestran en la Tabla II, que posteriormente a la TCP hubo un cambio significativo en la precipitación en la sub-región semiárida del NOA que incluye a la Puna, manifestado en sus valores medios y variabilidades.

3.1.3. Tendencias recientes de la precipitación en la región NOA.

En la Tabla III se muestran, para las seis localidades estudiadas, las medias de precipitación O-A en los cuatro períodos denominados P1 (antes de la TCP), P2 (a partir de la TCP), P3 (1976/77 - 1995/96) y P4 (1996/97 - 2015/16), y las razones entre los montos de estos períodos, P2/P1, P4/P3 y P4/P1 denominadas respectivamente P21, P43 y P41. Se indica en cada caso el tamaño de la muestra (N).

Las razones P21 muestran que la precipitación aumentó sensiblemente a partir de la TCP en las seis localidades de la región NOA.

Las razones P43 muestran tendencias decrecientes de la precipitación en los últimos 20 años –con respecto a los 20 años precedentes- en las seis localidades de la región NOA. Vemos en la Tabla III que en Abra Pampa y La Quiaca las disminuciones son similares y aproximadamente del 10%, mientras que en La Rioja, Salta y Tucumán se registraron disminuciones mucho menores (entre 2% y 4%), y en y Catamarca se observa una disminución mayor (15

Las razones P41 indican que, a pesar de las disminuciones observadas en el período P4, la precipitación en este período sigue siendo mayor que en el período P1 (antes de la TCP) en todo el NOA.

Es de destacar que para Catamarca, si se considera la precipitación del período julio-junio, las razones P21, P43 y P41 aumentan de 1,13 a 1,14, de 0,85 a 0,87 y de 1,04 a 1,06 respectivamente. Ello se debe al alargamiento del lapso de lluvias a partir de la TCP, con más

					_			_	
La Quiaca	Bloque	Período	Ν	Media	CV	Mín.	Máx.	DF	B2/B1
	1	1908/09 1975/76	68	307	26	175	522	A	1.12
	2	1976/77 2015/16	40	344	26	149	612	В	
La Quiaca	Bloque	Período	Ν	Media	CV	Mín.	Máx.	DF	B2/B1
	1	1935/36 1975/76	41	308	27	182	522	A	1.12
	2	1976/77 2015/16	40	344	26	149	612	A	
Abra Pampa	Bloque	Período	Ν	Media	CV	Mín.	Máx.	DF	B2/B1
	1	1935/36 1969/70	35	234	39	107	433	A	1.43
	2	1970/71 2015/16	46	335	28	85	600	в	
Salta	Bloque	Período	N	Media	CV	Mín.	Máx.	DF	B2/B1
Salta	Bloque 1	Período 1935/36 1969/70	N 35	Media 644	CV 19	Mín. 386	Máx. 918	DF A	B2/B1 1.14
Salta	Bloque 1 2	Período 1935/36 1969/70 1970/71 2015/16	N 35 46	Media 644 734	CV 19 19	Mín. 386 404	Máx. 918 1013	DF A B	B2/B1 1.14
Salta Catamarca	Bloque 1 2 Bloque	Período 1935/36 1969/70 1970/71 2015/16 Período	N 35 46 N	Media 644 734 Media	CV 19 19 CV	Mín. 386 404 Mín.	Máx. 918 1013 Máx.	DF A B DF	B2/B1 1.14 B2/B1
Salta Catamarca	Bloque 1 2 Bloque 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	Período 1935/36 1969/70 1970/71 2015/16 Período 1935/36 1970/71	N 35 46 N 36	Media 644 734 Media 335	CV 19 19 CV 23	Mín. 386 404 Mín. 176	Máx. 918 1013 Máx. 514 514	DF A B DF A	B2/B1 1.14 B2/B1 1.18
Salta Catamarca	Bloque 1 2 Bloque 1 2 2 2 2 2	Período 1935/36 1969/70 1970/71 2015/16 Período 1935/36 1970/71 1971/72 2015/16	N 35 46 N 36 45	Media 644 734 Media 335 395	CV 19 19 CV 23 30	Mín. 386 404 Mín. 176 215	Máx. 918 1013 Máx. 514 633	DF A B DF A B	B2/B1 1.14 B2/B1 1.18
Salta Catamarca La Rioja	Bloque 1 2 Bloque 1 2 Bloque 1 2 Bloque Bloque	Período 1935/36 1969/70 1970/71 2015/16 Período 1935/36 1970/71 1971/72 2015/16 Período	N 35 46 N 36 45 N	Media 644 734 Media 335 395 Media	CV 19 19 CV 23 30 CV	Mín. 386 404 Mín. 176 215 Mín.	Máx. 918 1013 Máx. 514 633 Máx.	DF A B DF A B DF	B2/B1 1.14 B2/B1 1.18 B2/B1
Salta Catamarca La Rioja	Bloque 1 2 Bloque 1 2 Bloque 1 2 Bloque 1 1 2 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	Periodo 1935/36 1969/70 1970/71 2015/16 Periodo 1935/36 1970/71 1971/72 2015/16 Periodo 1935/36 1971/72	N 35 46 N 36 45 N 37	Media 644 734 Media 335 395 Media 295	CV 19 19 19 CV 23 30 CV 32 32	Mín. 386 404 Mín. 176 215 Mín. 131	Máx. 918 1013 Máx. 514 633 Máx. 527	DF A B DF A B DF A	B2/B1 1.14 B2/B1 1.18 B2/B1 1.3

Tabla II: Descriptores estadísticos y Test de Tukey (con distribución t
 de Student al nivel a=0,05) de la precipitación (mm) en el período O-A en las seis localidades estudiadas. Series divididas en Bloques 1-antes del salto climático correspondiente- y Bloque 2 –
a partir de este-. A y B representan poblaciones estadísticas diferentes (diferencias significativas según el test de Tukey). Se repite el análisis para La Quiaca sobre el período 1911/12 – 1975/76. La columna derecha muestra la razón entre las medias de los Bloques 2 y 1.

precipitaciones fuera del período O-A.

3.2. Características de los índices SOI_O-A, ONI_O-A Y MEI_O-A y asociación entre ellos.

Para los 66 casos analizados (períodos O-A) los tres índices presentan distribuciones asimétricas negativas, con los estadísticos que se detallan en la Tabla IV.

En la Figura 3 se muestran los ajustes regresivos

Denom.	Período	Ν	LQ	AP	CA	LR	SA	TU
P1	1935/36 1975/76	41	308	248	345	301	650	869
P2	1976/77 2015/16	40	344	336	391	385	738	996
Р3	1976/77 1995/96	20	361	353	423	393	746	1018
P4	1996/97 2015/16	20	327	318	359	378	730	975
P21	Razón P2 / P1		1,12	1,36	1,13	1,28	1,14	1,15
P43	Razón P4 / P3		0,9	0,9	0,85	0,96	0,98	0,96
P41	Razón P4 / P1		1,06	1,28	1,04	1,26	1,12	1,12

TablaIII: Valores promedio de precipitación (mm) en el período octubre – abril (O-A) en La Quiaca (LQ), Abra Pampa (AP), Catamarca (CA), La Rioja (LR), Salta (SA) y Tucumán (TU) en los cuatro períodos denominados P1, P2 P3 y P4, y razones entre los montos de los períodos indicados. Los últimos 20 años (1996/97 - 2015/16) y los anteriores 20 años (1976/77 -1995/96) pertenecen al período a partir de la TCP. Se indica en cada caso el tamaño de la muestra (N).

Indice	Media	Mediana	1°cuartil	3°cuartil	Mín.	Máx.
SOI_O-A	0,93	0,85	-2,43	4,18	-16,5	15
ONI_O-A	0,25	-0,35	-3,65	3,98	-10,9	13,5
MEI_O-A	0,36	-0,18	-4,51	4,68	-12,2	18,3

Tabla IV: Descriptores estadísticos de los índices SOI_O-A, ONI_O-A y MEI_O-A, para el período 1950/51 -2015/16.

no lineales (polinomios de orden 2) entre los índices representativos del semestre cálido SOI_O-A, ONI_O-A y MEI_O-A tomados de a pares, los valores puntuales obtenidos y los coeficientes de determinación respectivos (R2) a fin de conocer el grado de asociación entre ellos. Se presentan solo las regresiones polinómicas, ya que en todos los casos estas mostraron mejores ajustes que las funciones lineales, evidenciados por mayor R2 y menor término independiente en la ecuación del modelo polinomial propuesto, con respecto al respectivo modelo lineal.

Se verifica que los ajustes son todos muy buenos, según los valores de R2 obtenidos, entre 0.83 y 0.97. El índice MEI_O-A es el que mejor ajusta com los otros dos, tanto para la serie completa como para los períodos antes y a partir de la transición climática. Esto era previsible, ya que está construido con variables atmosféricas -lo que explica el mejor ajuste con el SOI_O-A- y con la temperatura de la superficie del mar, lo cual incide en el mejor ajuste con el ONI_O-A. También se observa que este último índice ajusta mejor con el MEI_O-A en comparación con el SOI_O-A.

Se observa asimismo que al separar la serie completa en dos períodos, antes de la TCP (1950/51 - 1975/76) y a partir de esta (1976/77)- 2015 /16) el ajuste es mejor en ambos períodos que para la serie completa, en las tres combinaciones posibles de índices. En particular, para los dos índices mejor correlacionados entre sí (MEI_O-A y ONI_O-A) el coeficiente de determinación pasa de 0.91 en el período completo a 0.97 y 0.96 antes y a partir de la TCP. Esto es clara evidencia de que la transición climática causó un cambio en los procesos atmosféricos y oceánicos del Pacífico, lo cual se ve expresado en la modificación de las relaciones funcionales entre los índices; como consecuencia, al tomar la serie completa la correlación disminuye.

En consonancia con el hecho comprobado de que a partir de la TCP ocurren eventos NO más intensos, se verifica que para el período de 66 años estudiado los índices MEI_O-A y ONI_O-A son mayores que 15 y 12 respectivamente (correspondientes a fases NO muy intensas) únicamente en tres casos pertenecientes a los últimos 34 años: 1982/83, 1997/98 y 2015/16.

3.3. Los índices SOI_M, ONI_M y MEI_M. Relación con la precipitación.

3.3.1. Análisis para la región NOA.

Meteoro logica



Figura 3: Diagramas de dispersión que relacionan de a pares los índices SOI_O-A, ONI_O-A y MEI_O-A. Regresiones polinómicas de orden 2 y sus coeficientes de determinación, para los períodos 1950/51 - 2015/16, 1950/51 - 1975/76 y 1976/77 - 2015/2016.

En la Tabla V se muestran los porcentajes mensuales de la precipitación total del período O-A, obtenidos para las seis localidades estudiadas. Con ellos se obtuvieron los coeficientes de peso mensuales que se usaron para obtener los índices SOI_M, ONI_M y MEI_M específicos para cada localidad y ya definidos (ecuaciones 3, 4 y 5). Se efectuaron, para dichas localidades, ajustes regresivos no lineales (polinómicos de orden 2) entre la precipitación O-A y los dos índices ENSO ponderados que muestran en general un mejor ajuste (según el R2) con la precipitación: ONI_M y MEI_M, ambos obtenidos para cada localidad. Las regresiones se hicieron sobre dos períodos: antes y a partir de la TCP. En la Tabla VI se muestran los valores de R2 obtenidos.

Localidad	Peso 1	Peso 2	Peso 3	Peso 4	Peso 5	Peso 6	Peso 7
	ОСТ	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR
La Quiaca	0,045	0,088	0,218	0,271	0,207	0,147	0,024
Abra Pampa	0,017	0,062	0,198	0,285	0,264	0,149	0,025
Salta	0,035	0,089	0,192	0,266	0,219	0,154	0,045
Tucumán	0,069	0,109	0,174	0,226	0,183	0,167	0,072
Catamarca	0,064	0,119	0,165	0,227	0,212	0,149	0,064
La Rioja	0,056	0,100	0,169	0,226	0,206	0,180	0,063

Tabla V: Lista de coeficientes de ponderación (pesos) de la precipitación mensual en el período octubre – abril (O-A) para las localidades analizadas. Los pesos indican la contribución de la precipitación media de cada mes al total acumulado en el período O-A. Series de 1935/36 a 2015/16.

Localidad	Índice ENSO	1950/51 -	1976/77 –
Locandad	malee Extoo	1975/76	2015/16
		\mathbf{R}^2	R ²
La Quiaca	ONI_M_LQ	0,15	0,23
La Quiaca	MEI-M_LQ	0,18	0,22
Abra Pampa	ONI_M_AP	0,31	0,45
Abra Pampa	MEI-M_AP	0,26	0,44
Salta	ONI_M_SA	0,04	0,1
Salta	MEI-M_SA	0,04	0,1
Tucumán	ONI_M_TU	0,15	0,01
Tucumán	MEI-M_TU	0,13	0,01
Catamarca	ONI_M_CA	0,01	0,02
Catamarca	MEI-M_CA	0,01	0,01
La Rioja	ONI_M_LR	0,04	0,04
La Rioja	MEI-M LR	0,01	0,01

Tabla VI: Coeficientes de determinación (\mathbb{R}^2) de las regresiones polinómicas de orden 2 entre la precipitación O-A y los respectivos índices ONI_M y MEI_M para las localidades analizadas, antes y a partir de la TCP. Se resaltan en negrita los casos de La Quiaca a partir de la TCP y los de Abra Pampa en ambos períodos, en los que se obtuvieron los valores más altos de \mathbb{R}^2 .

Se puede apreciar que solo en La Quiaca y Abra Pampa los índices ONI_M y MEI_M explican porcentajes relevantes de la variabilidad de la precipitación estival, evidenciando que el fenómeno ENSO tiene un impacto importante en la precipitación O-A de la Puna argentina, si bien no es el único proceso que influye en su variabilidad. Es también de destacar que en Abra Pampa el R2 es relativamente alto en los dos bloques para ambos índices (entre 0,26 y 0,45), mientras que en La Quiaca el R2 es comparativamente menor, especialmente en el Bloque 1 en el que es igual a 0,15 para el índice ONI_M_LQ y 0,18 para el MEI_M_LQ.

Por el contrario, las localidades fuera de la Puna responden muy débilmente a las fases del fenómeno ENSO, salvo Tucumán antes de la TCP donde con el índice ONI_M_TU se obtuvo un R2 igual a 0.15. A partir de la TCP el grado de asociación (medido con el R2) entre la precipitación en estas localidades y los índices ENSO es irrelevante en casi todos los casos.

3.3.2. Asociación entre la precipitación en la Puna y los índices ENSO ponderados.

Se efectuó un análisis más profundo con las series de las dos localidades puneñas. Se hicieron ajustes regresivos polinómicos de segundo grado en todos los casos, con sus bandas de predicción de 90%, para las series de precipitación acumulada O-A en La Quiaca (LQ) y Abra Pampa (AP) versus los índices SOI_M, ONI_M y MEI_M específicos para cada localidad, para el período 1950/51 – 2015/16. Se indica en cada caso el coeficiente de determinación.

Hemos preferido usar modelos polinomiales en vez de lineales porque las relaciones funcionales son evidentemente no lineales; si se promedian los valores de precipitación por franjas de los índices SOI_M, ONI_M y MEI_M, se observa que generalmente los máximos se ubican en las franjas intermedias de dichos índices, las cuales se corresponden con la fase NE.

En la Figura 4 se muestran las regresiones obtenidas para el período completo (1950/51 – 2015/16). Se verifica que la precipitación de AP ajusta mejor que la de LQ para los índices SOI_M y ONI_M; idéntico resultado se ve al promediar los R2 de los tres índices. Los ajustes evidencian una relación funcional débil.

En las Figuras 5 y 6 se muestran, para La Quiaca



Figura~4: Precipitación acumulada O-A en La Quiaca y Abra Pampa.
en función de los índices SOI_M, ONI_M y MEI_M obtenidos para cada localidad. Regresiones polinóm
cas de orden 2 y sus banda de predicción de 90 % para el período 1950/51 – 2015/16. Se indica en cada caso el coeficiente de determinación.

y Abra Pampa respectivamente, las regresiones hechas en forma similar para los períodos 1950/51 – 1975/76 y 1975/77 - 2015/16 (antes y a partir de la TCP).

Se aprecia claramente que las relaciones funcionales cambian con la TCP, y como consecuencia de ello el R2 para el período 1950/51 – 2015/16 (Figura 4) es menor que para el último período en ambas localidades; esto evidencia el mejor ajuste funcional a partir de la transición climática. En Abra Pampa cambia incluso la forma de la función regresiva, pues en fase NE las lluvias se incrementan notablemente a partir de la TCP y en término medio son mayores que las que ocurren en fase NA. Este aumento también ocurre en La Quiaca aunque no es tan pronunciado. En la Figura 7 se muestra un análisis similar en La Quiaca y Abra Pampa para el período 1996/97 – 2015/16.

Los coeficientes R2 indican, para los ajustes según los tres índices usados, que la variabilidad de la precipitación O-A explicada por estos es mucho mayor en los últimos 20 años, al comparar con las Figuras 6 y 7. Para LQ versus los índices ONI_M_LQ y MEI_M_LQ , los valores respectivos de R2 son iguales a 0,23 y 0,22 en el período 1976/77 – 2015/16 y pasan a 0,36 y 0,33 en el período 1996/97 – 2015/16. La misma comparación para AP indica que los coeficientes R2 aumentan de 0,45 a 0,67 y de 0,44 a 0,61. Vemos que se profundiza el mayor ajuste de la precipitación con el índice ONI_M en ambas localidades.

También se nota que la tendencia a ocurrir mayor precipitación en fase NE que en fase NA se ha mantenido.

Para AP los ajustes siguen siendo muy superiores que para LQ. Esto indica que la precipitación en el interior de la Puna Argentina (Puna semiárida, representada por Abra Pampa) está más determinada por el fenómeno ENSO que la precipitación en LQ. Una explicación posible de este comportamiento diferenciado se trata en la sección 3.4.2.3, en que se discuten los mecanismos

LA							
QUIACA							
BLOQUE	FASE	Ν	Media	CV	Mín.	Máx.	B2/B1
1	Niña	7	293	35	182	439	1,2
1	Neutro	12	318	24	220	445	1,15
1	Niño	7	276	11	240	324	1,13
2	Niña	11	351	19	239	453	
2	Neutro	16	365	25	264	612	
2	Niño	13	312	31	150	474	
ABRA							
PAMPA							
BLOQUE	FASE	Ν	Media	CV	Mín.	Máx.	B2/B1
1	Niña	7	305	22	201	392	1,14
1	Neutro	12	238	32	133	375	1,56
1	Niño	7	196	42	107	321	1,44
2	Niña	11	349	15	256	456	
2	Neutro	16	370	25	245	600	
2	Niño	13	282	43	85	474	

Tabla VII: Descriptores estadísticos de la precipitación acumulada O-A (mm) en La Quiaca y Abra Pampa, agrupada por fases Niña, Neutra y Niño. Serie 1950/51 - 2015/16 dividida en Bloques 1 y 2: antes y a partir de la TCP. Se indican en negrita los grupos con solo 7 casos.

que conducen a ocurrencia de precipitación en LQ.

Estos resultados nos llevan a usar el índice ONI_M de aquí en adelante, y a efectuar la clasificación de los períodos O-A en fases NA, NE y NO según el criterio presentado en la sección 2.6, el cual está basado en el índice mensual ONI.

3.4. Variabilidad de la precipitación en la Puna. Relación con la TCP y el ENSO.

3.4.1. Análisis en relación a la TCP y a las fases del fenómeno ENSO.

Se obtuvieron descriptores estadísticos de la precipitación acumulada Octubre-Abril en La Quiaca y Abra Pampa, agrupada por fase NE, NA y NO. Las sub-series analizadas, de distinta longitud, conforman el Bloque 1 (26 veranos antes de la TCP) y el Bloque 2 (40 veranos a partir de la TCP). Los resultados se exhiben en la Tabla VII.

Al separar, para cada bloque y localidad, por



Figura~5: Precipitación acumulada O-A en La Quiaca en función de los índices SOI_M_LQ, ONI_M_LQ y MEI_M_LQ. Regresiones polinóm
cas de orden 2 y sus banda de predicción de 90 % para los períodos 1950/51 – 1975/76 y 1976/77 - 2015/16. Se indica en cada caso el coeficiente de determinación.



Figura 6: Precipitación acumulada O-A en Abra Pampa en función de los índices SOI_M_AP, ONI_M_AP y MEI_M_AP. Regresiones polinóm
cas de orden 2 y sus banda de predicción de 90 % para los períodos 1950/51 – 1975/76 y 1976/77 - 2015/16. Se indica en cada caso el coeficiente de determinación.

Meteoro logica



Figura 7: Precipitación acumulada O-A en La Quiaca y Abra Pampa.
en función de los índices SOI_M, ONI_M y MEI_M obtenidos para cada localidad. Regresiones polinóm
cas de orden 2 y sus banda de predicción de 90 % para el período 1996/97 – 2015/16. Se indica en cada caso el coeficiente de determinación.

fases NE, NO y NA, vemos que para todas ellas la media es superior en el Bloque 2.

En las fases NO se observan menores valores en la precipitación media con respecto a las fases NA y NE, en ambas localidades, antes y a partir de la TCP; las diferencias relativas al comparar los montos en fase NO con los hallados en las fases NA y NE son en general importantes. Este resultado está en armonía con lo hallado por otros autores para otras subregiones del Altiplano, que informan menor precipitación en el semestre cálido durante los eventos NO (Aceituno y Montecinos, 1993; Vuille, 1999; Vuille et al., 2000; Garreaud y Aceituno, 2001; Ronchail y Gallaire, 2006). Maggi et al. (2010) encontraron una disminución de la extensión de la superficie de la laguna de Pozuelos, situada entre Abra Pampa y La Quiaca, durante los veranos en

fase NO ocurridos en el período de 1978 a 2003. Dicha superficie funciona como un metadato de la precipitación.

La precipitación media de La Quiaca en fase NE es levemente mayor que en fase NA. En cambio en Abra Pampa, en el Bloque 1 la precipitación media en fase NE es menor que en fase NA, revirtiéndose la relación en el Bloque 2. Ello se debe a un aumento relativo de la precipitación mucho mayor en la fase NE.

En La Quiaca la fase NE aumenta su variabilidad -medida por el CV- al pasar del Bloque 1 al 2. Por el contrario, en Abra Pampa la variabilidad en esta fase disminuye en forma importante al pasar del Bloque 1 al 2. En la sección 3.4.2.3 se presenta una hipótesis sobre los mecanismos que generan precipitación en La Quiaca, que podría explicar esta diferencia llamativa entre ambas localidades, las cuales son muy cercanas y están a similar altitud.

Además, se observa en la Tabla VII que al discriminar por fases del ENSO, en ambas localidades a partir de la TCP (bloque 2) se reduce sensiblemente la variabilidad de la precipitación O-A en los eventos NA. Asimismo a partir de la TCP aumenta la variabilidad de la precipitación en las fases NO.

Los casos en fase NA y NO fueron solo siete en el Bloque 1 debido a la ya mencionada corta longitud de la sub-serie que lo conforma. Los resultados para estos casos deben tomarse solo como provisorios, y figuran en la Tabla VII en negrita a fin de resaltarlos.

Si promediamos los valores de precipitación O-A de AP y LQ, vemos que en esta nueva serie los máximos ocurren mayoritariamente en fase NE.

3.4.2. Los extremos de precipitación en la Puna, su relación con los eventos ENSO y su ubicación en el tiempo.

3.4.2.2. Análisis para Abra Pampa.

Para el período 1950/1951 a 2015/2016 se efectuó la clasificación por fases NE, NA y NO de los períodos monzónicos O-A. Los resultados para Abra Pampa se muestran en la Tabla VIII, con los casos ordenados según el índice ONI_M_AP. Hacemos notar que al semestre cálido de la TCP (1976/77) los índices SOI M AP (con valor 0,10) y MEI_M_AP (con valor 0,43) lo clasifican como NE, mientras que el índice ONI_M_AP (con valor 0,64) está de acuerdo con su ubicación en fase NO (ver Tabla VIII). Algo similar ocurre con La Quiaca, según se aprecia en las Figuras 4 a 6.. Estos resultados están de acuerdo con lo informado por Yuchechen et al (2007), quienes al analizar la evolución de la superficie de 500 HPa sobre Sudamérica hallaron que durante la TCP el cambio en el patrón de circulación atmosférica

ocurrió con cierto retardo –en febrero de 1977con respecto al calentamiento de la superficie del Océano Pacífico en la región Niño 3.4.

Vemos que valores absolutos de este índice iguales a 0,57 separan eficientemente y con muy pocas excepciones los períodos monzónicos, o casos, en fase NO, NE y NA, lo cual se verifica también para LQ. Los 18 casos con dicho índice por debajo de -0,57 son en fase NA, y por encima de 0,57 los 16 casos registrados ocurrieron en fase NO.

En la serie total disponible 1935/36 a 2015/16 de Abra Pampa se verifica que los 16 máximos de precipitación O-A se ubican después del salto climático de 1970/71; se resaltan en color celeste en la Tabla VIII. El menor de ellos es 375 mm en 2012/13, que se iguala en 1953/54, pero en el primer período nombrado la precipitación durante julio a junio supera al segundo por 2,8 mm.

Se aprecia además en esta Tabla que de los montos mayores de precipitación, 11 sobre 12 y 14 sobre 16 de ellos se registraron a partir de la TCP. Este resultado es coincidente con lo observado por Agosta y Compagnucci (2008) en la precipitación de la región centro-oeste de Argentina, al sur de La Puna, donde los ciclos alternantes húmedo/seco de aproximadamente 9 años de duración cada uno finalizan tras la transición climática de 1976/77, y como resultado se tiene un evento húmedo prolongado durante 30 años, que comenzó en 1973 según estos autores.

Los 9 valores mayores (en celeste y negrita) se ubican a partir de dicha transición. De estos, 5 ocurrieron en fase NE, 2 en NA y 2 en NO. Se ve claramente la predominancia de la fase NE en los máximos de precipitación O-A.

También se muestra en la Tabla VIII que de los 9 valores más bajos, 6 son en fase NO; estos resultados están de acuerdo con lo esperado, ya que en fase NO la convección en la Puna está inhibida debido a la intensificación de la Alta de Bolivia.

Período	Índice	Fase	AP	Período	Índice	Fase	AP
Oct-Abr	ONI_M_AP	ENSO	(mm)	Oct-Abr	ONI_M_AP	ENSO	(mm)
1973 / 74	-1,61	NA	392	1960 / 61	-0,01	NE	133
1988 / 89	-1,50	NA	379	1978 / 79	0,05	NE	388
1999 / 00	-1,44	NA	256	1981 / 82	0,06	NE	339
2007 / 08	-1,28	NA	328	1989 / 90	0,08	NE	377
1975 / 76	-1,27	NA	384	1993 / 94	0,12	NE	308
1998 / 99	-1,27	NA	357	1992 / 93	0,22	NE	285
1970 / 71	-1,21	NA	298	2003 / 04	0,27	NE	343
2010 / 11	-1,18	NA	406	1990 / 91	0,34	NE	413
1955 / 56	-0,92	NA	201	1951 / 52	0,50	NE	163
1984 / 85	-0,85	NA	341	1953 / 54	0,50	NE	375
1995 / 96	-0,80	NA	319	1952 / 53	0,50	NE	246
2011 / 12	-0,67	NA	339	2014 / 15	0,50	NE	418
2000 / 01	-0,66	NA	359	1979 / 80	0,52	NO	251
1967 / 68	-0,66	NA	316	1958 / 59	0,53	NO	321
2008 / 09	-0,65	NA	456	1977 / 78	0,53	NO	342
1950 / 51	-0,62	NA	269	2006 / 07	0,54	NE	293
1954 / 55	-0,59	NA	276	1969 / 70	0,55	NO	169
2005 / 06	-0,59	NA	295	2004 / 05	0,61	NO	300
1974 / 75	-0,55	NE	294	1976 / 77	0,64	NO	443
1971 / 72	-0,53	NE	305	1987 / 88	0,68	NO	474
1983 / 84	-0,49	NE	600	1963 / 64	0,76	NO	202
1964 / 65	-0,46	NE	211	1994 / 95	0,79	NO	329
2013 / 14	-0,44	NE	266	2002 / 03	0,79	NO	283
1996 / 97	-0,41	NE	455	1968 / 69	0,87	NO	107
1966 / 67	-0,40	NE	163	1986 / 87	1,11	NO	387
1985 / 86	-0,35	NE	502	2009 / 10	1,14	NO	322
2012 / 13	-0,32	NE	375	1965 / 66	1,22	NO	109
1962 / 63	-0,25	NE	331	1972 / 73	1,42	NO	285
1980 / 81	-0,22	NE	245	1991 / 92	1,46	NO	219
1961 / 62	-0,20	NE	242	1957 / 58	1,50	NO	182
2001 / 02	-0,14	NE	319	1982 / 83	1,91	NO	128
1956 / 57	-0,14	NE	173	1997 / 98	1,94	NO	110
1959 / 60	-0,12	NE	218	2015 / 16	2,02	NO	85

Tabla VIII: Abra Pampa. Discriminación por fases Neutra (NE), Niña (NA) y Niño (NO) para el período octubre-abril (O-A) .Los casos se muestran en orden creciente del índice ONI_M_AP. Se muestra asimismo la precipitación O-A en Abra Pampa. La serie cubre el lapso 1950/51 a 2015/16. Los veranos a partir del salto climático están en negrita. Los 16 mínimos de precipitación están en color rojo oscuro, con los 9 menores en negrita. Los 16 máximos de precipitación están en color celeste, con los 9 mayores en negrita.

Asimismo, se verifica que a partir de la TCP ocurren los eventos NO estivales más intensos, como lo indica el ordenamiento según el índice ONI_M_AP en la Tabla VIII: 7 de los 9 máximos extremos. El índice ONI_M_LQ en la Tabla IX (para La Quiaca) arroja igual resultado.

En el período monzónico 2015/16 –con máximos en los índices ONI_M_AP y ONI_M_LQ que señalan a la fase NO más intensa- se verifican los mínimos de precipitación de ambas series, con 85 mm y 150 mm respectivamente (ver Tablas VIII y IX). En consonancia con esto, al visitar la zona en marzo de 2016 verificamos que la laguna de Pozuelos tenía un volumen muy bajo de agua.

3.4.2.2. Análisis para La Quiaca

Se repitieron las variables de la sección anterior para La Quiaca (Tabla IX) en el período 1950/51 - 2015/2016. Los casos están ordenados en forma creciente según el índice ONI_M_LQ.

En la serie 1935/1936 a 2015/2016 de esta localidad se verifica que los máximos de precipitación O-A se ubican en general a partir del salto climático coincidente con la TCP, y los 6 mayores pertenecen a dicho período, que se incluye en esta Tabla.

De estos 6 máximos, se observa que 3 de ellos ocurrieron en fase NE, 2 en NO y 1 en NA. De los 15 mayores valores ocurridos en el período 1950/51 - 2015/16, 11 se ubican después de la TCP; según el criterio SOI 7 de ellos ocurrieron en fase NE, 6 en NA y 2 en NO.

En la Tabla IX se tienen 66 períodos O-A (1950/51 - 2015/16). De los 20 casos con menor precipitación, 14 de ellos se registraron antes de la TCP (el 53,8

Si restringimos el análisis a los 10 períodos O-A con menor precipitación, 5 de ellos son anteriores y 5 posteriores a la transición climática, lo que contrasta con lo observado en Abra Pampa (7 antes de la TCP y 3 a partir de la TCP). Este comportamiento no esperado podría estar relacionado con la ubicación de La Quiaca, como explicamos más adelante. La Tabla X muestra las frecuencias de mínimos y máximos de precipitación O-A y permite comparar lo ocurrido en La Quiaca y Abra Pampa.

En La Quiaca, de los cinco períodos O-A con menor precipitación ocurrieron solo 3 en NO y 2 en NA. El contraste con Abra Pampa es llamativo, ya que en esta los 5 casos se dieron en fase NO, lo que está en armonía con lo reportado por otros autores en regiones del Altiplano en Bolivia y Chile (Aceituno y Montecinos, 1993; Vuille, 1999; Vuille et al., 2000; Garreaud y Aceituno, 2001; Ronchail y Gallaire, 2006).

De los 10 períodos O-A con menor precipitación, en La Quiaca 3 son en fase NA, mientras que en Abra Pampa ninguno ocurrió en fase NA. Las frecuencias en fase NE son llamativamente menores en La Quiaca que en Abra Pampa. Al analizar de los 20 mínimos estas diferencias entre las dos localidades se acentúan. En fase NA ocurrieron 5 casos en La Quiaca y solo 1 en Abra Pampa. Al comparar en estas dos localidades las frecuencias de máximos de precipitación O-A (5, 10 y 20 casos), no hallamos diferencias relevantes (Tabla X).

3.4.2.2. Hipótesis sobre la singularidad de la precipitación en La Quiaca

En las secciones 3.1, 3.3 y 3.4 algunos resultados revelaron características de la precipitación el La Quiaca no esperadas, y distintas a las de la localidad altiplánica vecina Abra Pampa.

Se observa asimismo en la serie de La Quiaca, según se deduce fácilmente de la Tabla V, una mayor proporción de precipitación acumulada en primavera y principios del verano (octubre, noviembre y diciembre) en comparación con Abra Pampa: 35,1% contra 27,7%. El porcentaje en La Quiaca es similar a los registrados en localidades de la región NOA de menor altitud y más húmedas fuera de la Puna, tales como Tucumán (35,2%) y Catamarca (35,0%) (Tabla V). Este resultado no se condice con

Período	Índice	Fase	LQ	Período	Índice	Fase	LQ
Oct-Abr	ONI_M_LQ	ENSO	(mm)	Oct-Abr	ONI_M_LQ	ENSO	(mm)
1973 / 74	-1,63	NA	249	1960 / 61	-0,01	NE	248
1988 / 89	-1,51	NA	376	1978 / 79	0,04	NE	458
1999 / 00	-1,43	NA	320	1981 / 82	0,05	NE	330
1975 / 76	-1,29	NA	189	1989 / 90	0,05	NE	308
1998 / 99	-1,27	NA	329	1993 / 94	0,12	NE	287
2007 / 08	-1,27	NA	435	1992 / 93	0,19	NE	264
2010 / 11	-1,19	NA	239	2003 / 04	0,28	NE	350
1970 / 71	-1,18	NA	274	1990 / 91	0,34	NE	612
1955 / 56	-0,98	NA	182	1952 / 53	0,47	NE	220
1984 / 85	-0,85	NA	412	2014 / 15	0,51	NE	303
1995 / 96	-0,81	NA	279	1951 / 52	0,52	NE	256
2011 / 12	-0,69	NA	343	1953 / 54	0,52	NE	431
2000 / 01	-0,67	NA	392	1979 / 80	0,52	NO	360
1950 / 51	-0,63	NA	303	1958 / 59	0,54	NO	240
1967 / 68	-0,63	NA	417	1977 / 78	0,55	NO	465
2008 / 09	-0,63	NA	453	1969 / 70	0,57	NO	324
1954 / 55	-0,59	NA	439	2006 / 07	0,58	NE	358
2005 / 06	-0,57	NA	287	2004 / 05	0,62	NO	197
1974 / 75	-0,56	NE	264	1976 / 77	0,66	NO	288
1971 / 72	-0,55	NE	376	1987 / 88	0,74	NO	474
1983 / 84	-0,52	NE	385	1994 / 95	0,79	NO	361
1964 / 65	-0,49	NE	293	1963 / 64	0,80	NO	285
2013 / 14	-0,42	NE	284	2002 / 03	0,83	NO	370
1996 / 97	-0,41	NE	407	1968 / 69	0,85	NO	274
1966 / 67	-0,38	NE	272	1986 / 87	1,10	NO	304
1985 / 86	-0,34	NE	394	2009 / 10	1,14	NO	332
2012 / 13	-0,27	NE	474	1965 / 66	1,27	NO	240
1962 / 63	-0,26	NE	445	1991 / 92	1,43	NO	310
1961 / 62	-0,21	NE	260	1972 / 73	1,47	NO	294
1980 / 81	-0,19	NE	337	1957 / 58	1,48	NO	272
1956 / 57	-0,17	NE	385	1982 / 83	1,92	NO	220
2001 / 02	-0,16	NE	295	1997 / 98	1,97	NO	219
1959 / 60	-0,12	NE	365	2015 / 16	2,04	NO	150

Tabla IX: La Quiaca. Discriminación por fases Neutra (NE), Niña (NA) y Niño (NO) para el período octubre-abril (O-A). Los casos se muestran en orden creciente del índice ONI_M_AP. Se muestra asimismo la precipitación O-A en La Quiaca. La serie cubre el lapso 1950/51 a 2015/16. Los veranos a partir del salto climático están en negrita. Los 16 mínimos de precipitación están en color rojo oscuro, con los 7 menores en negrita. Los 15 máximos de precipitación están en color celeste, con los 6 mayores en negrita.

LQ	5 m	10 m	20 m	5 M	10 M	20 M
NO	3	6	8	2	2	3
NE	0	1	7	3	5	10
NA	2	3	5	0	3	7
AP	5 m	10 m	20 m	5 M	10 M	20 M
NO	5	6	10	1	2	3
NE	0	4	9	3	5	10
NA	0	0	1	1	3	7

Tabla X: Cantidad de valores extremos de precipitación O-A del período 1950/51 – 2015/16 en La Quiaca y Abra Pampa discriminados por fases Neutra (NE), Niña (NA) y Niño (NO). Se muestran las frecuencias de los 5, 10 y 20 valores mínimos (m) y máximos (M).

la explicación de la dinámica atmosférica que dieron Nogués-Paegle et al. (2002). Estos autores encontraron que la zona de convergencia del Atlántico Sur (SACZ) evoluciona en espacio y tiempo durante el monzón sudamericano. En primavera y diciembre, la SACZ está ubicada en su posición más al este, lo que conduce a baja ocurrencia de precipitación en el Altiplano. A partir de enero hay un corrimiento de la SACZ hacia el oeste y la precipitación aumenta sobre el Altiplano, en asociación con la entrada de aire húmedo e inestable en niveles bajos a lo largo del flanco este de los Andes (Nogués-Paegle et al., 2002). Según este análisis, cabe esperar un aumento importante de la precipitación al pasar de diciembre a enero, lo que se verifica más marcadamente en Abra Pampa que en La Quiaca según se observa en la Tabla V.

Basados sobre los resultados obtenidos en esta sección y la anterior, presentamos la hipótesis de que la precipitación en La Quiaca tiene una componente adicional a la producida por el mecanismo típico que conduce a lluvias en la Puna, tal como proponemos a continuación.

La Figura 1b muestra el relieve del área

de estudio, elaborado con datos altimétricos disponibles en el sitio WEB de la National Aeronautics and Space Administration (NASA): https://urs.earthdata.nasa.gov/. Allí se ve que La Quiaca es muy cercana a un valle extenso que se abre hacia el NNE de la localidad, distante a unos 5 km. Desde esa dirección puede eventualmente irrumpir por el valle aire cálido y húmedo que provoque lluvias mediante un proceso distinto al mecanismo clásico de precipitación en la Puna Argentina, caracterizado por advección desde el este v posterior convección en presencia de la Alta de Bolivia debilitada, lo cual no ocurre en fase NO. La baja proporción de precipitaciones mínimas en fase NO indicaría que en esta fase, en la cual el flujo norte-sur en capas bajas en el flanco oriental de la cordillera de los Andes está intensificado desde el comienzo de la primavera, hay días en que se dan condiciones para el desencadenamiento de la convección debido al ascenso forzado de aire cálido y húmedo en el extremo sur de dicho valle, casi sobre La Quiaca. Esto daría lugar, cuando la Alta de Bolivia no es tan intensa, a la ocurrencia de tormentas aisladas y lluvias de origen convectivo sobre esta localidad, que no se dan al interior de la Puna. Esta hipótesis, basada solamente en la precipitación observada en La Quiaca y Abra Pampa, debería ser confirmada con estudios de casos de precipitación en La Quiaca en fase NO, basados en la dinámica de mesoescala del movimiento atmosférico.

Por otra parte, al comparar para el período 1950/51 - 2015/16 las series de precipitación de La Quiaca antes y a partir del salto climático mediante el test de Tukey (Tabla II), no se pudo descartar la hipótesis nula de que ambas muestras estadísticas pertenecen a la misma población, contrariamente al cambio de régimen observado en Abra Pampa, Salta, Catamarca y La Rioja.

Debido a estos resultados estadísticos, consideramos que la precipitación en la localidad de Abra Pampa es más representativa de lo que ocurre en la Puna Argentina, en comparación con los datos de La Quiaca.

4. CONCLUSIONES

Hemos verificado la ocurrencia de saltos climáticos en la precipitación de las cinco localidades estudiadas en la sub-región semiárida del NOA –incluido el Altiplano Argentino-, en la década de 1970. No hay reportes a este respecto en el resto del Altiplano situado en Bolivia y Chile. Los saltos encontrados están en armonía con la TCP de 1976/77.

Se hallaron tendencias decrecientes de la precipitación a partir de la década de 1990 en toda la región NOA, más pronunciadas en La Quiaca, Abra Pampa y Catamarca. Sin embargo, en el período 1996/97 - 2015/16 la precipitación media continúa siendo mayor que la del período 1935/36 - 1975/76 (antes de la TCP) en toda la región NOA.

Se diseñaron índices ENSO representativos del semestre cálido: SOI_O-A, ONI_O-A y MEI_O-A. El grado de asociación entre ellos resultó muy alto. El índice MEI_O-A, como cabía esperar, es el que mejor ajusta con los otros dos.

Encontramos clara evidencia de que la TCP causó un cambio en los procesos atmosféricos y oceánicos que inciden en la sub-región semiárida del NOA, lo cual se ve expresado en la modificación de las relaciones funcionales entre dichos índices al considerar separadamente los períodos antes y a partir de la TCP.

En consonancia con el hecho comprobado de que a partir de la TCP ocurren eventos NO más intensos, hemos verificado que esto también se cumple al considerar los semestres cálidos O-A.

Se ha propuesto y aplicado un criterio para clasificar, a partir de los índices mensuales ONI, los períodos Octubre-Abril en fase NE, NA o NO, con condiciones especulares para clasificar como NA o NO. Meteoro logica

Hemos analizado la precipitación O-A en La Quiaca y Abra Pampa separando por bloques 1 y 2 (antes y a partir de la TCP) y por fases NE, NO y NA. Las conclusiones deben tomarse como preliminares, dado el pequeño número de casos disponibles, en especial antes de la TCP. Verificamos que en ambas localidades, para las tres fases en el Bloque 2 las medias aumentan y se reduce sensiblemente la variabilidad de la precipitación O-A en los eventos NA. En el Bloque 2, dicha variabilidad es mayor en la fase NO que en NA y NE. En ambas localidades, a pesar de que la mayoría de los máximos de precipitación ocurren en fase NE, la media de la precipitación en esta fase es similar a la de la fase NA, a causa de que esta última presenta menor variabilidad.

En Abra Pampa, localidad representativa de la Puna Semiárida, la variabilidad en fase NE disminuye en forma importante al pasar del Bloque 1 al 2.

Hemos propuesto la hipótesis de un mecanismo alternativo para explicar la ocurrencia de precipitación en La Quiaca en fase NO, distinto al mecanismo típico que conduce a lluvias en la Puna. El mismo se apoya en la existencia de un valle extenso que se abre hacia el NNE de esta localidad que permitiría el ingreso de aire cálido y húmedo proveniente de la región amazónica. Esta hipótesis debería ser confirmada con estudios de casos de precipitación en La Quiaca en fase NO, basados en la dinámica de mesoescala del movimiento atmosférico, incluso con el uso de simulaciones numéricas. Verificar este mecanismo está fuera de los objetivos de este trabajo.

Se han diseñado y aplicado tres índices representativos del período O-A –basados respectivamente en los índices mensuales SOI, ONI y MEI- ponderados con la precipitación mensual media y aplicables a cada localidad; los mismos incorporan la contribución de la precipitación media mensual local en dicho período. Hemos hallado que el índice ponderado ONI_M muestra un mejor ajuste con la precipitación que los otros dos.

Hemos constatado que solo en La Quiaca y Abra Pampa los índices ONI_M y MEI_M explican porcentajes importantes de la variabilidad de la precipitación estival, evidenciando la influencia del fenómeno ENSO, la cual es mayor a partir de la TCP; se verifica que la precipitación de AP está más relacionada al signo e intensidad del fenómeno ENSO que la de LQ, y esta mayor dependencia se intensifica a partir de la TCP. Asimismo, en el período 1996/97 – 2015/16 la influencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación O-A en estas localidades altiplánicas es significativamente mayor que en el período 1976/77 – 1995/96.

Por el contrario, las localidades estudiadas fuera de la Puna no muestran una dependencia relevante de la precipitación O-A con las fases del fenómeno ENSO, especialmente a partir de la TCP.

Agradecimientos: Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y la Universidad de Buenos Aires por el financiamiento de la investigación, la que fue también hecha con fondos del Proyecto UBACyT 20020130200156BA. A los revisores del artículo, quienes contribuyeron al mejoramiento del mismo con sus acertadas observaciones y sugerencias. A las instituciones SMN, INTA, IGN, NOAA y NASA por los datos aportados que hicieron posible el trabajo.

REFERENCIAS

- Aceituno, P., Montecinos, A., 1993. Stability analysis of the relationship between the Southern Oscillation and rainfall in South America. Bull. Inst. Fr. Études Andines 22, 53-64.
- Agosta, E.A., & Compagnucci, R.H., 2008. The 1976/77 austral summer climate transition effects on the atmospheric circulation and climate in southern South America. J. Climate, 21, 17, 4365-4383.

- Ambrizzi, T., de Souza, E.B., & Pulwarty, R.S., 2004. The Hadley and Walker regional circulations and associated ENSO impacts on South American seasonal rainfall. In: The Hadley circulation: present, past and future. Springer Ed. Netherlands. págs. 203-235.
- Barnston, A.G., Chelliah, M. and Goldenberg, S.B., 1997. Documentation of a highly ENSO-related SST region in the equatorial Pacific. Atmos.-Ocean, 35, 367-383.
- Barrera D.F. y Basualdo A.B., 2012. La precipitación media en la cuenca del río Iruya: Análisis basado en la topografía. Revista de Geografía (San Juan). 15, 16-23.
- Barros, V., Doyle, M., González, M., Camilloni, I., Bejarán, R. y Caffera, R., 2002. Climate variability over subtropical South America and the South American Monsoon: a review. Meteorologica, 27, 1 y 2, 33-57.
- Cabrera, A.L., 1976. Regiones fitogeográficas argentinas. Enciclopedia Argentina de Agricultura y Jardinería, Tomo II Fs. 1. Ed. ACME. Bs. As. Argentina. 1-85 pp.
- 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" ENSO. GEOACTA 33, 107-114.
- Ebbesmeyer, C.C., Cayan, D.R., McLain, D.R., Nichols, F.H., Peterson, D.H. y Redmond, K.T., 1991. 1976 step in the Pacific climate: forty environmental changes between 1968-1975 and 1977-1984. Anales, Seventh Annual Pacific Climate (PACLIM) Workshop, 10-13 Abril de 1990, Pacific Grove, California, EEUU, 115-126.
- Diaz, H.F., Hoerling, M.P. y Eischeid, J.K., 2001. ENSO variability, teleconnections and climate change. Int. J. Climatol., 21, 1845–1862.
- Ferreira, L., Saulo, C. y Seluchi, M.E., 2010. Características de la Depresión del Noroeste Argentino en el período 1997-2003: Criterios de selección y análisis estadístico. Meteorologica, 35, 17-28.
- Garreaud, R.D., 1999. Multiscale analysis of the summertime precipitation over the central Andes. Mon. Wea. Rev., 127, 901–921.
- Garreaud, R.D. y Aceituno, P., 2001. Interannual

Meteoro logica

Rainfall Variability over the South American Altiplano. J. Climate, 14, 2779-2789.

- Garreaud, R.D. y Seluchi, M., 2001. Pronóstico de la convección en el Altiplano Sudamericano: Empleo del modelo regional ETA/CPTEC. Meteorologica, 26, 1, 25-38.
- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R.H. y Marengo, J., 2009. Present-day South American climate, Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 281, 3-4, 180-195.
- González M. y Barros V., 1998. The relation between tropical convection in South América and the end of the dry period in subtropical Argentina. Int. J. Climatol., 18, 1669-1685.
- Huang, H.P., Seager, R. and Kushnir, Y., 2005. The 1976/77 transition in precipitation over the Americas and the influence of tropical sea surface temperature. Clim. Dyn., 24, 7, 721-740.
- Jacques-Coper, M., & Garreaud, R.D., 2015. Characterization of the 1970s climate shift in South America. Int. J. of Climatol. 35, 2164-2179.
- Lau, K.M. y Zhou, J., 2003. Anomalies of the South American summer monsoon associated with the 1997-1999 ENSO. Int. J. Climatol., 23, 529-539.
- Lenters, J.D. y Cook, K.H., 1997. On the Origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate. J. Atmos. Sci., 54, 656-678.
- Lichtenstein, E.R. 1980. La depresión del Noroeste Argentino. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, 120 págs. https://www.digital.bl.fcen.uba.ar.
- Maggi, A.E., Di Ferdinando, M. y Barrera, D.F., 2015. Influencia del fenómeno ENOS sobre la productividad vegetal en dos comunidades vegetales de la Puna Argentina. Actas del XII Congreso Nacional de Meteorología CONGREMET XII. Mar del Plata, Argentina, 26-29 de mayo de 2015.
- Maggi, A.E., Navone, S.M. y Kindgard, F.A., 2010. Monitoreo de los cambios en el comportamiento de algunas lagunas debido a la oscilación climática utilizando imágenes satelitales en la puna jujeña. Revista SELPER. Edición especial. 2, 34-45.

- Mechoso, C.R., Robertson, A.W., Ropelewski, C.F. y Grimm, A.M., 2004. The American Monsoon Systems. Proceedings of the 3rd international workshop on monsoons. Vol 1, págs. 2–6 .Hangzhou, China.
- Meehl, G.A., Hu, A., Arblaster, J.M., Fasullo, J. y Trenberth, K.E., 2013. Externally forced and internally generated decadal climate variability associated with the Interdecadal Pacific Oscillation. J. Climate 26, 7298–7310.
- Miller, A.J.; Cayan D.R., Barnett T.P. y Oberhuber J.M., 1994. The 1976-77 climate shift of the Pacific Ocean. Oceanography, 7, 996–1002.
- Minetti, J.L. y Vargas, W.M., 1997. Trends and jumps in the annual precipitation in South America, south of the 15° S. Atmósfera, 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, 119-135.
- Minetti, J.L., 2005. El Clima del Noroeste Argentino. Ed. Magna, S.M. de Tucumán. 350 págs.
- Namias, J., 1978. Multiple causes of the North American abnormal winter 1976-77. Monthly Weather Review, 106, 3, 279-295.
- Newman, M., Alexander, M.A., Ault, T.R., Cobb,
 K.M., Deser, C., Di Lorenzo, E., Mantua,
 N.J., Miller, A.J., Minobe, S., Nakamura,
 H., Schneider, N., Vimont, D.J., Phillips, A.,
 Scott, J.D. y Smith, C.A., 2016. The Pacific decadal oscillation, revisited. J. of Climate, 29, 12, 4399-4427.
- Nogués-Paegle, J., Mechoso, C.R. y coautores, 2002. Progress in Pan American CLIVAR Research: Understanding the South American Monsoon. Meteorológica, 27, 3-32.
- Ronchail, J., y Gallaire, R., 2006. ENSO and rainfall along the Zongo valley (Bolivia) from the Altiplano to the Amazon basin. Int. J. Climatol. 26, 1223-1236.
- Ropelewski, C.F. y Halpert, M.S., 1987. Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño / Southern

Oscillation. Mon. Wea. Rev., 115, 1606-1626.

- Russian, G., Agosta, E. y Compagnucci, R., 2015. Variaciones en baja frecuencia de la precipitación estacional en la región Pampa Amarilla y posibles forzantes. Meteorologica, 40, 17-42.
- Schwerdtfeger, W., 1976. The atmospheric circulation over Central and South America.
 Climates of Central and South America. Vol. 12, W. Schwerdtfeger, Ed., World Survey of Climatology Series, Elsevier, 2–12.
- Seluchi, M.E. y Garreaud, R.D., 2012. Campos médios e processos físicos associados ao ciclo de vida da Baixa do Chaco. Rev. Bras. Meteorol. [online], 27, 4, 447-462. http://dx.doi.org/10.1590/ S0102-77862012000400008.
- Seluchi, M.E., Saulo, C., Nicolini, M. and Satyamurty, P., 2003. The Northwestern Argentinean Low: A study of two typical events. Mon. Wea. Rev., 131, 2361-2378.
- Seluchi, M.E. y Saulo, A.C., 2012a. Mecanismos físicos associados à formação da Baixa do Chaco. Anales del XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Belén, Brasil (disco compacto).
- Seluchi, M.E. y Saulo, A.C., 2012b. Baixa do Noroeste Argentino e Baixa do Chaco: caracterísitcas, diferenças e semelhanças. Rev. Bras. Meteorol. [online]. 2012, 27, 1, 49-60. ISSN 0102-7786. http://dx.doi.org/ 10.1590/S0102-77862012000100006.
- Silva Dias, P.L., Schubert, W.H. y De Maria, M., 1983. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. J. of the Atmos. Sci., 40, 11, 2689-2707.
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M.M.B, Miller, H.L. and Chen, Z., 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Vol. 1, S. Solomon et al, Eds., Cambridge University Press, 235-336.
- Trauth, M.H., Alonso, R.A., Haselton, K.R., Hermanns, R.L. y Strecker, M.R., 2000. Climate change and mass movements in the NW Argentine Andes. Earth and Planetary Science Letters, 179, 243-256.
- Trenberth, K.E., 1997. The definition of El Niño.

Bull. Amer. Meteor. Soc., 78, 2771–2777.

- Trenberth, K.E. y Caron, J.M., 2000. The Southern Oscillation revisited: Sea level pressures, surface temperatures, and precipitation. J. Climate, 13, 4358–4365.
- Trenberth, K.E., Jones, P.D., Ambenje, P., Bojariu, R., Easterling, D., Klein Tank, A., Parker, D., Rahimzadeh, F., Renwick, J.A., Rusticucci, M., Soden, B. y Zhai, P., 2007. Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Vol. I, Cambridge University Press, págs. 235–336.
- Trenberth, K.E. y Stepaniak, D.P., 2001. Indices of El Niño Evolution. J. Climate, 14(8), 1697–701.
- Troup, A.J., 1965. The Southern Oscillation. Q. J. R. Meteorol. Soc., 91, 490-506.
- Tukey, J., 1949. Comparing Individual Means in the Analysis of Variance. Biometrics, 5, 99-114.
- Vargas, W.M., Minetti, J. and Poblete, A., 1995. Statistical study of climate Jump in the regional zonal circulation over South America. J. Met. Soc. Japan. 73, 849-855.
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C.R., Nogues-Paegle, J., Silva Dias, P.L., and Zhang, C.Ç., 2006. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. J. Climate, 19, 4977-5000.
- Vuille, M., 1999. Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the southern oscillation. Int. J. Climatol., 19, 1579-1600.
- Vuille, M., Bradley, R.S. y Keimig, F,F., 2000. Interannual climatic variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. J. Geophys. Res., 105, 12447-12460.
- Wolter, K., y Timlin, M.S., 1998. Measuring the strength of ENSO events - how does 1997/98 rank? Weather, 53, 9, 315-324.
- Wolter, K., y Timlin, M.S., 2011. El

Precipitación en el altiplano argentino...

Meteoro logica

Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext). Int. J. Climatol., 31, 14, 1074-1087.

- Yamamoto, R., Iwashima, T., Sanga, N.K. y Hoshiai, M., 1987. Detection of the Climatic Jumps. XIX IUGG. General Assembly. 1-9. Vancouver, Canadá.
- Yuchechen, A.E., Bischoff, S. y Canziani, P., 2007. Variabilidad de perturbaciones espaciales y temporales de 500 hPa para sistemas tropicales y extratropicales de Sudamérica. GEOACTA, 32, 1-17.

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.
GENERACIÓN DE PRONÓSTICOS PROBABILÍSTICOS DE VISIBILIDAD A PARTIR DE PRONÓSTICOS NUMÉRICOS RETROSPECTIVOS Y OBSERVACIONES

Juan José Ruiz^{1,2,3}, Tamara Schonholz⁴ y Celeste Saulo^{1,2,3,4}

¹Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CONICET-UBA) ²UMI-IFAECI (CNRS-UBA-CONICET) ³Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (FCEyN-UBA) ⁴Servicio Meteorológico Nacional

(Manuscrito recibido el 2 de febrero de 2017, en su versión final el 17 de mayo de 2017)

RESUMEN

Los eventos de visibilidad reducida producen complicaciones y accidentes en el transporte aéreo y terrestre. Por tal motivo, su pronóstico ayuda a reducir las pérdidas materiales y humanas asociadas a dichos fenómenos. El presente estudio contribuye a mejorar el pronóstico de visibilidad mediante un modelo dinámico-estadístico que produce pronósticos probabilísticos de visibilidad. Dicho modelo está basado en la combinación de un conjunto de pronósticos retrospectivos globales y observaciones in-situ. El modelo propuesto es utilizado para generar pronósticos probabilísticos de visibilidad en el aeropuerto de Ezeiza en el período comprendido entre diciembre de 1984 y enero de 2011. Los resultados de la evaluación muestran que la combinación de los datos observados con las variables pronosticadas por el modelo dinámico produce pronósticos que tienen mejor desempeño que los que utilizan solo observaciones o solo las variables pronosticadas por el modelo, con la época del año permite introducir mejoras adicionales en el desempeño del pronóstico probabilístico.

Palabras clave: pronósticos retrospectivos, visibilidad, pronósticos probabilísticos.

VISIBILITY PROBABILISTIC FORECASTS BASED ON NUMERICAL RETROSPECTIVE FORECASTS AND OBSERVATIONS

ABSTRACT

Low visibility events are sometimes associated with delays and accidents related with air and land transportation. An accurate forecast of low visibility events can help to reduce the economical and human life losses associated with this phenomenon. This work contributes to the improvement of visibility forecast proposing a dynamic-statistical model that generates probabilistic visibility forecasts. This model combines retrospective forecast generated with a global model and in-situ observations. The proposed model is used to generate probabilistic visibility forecasts for Ezeiza airport between December 1984 and January 2011. Results show that combining in-situ observations and numerical model outputs increases the skill of the

Dirección Electrónica: jruiz@cima.fcen.uba.ar

probabilistic forecasts with respect to the probabilistic forecast that are based only on observations or only on numerical model outputs. Considering the dependence of systematic numerical model errors with the time of the year produce an additional increase in the forecast skill.

Keywords: retrospective forecasts, visibility, probabilistic forecasts.

1. INTRODUCCIÓN

El impacto de los eventos de visibilidad reducida se ha ido incrementando en las últimas décadas dado el vertiginoso aumento del tránsito aéreo, marino y terrestre. La reducción de la visibilidad en la atmósfera y los cambios en la visibilidad no sólo pueden producir demoras en el transporte, sino que también son causa frecuente de accidentes, que causan pérdidas de vidas humanas y materiales. En el caso particular de la navegación aérea, la visibilidad reducida en los aeropuertos, puede producir cuantiosas pérdidas materiales debido a la cancelación, demora de vuelos y la necesidad de incorporar combustible extra en las aeronaves (Keith y Leyton 2007).

El impacto de la visibilidad sobre la navegación aeronáutica es tan importante, que actualmente los principales aeropuertos del mundo cuentan con un sistema de aterrizaje instrumental que permite que un avión sea guiado con precisión durante la aproximación a la pista de aterrizaje aún en casos en los que la visibilidad es reducida. No obstante, no todos los aeropuertos cuentan con esta tecnología y no todos los aviones están en condiciones de utilizarla.

Debido a esto, el pronóstico de la visibilidad es de particular importancia para el transporte marítimo, fluvial, terrestre y aéreo. Una de las principales causas de visibilidad reducida cerca de superficie, es la formación de neblinas y nieblas y por tal motivo, el pronóstico de este fenómeno recibió gran atención durante los últimos años. No obstante, la formación y evolución de la niebla no son fáciles de predecir dado que el fenómeno ocurre en un rango relativamente amplio de condiciones meteorológicas modulado por diferentes procesos que pueden originarlo, muchos de los cuales son pobremente representados por los modelos de pronóstico numérico operativos. Por otra parte, en ocasiones, la distribución horizontal de la niebla presenta una gran variabilidad en escalas espaciales pequeñas (del orden del kilómetro o menores).

Existen diferentes metodologías que pueden ser aplicadas para desarrollar un pronóstico de niebla entre las que se destacan: el modelado numérico explícito de la niebla, los modelos dinámico-estadísticos basados en el post procesamiento de las salidas de modelos numéricos y su combinación con observaciones y los modelos estadísticos, basados solamente en las observaciones. Estas metodologías son en gran medida complementarias por lo que deberían esperarse mejores resultados de una combinación óptima de los diferentes modelos.

Los modelos puramente estadísticos utilizan un conjunto de variables observadas que sirvan como predictores del fenómeno de interés (Leyton y Fritsch 2003, Bremnes y Michaelides 2007). Por ejemplo, en el trabajo de Quinteros de Menzies y Obertello (1978), se determinan predictores de la ocurrencia de niebla en el aeropuerto de Ezeiza a través del estudio de los datos horarios proporcionados por la estación. Los pronósticos puramente estadísticos sólo pueden ser aplicados a plazos de unas pocas horas dado que no cuentan con herramientas que permitan determinar la evolución futura de la circulación atmosférica sobre la región de interés.

Los pronósticos de niebla basados en el modelado numérico explícito del fenómeno requieren el uso de modelos con una resolución horizontal y vertical suficiente para representar las variaciones de humedad relativa responsables de la formación de las nieblas y que sean capaces de representar los procesos de interacción entre la atmósfera y la superficie que son fundamentales en la formación de la niebla. Una manera de encarar el modelado numérico explícito de las nieblas, es mediante la utilización de modelos tridimensionales de nube (Müller y otros, 2006), otra opción computacionalmente más económica se basa en el uso de modelos unidimensionales que pronostican los perfiles verticales de las diferentes variables cerca de la superficie (Bott, 1991, Gultepe y otros 2006; Gultepe y Milbrandt, 2007, Bott y Trautmann, 2002. Roquelaure and Bergot 2008).

El modelado dinámico-estadístico se basa en una combinación de la información aportada por los modelos numéricos con observaciones (Baker y otros, 2002, Roquelaure and Bergot 2008, Zhou y otros 2010, Chmielecki y Raftery 2011, Herman and Schumacher 2016 entre otros). Estos métodos pueden implementarse tanto en modelos que resuelven explícitamente la ocurrencia del fenómeno, en cuyo caso el modelo estadístico se utiliza para corregir la componente sistemática de los errores del modelo dinámico, como en casos en donde el modelo estadístico puede combinarse con un modelo dinámico que no resuelve explícitamente el fenómeno de interés. En ese caso el modelo estadístico complementa parte de la física que no está presente en el modelo dinámico estableciendo la relación entre la escala resuelta por el modelo y los fenómenos que son consecuencia de procesos de escalas no resueltas por el modelo.

Más allá de la mejora en los modelos de predicción del tiempo y en particular en los modelos de niebla, siempre existe un grado de incertidumbre en el pronóstico que es necesario cuantificar y reducir. Esta incertidumbre tiene su origen en dos fuentes principales: por un lado los errores en la condición inicial, que combinados con la naturaleza caótica de la atmósfera, afectan al pronóstico de las condiciones que pueden dar origen a la niebla y por otra parte, los errores en los modelos que podrán ser más o menos

Meteoro logica

importantes dependiendo de qué tan sofisticado sea el modelo que estemos utilizando. En el caso particular de la niebla juegan un rol fundamental los errores asociados a la estimación de los flujos de calor y humedad en la superficie y la representación de la turbulencia que ocurre cerca de la superficie. Más allá de las fuentes de incertidumbre, Keith y Leyton (2007) muestran con ejemplos concretos que cuando se cuantifica la incertidumbre asociada al pronóstico dentro de la información que se provee al usuario, la capacidad de reducir los costos asociados a la ocurrencia del fenómeno es mayor que cuando solo se utilizan pronósticos determinísticos.

En este trabajo se propone sistema un de pronóstico basado \mathbf{en} un modelo dinámico-estadístico que genera pronósticos probabilísticos confiables para diferentes umbrales de visibilidad en base a salidas de modelos numéricos y a observaciones in-situ. El sistema está particularmente enfocado a los eventos de reducción de visibilidad por niebla y neblina. El mismo se diseña de forma tal que pueda ser implementado operativamente con la información disponible en la actualidad. El desempeño del mismo es evaluado para la estación Ezeiza.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

2.1. Pronósticos retrospectivos

En el presente trabajo se utiliza a los pronósticos numéricos retrospectivos (PR, http://www.esrl.noaa.gov/psd/forecasts/reforecast2/) de segunda generación, (Hamill y otros, 2013), los cuales consisten en un set de pronósticos históricos generados por una misma versión del modelo, siguiendo una idea similar a la utilizada en la generación de los reanálisis. El modelo utilizado es el GEFS (Global Ensemble Forecast System) en la versión que se encontraba operativa en el año 2012. Para cada día del período, el NCEP (National Centers for Environmental Prediction) genera un único pronóstico diario por ensambles formado por 11 miembros, inicializados a las 00 UTC y a un plazo de hasta 15 días. Las salidas están disponibles cada 3 horas en las primeras 72 horas y cada 6 horas para plazos mayores a 72 horas. Dicho modelo cuenta con una resolución espectral T254 los primeros 8 días de pronóstico (aproximadamente una resolución de 40 km en 40° de latitud). Los PR están disponibles desde diciembre de 1984 hasta la actualidad. Para el período utilizado en el presente trabajo, que se extiende entre diciembre de 1984 y enero de 2011, los pronósticos retrospectivos fueron inicializados utilizando los Climate Forecast System Reanalysis (CFSR, Saha y otros 2010) los cuales fueron perturbados utilizando el algoritmo presentado en (Wei y otros, 2008) para generar el ensamble de pronósticos. En la actualidad, los pronósticos retrospectivos continúan actualizándose en forma operativa, lo que permite la implementación operacional de las herramientas de pronóstico que se presentan en este trabajo.

Una de las principales ventajas asociadas a los PR es que se puede obtener información robusta sobre la componente sistemática de los errores del modelo, en base a la comparación de los pronósticos previos con observaciones durante un período de tiempo mucho más prolongado que el que se puede conseguir con las versiones operativas de los modelos de pronóstico que se actualizan frecuentemente. Hamill y otros (2008), mostraron que la utilización de PR para corregir los errores sistemáticos del modelo, produce impactos positivos en los pronósticos de precipitación y temperatura a corto y mediano plazo y, en particular, en el pronóstico de eventos extremos. Por esto, elegimos utilizar este conjnto de datos para pronosticar los casos de visibilidad reducida asociados a niebla en la estación de Ezeiza a un plazo de hasta 48 horas. Es importante notar que debido a la resolución utilizada por los PR no pueden resolver explícitamente los fenómenos de niebla y neblina que generan reducción de la visibilidad cerca de superficie. Por tal motivo la probabilidad pronosticada de ocurrencia de eventos de visibilidad reducida en este trabajo se obtiene a partir de variables que los PR generan

y que están directa o indirectamente relacionadas con la ocurrencia de niebla.

En este trabajo se utiliza la media del ensamble de pronósticos hasta 48 horas de plazo de diferentes variables para el punto de retícula más cercano a la estación Ezeiza. Las variables utilizadas fueron: humedad relativa a 2 metros (HR2_PR), intensidad de viento a 10 metros (V10_PR), humedad de suelo (HS_PR) y el porcentaje total de nubosidad (NU_PR).

2.2. Datos observados

En este trabajo se utilizaron datos observados de diferentes variables que intervienen tanto en la generación como en la validación de los pronósticos probabilísticos de visibilidad. Se utilizaron a tal efecto los datos observados en la estación Ezeiza del Servicio Meteorológico Nacional. En particular se utilizaron los datos horarios de humedad relativa (HR2_O), intensidad del viento (V10_O), visibilidad estimada por el observador (VIS_O) y los octavos de cielo cubierto (NU_O). La VIS_O utilizada en este trabajo, es la visibilidad estimada por el observador, ya que es la que presenta un registro de mayor longitud en la estación Ezeiza.

2.3. Modelo estadístico utilizado

Para combinar los pronósticos retrospectivos con las observaciones de forma tal de generar un modelo estadístico que relacione un cierto número de predictores con un cierto número de predictandos (en este caso la probabilidad de ocurrencia de visibilidad por debajo de un determinado umbral) pueden utilizarse diferentes metodologías. En este trabajo se utilizó la regresión logística multidimensional. La regresión logística (Wilks 2005) se ha utilizado extensamente para la generación de pronósticos probabilísticos confiables de variables meteorológicas en función de 1 o más predictores (Ver por ejemplo Levton y Fritsch 2004, Hamill et al. 2006, Ruiz y Saulo 2012 y referencias allí citadas para ejemplos de su

Pronósticos probabilísticos de visibilidad...

aplicación a precipitación). Por tal motivo, se consideró la utilización de esta herramienta para la generación de pronósticos probabilísticos confiables de visibilidad. La relación entre el valor de un conjunto de predictores y la probabilidad de que la variable aleatoria yesté por debajo de un determinado umbral U, se puede ajustar mediante una función de la siguiente forma:

$$P(y < U) = \frac{1}{1 + e^{\beta_0 + \beta_1 \varphi_1 + \dots + \beta_n \varphi_n}} \qquad (1)$$

Donde los coeficientes $\beta_0,...,\beta_n$ son constantes y su valor se determina a partir de un conjunto de casos para los cuales se conoce el valor de los predictores y se conoce si el evento y < U tuvo lugar o no.

En este trabajo se utilizan variables observadas y salidas de modelos como predictores. Dado que las salidas de los pronósticos retrospectivos están disponibles con una frecuencia de 3 horas (a las 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 y 21 UTC), se llevaron los valores observados a una frecuencia tri-horaria. Para la mayoría de las variables observadas se tomó simplemente el valor de la variable que coincidía con las horas a las que estaban disponibles los PR. Para el caso de la visibilidad, se tomo el correspondiente a la hora que coincide con los PR pero también se tomó el valor mínimo de visibilidad en un intervalo de 3 horas centrado alrededor de las horas en las que estaban disponibles los PR. A la visibilidad mínima en períodos de 3 horas se la denomina VISMIN.

El evento a pronosticar, se define como valores de VISMIN por debajo de determinados umbrales. En este trabajo se utilizan los umbrales de 0.1, 0.4, 1.0 y 5 km. Los umbrales de 0.4 y 1 km se seleccionaron siguiendo a Tardif y Rasmussen 2007 en donde los eventos con visibilidad por debajo de 0.4 km son considerados severos, mientras que la visibilidad por debajo de 1 km son considerados moderados. El umbral de 0.1 km se agregó dado que es el umbral a partir del cual la cual la operación del aeropuerto de Ezeiza comienza a restringirse, y el umbral de 5 km se

Meteoro logica

agregó para permitir evaluar la efectividad del pronóstico en detectar la ocurrencia de eventos más leves. En todos los casos, los pronósticos se realizan a un plazo máximo de 48 horas. Los coeficientes de la regresión logística se calculan en forma independiente para cada plazo de pronóstico. Es importante resaltar que dado que los PR se inicializan una vez por día a las 00UTC, esto es equivalente tener en cuenta la dependencia de los errores sistemáticos con la hora del día.

2.4. Validación de los pronósticos probabilísticos

Para validar los pronósticos probabilísticos obtenidos se utiliza la variable VISMIN observada en Ezeiza. Para garantizar la independencia entre las observaciones utilizadas para la validación de los pronósticos y aquellas utilizadas para entrenar el modelo estadístico se utiliza la técnica de validación cruzada (Wilks 2005, Herman and Schumacher 2016). Para generar el pronóstico correspondiente al i-ésimo día de la muestra, se entrenan los coeficientes de la regresión logística utilizando todos los datos de la muestra a excepción de aquellos comprendidos entre el día i-20 e i+20. Es decir que para generar el pronóstico de cada día se utiliza un valor ligeramente diferente de los parámetros de la regresión logística. En la práctica se encontró que para la regresión logística, la diferencia de aplicar o no el método de validación cruzada tiene poco impacto sobre el valor de los índices que miden el desempeño del pronóstico y en ningún caso afecta a las conclusiones obtenidas en este trabajo.

Para verificar la calidad de los pronósticos probabilísticos obtenidos utilizando las diferentes metodologías propuestas se utiliza el índice de acierto de Brier (BSS, Wilks 2005) que se calcula de la siguiente manera:

$$BSS = 1 - \frac{BR}{BR_c} \tag{2}$$

donde BR es el índice de Brier y se obtiene de

la siguiente expresión:

$$BR = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (p_i - o_i)^2$$
 (3)

Donde p_i es la probabilidad de ocurrencia del evento según el pronóstico y o_i es 1 cuando el fenómeno ocurre y 0 cuando no ocurre. BR_c es el índice de Brier que se obtendría si el pronóstico siempre indicara la probabilidad climatológica del evento p_c y puede ser calculado como $BR_c = p_c(1 - p_c)$. Valores de BSS iguales a 1 indican un pronóstico perfecto, mientras que un valor de 0 indica que el pronóstico no agrega valor por encima del conocimiento de la probabilidad climatológica de ocurrencia de un evento.

Para determinar los límites de confianza para el BSS y determinar la significancia estadística de las diferencias encontradas al comparar diferentes metodologías para la generación de los pronósticos, se utilizó una técnica de bootstrap (Wilks 2005). Esta técnica es particularmente atractiva cuando se desconoce la función de distribución de probabilidad del parámetro o estadístico cuyos límites de confianza se busca determinar. En la técnica de bootstrap se genera un cierto número N de muestras que tienen igual tamaño que la muestra original. Las N muestras se obtienen seleccionando elementos al azar pero con repetición a partir de los elementos de la muestra original. En este caso se utilizaron 1000 muestras generadas a partir de la muestra original. El nivel de significancia utilizado para evaluar la significancia estadística de las diferencias es de 5% distribuido en ambas colas de la distribución.

3. RESULTADOS

3.1. Caracterización de la ocurrencia de visibilidad reducida en Ezeiza

En esta sección se analiza la distribución diurna y estacional de los casos de visibilidad reducida en Ezeiza en base a los umbrales definidos en la sección anterior. La Figura 1 presenta la frecuencia relativa de ocurrencia de eventos de visibilidad reducida para las diferentes horas

del día. Las frecuencias se calculan para las diferentes estaciones del año definidas como: verano (diciembre, enero y febrero), otoño (marzo, abril y mayo), invierno (junio, julio y agosto) y primavera (septiembre, octubre y noviembre). Esta figura muestra que la mayor frecuencia de ocurrencia de eventos de visibilidad reducida ocurre principalmente en horas de la mañana, con un máximo inmediatamente después de la salida del sol. La frecuencia es máxima en los meses de otoño e invierno. Si bien diferentes mecanismos de origen de las nieblas suelen mostrar un mínimo diurno y estival en su frecuencia de ocurrencia, las nieblas radiativas muestran un aumento marcado de la frecuencia a medida que se acerca la hora de la salida del sol (Tardif y Rasmussen 2007, su figura 9). Estos resultados sugieren que la distribución estacional y diurna de la frecuencia de eventos de visibilidad reducida en Ezeiza responde principalmente a nieblas de tipo radiativas lo que no implica que todos los eventos obedezcan a esa causa. Un aspecto llamativo de la distribución es la menor frecuencia de nieblas en la primavera respecto del otoño. Una posible explicación para la mayor frecuencia de nieblas en otoño tiene que ver con la mayor humedad en el suelo que se registra durante dicha estación (no se muestra). Otro mecanismo que podría estar presente es el de las nieblas de evaporación (Tardif y Rasmussen, 2007) que se dan inmediatamente después de la salida del sol, debido a un aumento más rápido de la temperatura de rocío cerca de superficie respecto de la temperatura del aire. Este mecanismo podría estar asociado al aumento relativamente abrupto que se observa en la frecuencia de nieblas justo después de la salida del sol, sobre todo en el otoño y en el invierno (Tardif y Rasmussen 2007).

Las reducciones de visibilidad por debajo de 1 km prácticamente no se producen en horas de la tarde a excepción de unos pocos casos en el invierno. Sin embargo, las reducciones por debajo de 5 km, pueden ocurrir en cualquier momento del día y en cualquier época del año, aún cuando son más frecuentes en invierno. Estas reducciones pueden obedecer a diferentes procesos, incluso



Figura 1: Ciclo diurno de la frecuencia relativa de ocurrencia de visibilidad por debajo de 5 (rojo), 1 (verde), 0.4 (negro) y 0.1 km (azul) durante los meses de (a) verano, (b) otoño, (c) invierno y (d) primavera en la estación Ezeiza como función de la hora del día para el período en el cual están disponibles los pronósticos retrospectivos.

a factores como polvo levantado por viento, precipitación, humo, etc.

En el caso de las nieblas de origen radiativo existen diferentes variables que pueden determinar si un entorno es favorable para la ocurrencia de dicho fenómeno. Entre ellas se destacan la humedad relativa, la intensidad del viento y la estabilidad vertical cerca de la superficie, la concentración y tipo de aerosoles, la nubosidad y la humedad del suelo entre otros. Quinteros de Menzies y Obertello (1978) documentaron la relación entre algunas de estas variables y la ocurrencia de visibilidad reducida en la estación Ezeiza. La Figura 2, muestra a modo de ejemplo, la relación que existe entre la humedad relativa, el viento y la visibilidad cuando los 3 son observados simultáneamente. Se puede observar como el valor de la visibilidad observado disminuye al aumentar la humedad relativa y al disminuir la intensidad del viento cerca de superficie. Por otra parte se muestra también la probabilidad de que la visibilidad esté por debajo de determinados umbrales como función de la humedad relativa y el viento (Figura 2b y 2c). Estos gráficos permiten cuantificar la incertidumbre de la relación entre humedad relativa, viento y visibilidad. El origen de dicha incertidumbre tiene que ver en este caso con los errores de medición asociados a



Figura 2: (a) Visibilidad media (km), (b) probabilidad de visibilidad menor a 1 km y (c) probabilidad de visibilidad menor a 0.1 km como función de la intensidad del viento (ms⁻¹) y la humedad relativa (adimensional). Los datos corresponden a las horas comprendidas entre las 3 y las 11 UTC, para la localidad de Ezeiza, en el período en el cual están disponibles los pronósticos retrospectivos.

dichas variables junto con el hecho de que la ocurrencia de visibilidad reducida no está totalmente explicada por el valor de humedad relativa o la intensidad del viento. Se puede ver además que los valores de visibilidad comienzan a reducirse a partir de humedades relativas en torno al 85 % y que los eventos de reducción de visibilidad más extremos (visibilidad por debajo de 0.1 km) ocurren casi exclusivamente con humedades relativas superiores al 95 % e intensidades de viento menores a 2 ms⁻¹.

3.2. Desempeño de los PR en Ezeiza

Dado que las variables pronosticadas por el PR serán utilizados como predictores en el modelo estadístico de visibilidad, resulta de interés analizar los errores en los pronósticos de aquellas variables que son directamente medidas en la estación Ezeiza, es decir HR2_PR y V10_PR. En esta sección, se comparan los valores instantáneos de HR2_PR y V10_PR con los valores instantáneos observados (HR2_O y V10_O) durante las primeras 48 horas de pronóstico y a intervalos de 3 horas.

La Figura 3, muestra el ciclo diurno medio observado y pronosticado por el PR para HR2 y V10. Ambas variables presentan un marcado ciclo diurno con máximos nocturnos de HR2 y máximos diurnos de V10. Tanto en HR como en V10, las diferencias medias o sesgos entre el PR y las observaciones muestra una dependencia con la hora del día y el plazo de pronóstico como es habitual para las variables atmosféricas dentro de la capa límite. Esta dependencia surge, en parte, de una limitada representación de los procesos de capa límite e intercambio de energía entre la superficie y la atmósfera. Para HR2 PR existe un marcado error sistemático en las primeras horas de la simulación, en donde los pronósticos tienen humedades relativas menores a las observadas, particularmente durante los meses de verano, no obstante este sesgo cambia de signo en la segunda noche de pronóstico. El V10 PR muestra un ciclo diurno de menor amplitud respecto del observado lo cual conduce a subestimaciones diurnas y sobreestimaciones nocturnas.

La Figura 4, muestra el valor del error cuadrático



Figura 3: Ciclo diurno medio de HR_PR (adimensional) (lína azul contínua) y V10_PR (ms⁻¹) (linea roja) observada (línea a trazos) y pronosticada por el reforecast (línea contínua) para los meses de (a) verano, (b) otoño, (c) invierno y (d) primavera.

medio (RMSE) y del coeficiente de correlación lineal entre pronóstico y observaciones para HR2_PR y V10_PR, como función del plazo de pronóstico. Al igual que como sucede con el sesgo, el RMSE de ambas variables presenta un marcado ciclo diurno. Este ciclo diurno obedece en gran medida a los sesgos discutidos en la Figura 3. Los errores en ambas variables presentan además una dependencia con la época del año que es del mismo orden de importancia que las variaciones que se observan con la hora del día.

HR2_PR presenta errores mayores durante las primeras horas de la simulación correspondientes a horas de la madrugada del primer día de pronóstico. Los errores en la HR2_PR en las primeras horas son más intensos en verano debido al sesgo seco que ocurre durante esta época del año (Figura 3a y Figura 4a).

La variable V10_PR muestra errores que son más importantes durante el día y durante el verano, pero que tienen poca variación diurna durante el invierno y el otoño. Gran parte de este ciclo diurno en el error está explicado por el sesgo discutido en la Figura 3.

El coeficiente de correlación (Figuras 4c y 4d) permite detectar en que horas el modelo captura más adecuadamente la variabilidad temporal de HR2 y V10. En el caso de HR2_PR en horas de la noche es cuando el modelo tiene mayor dificultad para capturar la variabilidad temporal. Para el



Figura 4: (a) y (b) Error cuadrático medio y (c) y (d) coeficiente de correlación lineal como función del plazo de pronóstico para la HR2_PR (adimensional) (a y c) y para el V10_PR (ms^{-1}) (b y d) para los meses de verano (línea azul), otoño (línea roja), invierno (línea verde) y primavera (línea negra).

V10_PR el escenario es similar con correlaciones bajas durante las últimas horas de la tarde y primeras horas de la noche, aunque la correlación aumenta más rápidamente en las primeras horas del día con respecto a lo que sucede con la HR2_PR. Por otra parte, la variable V10_PR presenta mayores diferencias entre estaciones, siendo el invierno la estación en la cual las correlaciones son más altas y que presentan menos variación a lo largo del día. El hecho de que los coeficientes de correlación sean más bajos durante la noche complica particularmente el pronóstico de eventos de visibilidad reducida, ya que los mismos ocurren con mayor frecuencia en esta parte del día según lo discutido en la Figura 1.

3.3. Desempeño de los pronósticos probabilísticos

En esta sección se evalúan los modelos estadísticos y dinámico-estadísticos empleados en este trabajo. Se realizan 3 conjuntos de experimentos que se encuentran resumidos en la Tabla I. En el primer conjunto de experimentos se utilizan únicamente predictores tomados de los PR. Debido a esto, este primer grupo sería considerado un modelo dinámico-estadístico, ya que las variables del PR provienen de un modelo dinámico. Los diferentes predictores



considerados son la HR2_PR, V10_PR, HS_PR y NU_PR.

El segundo conjunto de experimentos consiste en modelos puramente estadísticos que utilizan como predictores únicamente variables observadas. Para que los resultados sean comparables con los resultados que utilizan variables provenientes de los PR, se utiliza el valor observado al momento de la inicialización de los PR, es decir a las 00 UTC. A partir de dicho valor, se generan pronósticos probabilísticos de VISMIN para las próximas 48 horas. Como predictores se utilizan: la humedad relativa a 2 metros (HR2_O), el viento observado a 10 metros (V10 O), la visibilidad estimada por el observador (VIS_O) y los octavos de cielo cubierto (NU O).

Finalmente se realiza un tercer conjunto de experimentos en donde se evalúa la combinación de las observaciones disponibles y las variables pronosticadas por el PR.

El nombre de cada experimento responde a la siguiente notación: Regresión Logística (RL), Regresión logística con coeficientes dependientes de la época del año (RLE); Pronósticos retrospectivos (PR) y observaciones (O) y donde nP indica la cantidad de predictores utilizados. El período utilizado para el entrenamiento y la validación de los pronósticos se extiende desde diciembre 1984 a enero de 2011.

La Figura 5, muestra los resultados obtenidos con el primer conjunto de experimentos, donde se utilizan solo las variables obtenidas a partir del PR como predictores. En dicha figura, se muestra el índice BSS para los diferentes plazos de pronóstico y para los diferentes umbrales de visibilidad. Para algunos plazos de pronóstico y umbrales en donde la frecuencia observada del fenómeno es muy baja (por ejemplo para el umbral de 0.1 km en horas diurnas), no fue posible calcular en forma robusta el BSS, dado que muchas de las muestras generadas utilizando el algoritmo bootstrap no contenían ningún evento observado. Estos casos se indican como datos faltantes en la Figura 5 y subsiguientes.

Cuando se utiliza como único predictor a la HR2_PR (LR_PR_P1), el BSS tiene un importante ciclo diurno que para el umbral de 5 km presenta un máximo en horas diurnas y un mínimo en horas de la madrugada y primeras horas de la mañana. Esta no es una característica deseable, ya que la mayoría de los eventos de visibilidad reducida en Ezeiza ocurren en horas de la madrugada y primeras horas de la mañana. No obstante, los umbrales asociados a reducciones de visibilidad por debajo de 1, 0.4 y 0.1 km muestran un mejor desempeño durante las horas de la madrugada. El desempeño del pronóstico empeora a medida que utilizamos umbrales menos frecuentes (como sucede habitualmente con los pronósticos probabilísticos), no obstante aún para el umbral de 0.1 km el pronóstico probabilístico generado supera a la climatología durante las horas de mayor frecuencia de ocurrencia de estos eventos.

La diferencia de comportamientos entre el umbral de 5 km y los umbrales más bajos puede responder a los mecanismos que generan las reducciones de visibilidad. El umbral de 5 km es el único que presenta frecuencias importantes en horas diurnas. El hecho que durante las horas diurnas los pronósticos de visibilidad que utilizan un único predictor (HR2_PR) presenten un buen desempeño sugiere que estas reducciones de visibilidad están asociadas a procesos atmosféricos que tienen impacto en dicha variable como podría ser la ocurrencia de precipitación.

Es importante destacar que si bien los sesgos en los predictores son importantes, sobre todo para la humedad relativa en las primeras horas de pronóstico, la regresión logística realiza implícitamente una corrección de la componente sistemática del error en la media y en la desviación estándar de la distribución de probabilidades de las variables pronosticadas (no se muestra).

La Figura 5, muestra además como mejora el

Nombre	Predictores	Dependencia estacional
RL_PR_1P	HR2_PR	No
RL_PR_2P	HR2_PR, V10_PR	No
RL_PR_3P	HR2_PR, V10_PR, HS_PR	No
RL_PR_4P	HR2_PR, V10_PR, HS_PR, NU_PR	No
RL_O_1P	HR2_O	No
RL_O_2P	HR2_O, V10_O	No
RL_O_3P	HR2_O, V10_O, NU_O	No
RL_O_4P	HR2_O, V10_O, NU_O, VIS_O	No
RL_OPR_6P	HR2_PR, V10_PR, NU_PR, HR2_O, V10_O, VIS_O	No
RL_OPR_8P	HR2_PR, V10_PR, NU_PR, HS_PR, HR2_O, V10_O,	No
	UN_O, VIS_O	
RLE_OPR_6P	HR2_PR, V10_PR, NU_PR, HR2_O, V10_O, VIS_O	Si

Tabla I: Lista de experimentos presentados en el texto junto con la cantidad de predictores utilizados. La última columna indica si la regresión logística fue realizada independientemente para cada época del año.

desempeño del pronóstico de visibilidad a medida que se incrementa la cantidad de predictores del PR. En el experimento RL PR 2P se utiliza a la HR2 PR y la V10 PR como predictores. La inclusión de la V10_PR introduce una mejora en los valores del BSS particularmente en horas nocturnas para ambos días de pronóstico, período durante el cual, los pronósticos muestran un BSS significativamente más alto que utilizando sólo la HR2 PR. Esto se debe a que es, principalmente en horas nocturnas, cuando las condiciones de poco viento cerca de superficie, contribuyen a incrementar el enfriamiento del aire cercano a la superficie y a favorecer la ocurrencia de nieblas radiativas. Durante el día, la relación entre visibilidad y viento es prácticamente nula (no se muestra) y por ende la inclusión de la V10_PR no mejora significativamente el valor del BSS. La incorporación del viento produce un impacto más significativo sobre los umbrales más bajos probablemente porque dada la naturaleza mayormente radiativa de las nieblas que ocurren

en Ezeiza, contar con condiciones de poco viento es un elemento prácticamente indispensable para generar reducciones grandes en la visibilidad. Claramente este no sería el caso si las nieblas fueran de origen advectivo o de pendiente.

La inclusión de la HS PR como predictor (RL PR 3P), produce una meiora relativamente pequeña por sobre el experimento RL_PR_2P. El hecho de que exista una cierta mejora, aunque marginalmente significativa, indica que existe una relación entre la humedad de suelo y la ocurrencia de nieblas, no obstante, o bien este efecto no es muy importante, o bien los errores con los cuales dicha variable está representada en los PR hacen que su inclusión no produzca un gran impacto. Finalmente, el experimento RL_PR_4P que incluye como predictor a la NU_PR, presenta mejoras significativas, sobre todo en horario nocturno con respecto al experimento RL PR 3P. La nubosidad es un factor importante en el control



Figura 5: BSS como función del plazo de pronóstico, para los umbrales de (a) 5 km, (b) 1 km, (c) 0.4 km y (d) 0.1 km, para el pronóstico probabilístico de visibilidad generado en el experimento RL_RF_1P (línea negra), RL_RF_2P (línea roja), RL_RF_3P (línea verde) y RL_RF_4P (línea azul). Las líneas negras punteadas indican los límites de confianza del BSS para el pronóstico correspondiente al experimento RL_RF_1P.

del enfriamiento radiativo nocturno que crea las condiciones para la formación de niebla, por tal motivo es esperable que agregar este predictor produzca un impacto positivo en el desempeño de los pronósticos.

En los experimentos discutidos hasta ahora, se utilizó a la media del ensamble de pronósticos retrospectivos como predictor. Para los pronósticos a 48 horas, utilizar la media del ensamble no produjo mejoras importantes en la calidad del pronóstico probabilístico respecto de utilizar el pronóstico control del ensamble de pronósticos retrospectivos (no se muestra). No obstante, es probable que utilizar la media del ensamble produzca resultados más robustos a plazos más largos que los estudiados en este trabajo.

En un segundo conjunto de experimentos se evalúa el desempeño de los pronósticos probabilísticos que utilizan como predictores a variables observadas en la estación Ezeiza a las 00 UTC. La motivación para el análisis de estos pronósticos es variada. Por un lado, en muchas aplicaciones se conoce que la persistencia o los pronósticos basados en extrapolación temporal de los valores observados, tienen un buen desempeño en las primeras horas posteriores a la observación y que muchas veces compiten o superan a los pronósticos dinámicos y dinámico-estadísticos en este período. Por tal motivo los pronósticos basados exclusivamente en las observaciones son un buen punto de comparación para medir el desempeño de los pronósticos estadístico-dinámicos. Por otra parte los pronósticos basados en las últimas observaciones disponibles pueden actualizarse con mucha mayor frecuencia (en este caso 1 vez por hora) debido a que la frecuencia de las observaciones es mucho mayor que la frecuencia con la que se actualizan los pronósticos numéricos. Esto los convierte en una herramienta potencialmente útil para la toma de decisiones en un contexto operativo. Este conjunto de experimentos permitirá responder hasta qué plazo persiste la ventaja de los pronósticos estadísticos por sobre los estadístico-dinámicos para el pronóstico de visibilidad en Ezeiza y como es el desempeño relativo para los diferentes plazos y las variables observadas que producen un mayor impacto en la calidad de los pronósticos basado puramente en observaciones.

La Figura 6 muestra el BSS como función del umbral y del plazo de pronóstico, obtenido para los experimentos RL_O_1P, RL_O_2P, RL_O_3P y RL_O_4P. Los pronósticos basados en la última observación disponible, presentan como era de esperarse, un buen desempeño en las primeras horas para todos los umbrales considerados. Sin embargo, su habilidad se reduce notablemente en las primeras 12 horas de pronóstico, siendo su BSS cercano a cero para plazos mayores. No obstante se observa un segundo máximo relativo de BSS en la segunda noche de pronóstico.

Con respecto al aporte de los diferentes predictores, durante la primera noche de pronóstico, la inclusión del viento observado produce una mejora significativa en la calidad del pronóstico (experimento RL_O_P2). Tal como sucede en el caso de los experimentos que utilizan solo los PR, el impacto de la inclusión del viento parece ser más importante para los umbrales de visibilidad más bajos. La inclusión de la visibilidad (RL_O_P3), muestra un aumento muy importante en el BSS durante las primeras 6 horas de pronóstico, pero el impacto decae muy rápidamente y para plazos mayores las diferencias respecto del experimento RL_O_P2 no son significativas para la mayoría de los umbrales. Finalmente incluir la nubosidad como predictor (experimento RL_O_4P) produce alguna mejora significativa durante las primeras 12 horas de pronóstico y sobre todo para los umbrales de visibilidad más bajos.

Es importante destacar que tal como ocurre en otras aplicaciones y variables (e.g. Wainmann 2016) durante las primeras 6 horas de pronóstico, el desempeño de los pronósticos basados en las observaciones de las 00 UTC son mejores que el obtenido con los PR (Figura 5), lo cual indica que a plazos de hasta algunas horas, la información provista por las últimas observaciones disponibles, tiene mayor potencial predictivo. Es importante notar que, en este caso, lo que estamos utilizando es la relación que existe entre el valor observado de un conjunto de variables en un determinado tiempo con la ocurrencia de visibilidad por debajo de un determinado umbral una cierta cantidad de horas más tarde. En esta relación, la regresión logística está teniendo en cuenta implícitamente el ciclo diurno medio, ya que los coeficientes se entrenan en forma independiente para cada plazo de pronóstico. Esto implica que el pronóstico basado en las observaciones no se basa en la mera persistencia del valor observado.

El buen desempeño que muestran los pronósticos basados en las observaciones para las primeras horas complementa adecuadamente la deficiencia de los pronósticos basados en el PR durante este mismo período. Esto motiva la realización de un tercer grupo de experimentos en donde se utilizan simultáneamente, las salidas del PR y las observaciones correspondientes al momento de la inicialización de los PR como predictores.

En primer lugar, se realizaó un experimento con un total de 6 predictores (RL_OPR_6P),



Figura 6: Como en la Figura 5, pero para el pronóstico probabilístico generado en los experimentos RL_O_1P (línea negra), RL_O_2P (línea roja), RL_O_3P (línea verde) y RL_O_4P (línea azul).

en donde se utilizaron los 3 predictores que produjeron mayor incremento del BSS tanto en el caso de las observaciones como en el caso de las variables pronosticadas por el PR. Los predictores en este experimento son HR2_O, HR2_PR, V10_O, V10_PR, VIS_O, NU_PR.

Los resultados se muestran en la Figura 7, donde se compara el BSS obtenido con el BSS de los experimentos RL_PR_4P y RL_O_4P. El BSS del experimento RL_OPR_6P es mayor que el de los experimentos RL_PR_4P y RL_O_4P para todos los plazos de pronóstico, lo cual indica la mejora que resulta de la combinación de las observaciones con las variables pronosticadas por el PR. Las mejoras son significativas para la primera noche de pronóstico (para plazos mayores a 6 horas). Para la segunda noche, las mejoras son considerablemente menores aunque continúan siendo estadísticamente significativas. La combinación de predictores observados y pronosticados por el PR no produce mejoras significativas durante las horas diurnas.

Un experimento adicional utilizó los cuatro predictores basados en observaciones y los 4 predictores basados en las variables pronosticadas por el PR (RL_OPR_8P). Este experimento produce una leve mejora (aunque estadísticamente significativa) durante la primera noche de pronóstico (entre las 6 y las 12 horas de pronóstico) pero no produce ningún



Figura 7: Como en la Figura 5, pero para los experimentos RL_PR_4P (línea negra), RL_O_4P (línea roja), RL_OPR_6P (línea verde) y RL_OPR_8P (línea azul). Las líneas negras punteadas indican los intervalos de confianza del BSS correspondiente al experimento RL_PR_4P.

impacto para plazos mayores.

Los valores de BSS encontrados en los experimentos que combinan las observaciones y las simulaciones de modelos numéricos son similares a los reportados en otros trabajos como por ejemplo Roquelaure and Bergot (2008). En dicho trabajo, se utilizan pronósticos dinámicos por ensambles y observaciones y se obtienen valores de BSS relativamente altos (cercanos a 0.5) para la primera hora de pronóstico, bajando rápidamente a valores cercanos a 0.2 para las 6 horas de pronóstico y para un umbral de visibilidad de 600 metros.

Como se discutió previamente en la Sección 3.1

la ocurrencia de eventos de visibilidad reducida presenta un marcado ciclo anual. Por otra parte, el desempeño de los PR en pronosticar humedad relativa y viento cerca de superficie también tiene un marcado ciclo anual. Es de esperar entonces que el BSS del pronóstico de visibilidad cambie a lo largo del año. Para explorar estos cambios se calculo el valor del BSS para los diferentes días del año. Para esto se tomaron ventanas móviles de 60 días centradas en cada uno de los días del año y se calculó el BSS de los pronósticos dentro de dichas ventanas. La Figura 8, muestra el BSS máximo considerando los plazos entre 6 y 48 horas de pronóstico para el experimento RL_OPR_6P, como función del día del año. Se puede apreciar que el máximo



Figura 8: BSS máximo entre los plazos de 6 y 48 horas, como función del día del año para los experimentos RL_OPR_8P (línea continua) y RLE_OPR_8P (línea discontinua) y para los umbrales de 0.4 (línea roja), 1.0 (línea verde) y 5 km (línea azul).

de BSS ocurre entre mayo y junio, dentro de la época en donde la ocurrencia de nieblas es más frecuente. Este máximo de BSS puede explicarse en parte por el mejor desempeño de algunos de los predictores durante la época invernal (e.g. HR2_PR y V10_PR) como así también por el hecho de que durante esta época los eventos de visibilidad reducida son más frecuentes y que por lo general, el BSS de un fenómeno más frecuente tiende a ser más alto (como ocurre por ejemplo al considerar el BSS de los diferentes umbrales, donde los umbrales más bajos y menos frecuentes suelen tener un BSS asociado más pequeño).

Una implicancia de la dependencia estacional del BSS, es que los valores que se obtienen al considerar simultáneamente todas las épocas del año pueden estar sobreestimados, debido a que la climatología del evento a lo largo del año no es uniforme (ver por ejemplo Hamill y Juras 2006 para una discusión de este efecto). No obstante esto no afecta la comparación que se realiza entre los diferentes experimentos, si bien puede afectar la comparación con los valores de BSS obtenidos en otras localidades.

Meteoro logica

Por otra parte, la dependencia de los errores de los PR con la época del año puede ser considerada explícitamente en el diseño del sistema de pronóstico dinámico-estadístico. Para analizar el impacto que tiene considerar la dependencia de los errores con la época del año, se realiza un experimento, en donde los coeficientes de la regresión logística se entrenan utilizando un conjunto de días que corresponden a la misma época del año (RLE_OPR_8P). En este caso, la época del año se define como un período centrado en el día para el cual se está realizando el pronóstico con una longitud total de 120 días.

En la Figura 8 se muestran los valores de máximos de BSS entre las 6 y 48 horas de pronóstico obtenidos en los experimentos RL OPR 8P RLE OPR 8P. у La dependencia de los coeficientes con la época del año mejora los valores de BSS en la mayoría de los casos. La Figura 9, compara los mismos experimentos, mostrando los BSS como función del plazo de pronóstico. Las mejoras más importantes y estadísticamente significativas, se producen para la segunda noche de pronóstico y se encuentran en 2 de los cuatro umbrales considerados siendo los resultados marginalmente significativos para el umbral de 0.4 y 0.1 km. La razón por la cual las mejoras significativas se producen en la segunda noche, es porque en estos plazos, los predictores de los PR tienen más peso relativo y sus errores sistemáticos son dependientes de la época del año. Para los plazos más cortos, el mayor peso lo tienen las variables observadas. Para el pronóstico que utiliza predictores provenientes únicamente del PR, las mejoras obtenidas al considerar la dependencia anual de los parámetros, son significativas en la primera y en la segunda noche de pronóstico (no se muestra).

Para las horas diurnas, considerar coeficientes dependientes de la época del año, produce en general peores resultados. Esto se debe a que durante estas horas la frecuencia de casos con visibilidad reducida disminuye y al considerar una muestra de entrenamiento más pequeña, el



Figura 9: Como en la Figura 5, pero para los experimentos RL_OPR_8P (línea azul) y RLE_OPR_8P (línea roja). Las líneas punteadas azules indican los umbrales de significancia.

ajuste obtenido con la regresión logística puede no ser bueno conduciendo a la degradación de los resultados.

La Figura 10, muestra el diagrama de confiabilidad de los pronósticos generados en el experimento RLE_OPR_8P para diferentes umbrales y para los plazos de 9 y 33 horas de pronóstico (que corresponden a las 9 UTC que es cuando se produce la máxima frecuencia de niebla en la estación Ezeiza). El diagrama de confiabilidad muestra la frecuencia observada del fenómeno condicionada a la probabilidad pronosticada e indica qué tan buena es la correspondencia entre ambas. En el caso ideal, la frecuencia observada del evento debería ser igual a la probabilidad pronosticada y la curva del diagrama de confiabilidad debería ser muy cercana a la diagonal. Como se puede ver en la Figura 10, los pronósticos resultan confiables, ya que la relación entre la probabilidad pronosticada para los diferentes umbrales y la frecuencia observada es muy cercana a la diagonal. En el plazo de 9 horas de pronóstico aparecen valores de probabilidad pronosticado de más de 50%para todos los umbrales considerados, llegando hasta 80% para los umbrales de 1 y 5 km. Durante la segunda noche de pronóstico (33 horas de plazo), los máximos de probabilidad pronosticada disminuyen, lo cual es consecuencia del aumento en la incertidumbre del pronóstico, pero los pronósticos siguen siendo confiables y muy cercanos a la diagonal. En esta misma figura, se incluyen gráficos que indican la cantidad



Figura 10: Diagramas de confiabilidad para los pronósticos probabilísticos de visibilidad a un plazo de (a) 9 horas y (b) 33 horas para los umbrales de 0.1 km (línea roja), 0.4 km (línea verde) y 5 km (línea azul). La línea negra punteada indica la curva correspondiente a una confiabilidad perfecta y las líneas punteadas de colores indican el valor correspondiente a la probabilidad climatológica de cada umbral. Los ejes en la esquina superior izquierda del gráfico muestran la frecuencia de ocurrencia de los pronósticos en función de la probabilidad pronosticada.

de veces que el pronóstico indica los diferentes valores de probabilidad. La cantidad de veces que se pronostica un determinado valor de probabilidad decae rápidamente a medida que se incrementa el valor de probabilidad. Esto indica que el sistema genera pocos pronósticos con valores de probabilidad altos y que la mayoría de las veces pronostica valores de probabilidad de ocurrencia del fenómeno por debajo de 50 %. Si bien pueden parecer valores de probabilidad demasiado bajos como para tomar una decisión respecto de la ocurrencia del fenómeno, hay que tener en cuenta que la probabilidad climatológica de ocurrencia de este fenómeno también es muy pequeña con lo cual un valor de 50 % está muy por encima de la probabilidad climatológica del evento (Figura 10).

Para ejemplificar el funcionamiento de los pronósticos probabilísticos utilizando la regresión logística y los PR, se analiza el desempeño de dichos pronósticos en 4 eventos particulares. Primero se seleccionaron todos los eventos con visibilidad por debajo de 0.4 km durante más de 5 horas y en particular aquellos en donde la visibilidad mínima durante el período haya disminuido por debajo de 0.1 km. En los 27 años de la muestra hubo 73 casos con estas características de los cuales se seleccionaron 4 para ilustrar el desempeño del pronóstico



Figura 11: Visibilidad mínima observada en períodos de 3 horas (línea negra) y probabilidad de visibilidad reducida pronosticada en base al experimento RLE_OPR_8P para los umbrales de 1 km (línea azul), 0.4 km (línea verde) y 0.1 km (línea roja) para los pronósticos inicializados a las 00 UTC de los días (a) 25 de julio de 2008, (b) 31 de octubre de 2004, (c) 24 de julio de 1996 y (d) 14 de junio de 1998.

probabilístico de niebla. En la Figura 11, se pueden ver la probabilidad pronosticada como función del plazo de pronóstico, generado a partir de los pronósticos inicializados a las 00 UTC para los 4 casos seleccionados (25 de julio de 2008, 31 de octubre de 2004, 24 de julio de 1996 y 14 de junio de 1998). En todos los casos se puede apreciar una buena correspondencia entre la probabilidad de ocurrencia de visibilidad reducida por debajo de los diferentes umbrales y los valores de visibilidad. En la Figura 11b, también se puede ver un caso en donde la visibilidad no se redujo por debajo de los 10 km en la segunda noche de pronóstico. Los valores de probabilidad de ocurrencia de niebla en este caso también resultaron ser menores

que los registrados en las noches donde si hubo visibilidad reducida.

La Figura 12, muestra para estas mismas fechas. la evolución de HR2 V10M У pronosticado y observado. Se puede ver que los pronósticos retrospectivos capturaron bien la evolución de HR2 aunque con una tendencia a subestimar el valor en horas de la noche, mientras que la velocidad del viento en horas nocturnas se encuentra sobreestimada lo cual es consistente con los sesgos mostrados en la Figura 3. No obstante, gracias a la corrección de los sesgos introducida por el pronóstico dinámico-estadístico, se pudo detectar adecuadamente la ocurrencia de estos



Figura 12: Valores pronosticados (línea continua) y observados (línea a trazos) para V10M (línea roja) y HR2M (línea azul) para los pronósticos inicializados a las 00 UTC de los días (a) 25 de julio de 2008, (b) 31 de octubre de 2004, (c) 24 de julio de 1996 y (d) 14 de junio de 1998.

eventos extremos de reducción de visibilidad.

4. CONCLUSIONES

Este trabajo presenta una técnica para la predicción de la visibilidad reducida para diferentes umbrales utilizando pronósticos retrospectivos. La técnica consiste en un modelo de post-procesamiento estadístico que se aplica a un conjunto de pronósticos retrospectivos globales y que se entrena en base a observaciones provenientes de una estación de superficie.

El modelo fue evaluado exitosamente con datos provenientes de la estación meteorológica del aeropuerto de Ezeiza para la obtención de pronósticos probabilísticos de eventos de visibilidad reducida asociado a nieblas o neblinas. Los resultados obtenidos muestran que utilizar las últimas observaciones disponibles permite obtener pronósticos cuya performance es superior a la de los pronósticos generados a partir de los modelos numéricos para las primeras 6-18 horas de pronóstico. Combinar la información de las últimas observaciones disponibles con la provista por el modelo numérico permitió maximizar el desempeño del pronóstico para todos los plazos de pronóstico. Las observaciones proveen una buena estimación de la evolución futura del evento, en casos en los que no haya cambios en las condiciones cercanas a la superficie o en la nubosidad. A unas pocas horas producen pronósticos más precisos que el modelo numérico, debido a que no sufren de los errores sistemáticos

presentes en los pronósticos retrospectivos. No obstante, los pronósticos numéricos mejoran la calidad de los pronósticos debido a que pueden detectar cambios en las condiciones imperantes como por ejemplo el pasaje de un frente o el aumento de la nubosidad.

Por otra parte se encontró que tener en cuenta la dependencia estacional de los errores sistemáticos en los pronósticos numéricos, permitió introducir una mejora adicional en los pronósticos probabilísticos de visibilidad. No obstante, esta mejora se observa en los umbrales de visibilidad más altos, ya que estos ocurren con mayor frecuencia. Para los umbrales más bajos que corresponden con los eventos más extremos, considerar la dependencia estacional no produce una mejora, debido a que se reduce considerablemente el tamaño de la muestra a partir de la cual se entrena el modelo dinámico-estadístico.

Existen diversos aspectos en los cuales la técnica propuesta puede ser mejorada. La relación entre la visibilidad y los predictores seleccionados, así como algunos aspectos de la distribución de frecuencias de los eventos de visibilidad reducida en Ezeiza, sugieren que en esta estación dominan los eventos de nieblas radiativas. No obstante, esto no implica que puedan ocurrir eventos de niebla asociados a otros procesos. En estos casos, es posible que la relación existente entre la visibilidad y los predictores no sea la misma que para los eventos de nieblas radiativas lo cual conduciría a un pronóstico impreciso.

Este trabajo constituye uno de los primeros estudios dedicados a la verificación objetiva de los pronósticos probabilísticos de visibilidad en la estación Ezeiza y en Argentina. El pronóstico de esta variable ha sido pocas veces abordado en la literatura local sugiriendo un área de vacancia. Esta vacancia se extiende al desarrollo e implementación de modelos de post-procesamiento estadístico que combinen salidas de modelos numéricos y observaciones para incrementar la precisión de los pronósticos. En los últimos años la disponibilidad de conjuntos de datos como los pronósticos globales retrospectivos abre un amplio campo de posibilidades para la implementación e inter-comparación de diversas metodologías que permitan llevar adelante esta combinación.

En el caso particular de la visibilidad existen numerosos aspectos que resta explorar a nivel local. En primer lugar es necesario avanzar en el entendimiento de los procesos que determinan la climatología de la visibilidad en las diferentes regiones de Argentina. Esto no sólo permitirá ganar entendimiento sobre la ocurrencia de este fenómeno en nuestra región sino que además allanará el camino para una selección eficiente de predictores que permitan incrementar la precisión del pronóstico de visibilidad en diferentes regiones de nuestro país. Es posible que en muchos casos, exista más de un proceso asociado con la ocurrencia de eventos de visibilidad reducida, en cuyo caso habrá que diseñar modelos específicos basados en un conjunto de predictores que estén relacionados con cada uno de esos procesos de forma tal de capturar la mayor cantidad de eventos de reducción de visibilidad.

Por otra parte es necesario avanzar en la evaluación y comparación de diferentes metodologías como por ejemplo las propuestas por Herman y Schumacher 2016 y la regresión por análogos (Aldeco 2011). En estos trabajos no solo se utilizan técnicas alternativas a las propuestas en este trabajo sino que además se incorporan como predictores la distribución espacial de las salidas de modelo. Algo similar puede hacerse con las observaciones, considerando no solo los valores observados en la estación para la cual se quiere pronosticar sino teniendo en cuenta también las estaciones cercanas (Leyton y Fritsch 2003). Los productos generados a partir de los pronósticos en baja resolución como son los pronósticos retrospectivos, deben ser además comparados con los pronósticos generados a partir de modelos en alta resolución (Matsudo y otros 2015) en donde los procesos de formación de niebla pueden ser representados al menos parcialmente en forma explícita.

Pronósticos probabilísticos de visibilidad...

Por otra parte, también se debe explorar la utilización de diferentes fuentes de observación. En este trabajo, se utilizaron las series de visibilidad estimada por el observador, dado que constituye el registro más extenso de datos en la estación Ezeiza. No obstante, en la actualidad existen sistemas de observación automáticos que proveen mayor frecuencia temporal de datos y que miden la visiblidad de una manera más local. Incorporar este tipo de observaciones en la calibración de los sistemas de pronóstico dinámico-estadísticos puede ayudar a mejorar el desempeño del pronóstico probabilístico de visibilidad.

Otro aspecto fundamental a considerar en los desarrollos futuros será el valor que tiene esta herramienta para los tomadores de decisiones (Richardson, 2006). Este desafío presenta un aspecto interdisciplinario, ya que requiere el diálogo y la co-construcción de conocimiento con los usuarios de la información. Esto permitirá diseñar modelos dinámico-estadísticos en donde las variables resultantes sean diseñadas en conjunto con los tomadores de decisión.

Agradecimientos: Al Servicio Meteorológico por proveer Nacional los datos de laestación meteorológica Ezeiza, los cuales fueron fundamentales para el desarrollo de esta investigación. Al National Centers for Environmental Prediction por brindar acceso a los pronósticos retrospectivos. Este trabajo fue financiado parcialmente por los siguientes proyectos: PICT-2014/1000 v UBACYT20020130100820BA.

REFERENCIAS

Aldeco L. S., 2011. Aplicación de la técnica de análogos a la generación de pronósticos probabilísticos de precipitación sobre algunas estaciones de la Argentina. Tesis de licenciatura del Departamento de Ciencias de la atmósfera y los Océanos, Universidad de Buenos Aires. 90 páginas.

Baker, R., Cramer, J. y Peters, J. ,2002.

Meteoro logica

Radiation fog: UPS Airlines conceptual models and forecast methods. In Proc. 10th Conf. on Aviation, Range and Aerospace Meteorology, págs. 154-159.

- Bremnes, J. B., and S. C. Michaelides, 2007: Probabilistic visibility forecasting using neural networks. Pure Appl. Geophys., 164, 1365–1381, doi:10.1007/s00024-007-0223-6. Chmielecki, R. M., and A. E. Raftery, 2011: Probabilistic visibility forecasting using Bayesian model averaging. Monthly Weather Review, 139, 1626–1636, doi:10.1175/2010MWR3516.1.
- Gultepe, I., Tardif, R., Michaelides, C., Cermak,
 J., Bott, A., Bendix, J., Müller, M.D.,
 Pagowski, M., Hansen, B., Ellrod, G., Jacobs,
 W., Toth, G. y Cober, S.G. ,2007. Fog
 Research: A Review of Past Achievements
 and Future Perspectives. Pure and Applied
 Geophysics. 164, págs1121–1159.
- Hamill, T. M. and Juras, J., 2006: Measuring forecast skill: is it real skill or is it the varying climatology?. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 132: 2905–2923. doi:10.1256/qj.06.25
- Hamill, T. M., Whitaker, J. S., y Mullen, S. L., 2006. Reforecasts: An important dataset for improving weather predictions. Bulletin of the American Meteorological Society, 87(1).
- Hamill, T. M., Bates, G. T., Whitaker, J. S., Murray, D. R., Fiorino, M., Galarneau, T. J. y Lapenta, W. ,2013. NOAA's Second-Generation Global Medium-Range Ensemble Reforecast Dataset. Bulletin of the American Meteorological Society, 94(10).
- Herman G. R., y Schumacher R. S., 2016: Using Reforecasts to Improve Forecasting of Fog and Visibility for Aviation. Weather and Forecasting. 31, 467-482. doi.org/10.1175/WAF-D-15-0108.1
- Gultepe I., Tardif R., Michaelides S. C., Cemak J., Bott A., Bendix J., Muller M. D., Pagowski M., Hansen B., Ellrod G., Jacobs W., Toth G., Cober S. G., 2007: Fog research: A review of past achievements and future perspectives. DOI 10.1007/987-3-7643-84197_3.
- Keith R. y Leyton S., 2007. An experiment to measure the value of statistical probability

forecast for Airports. Weather and Forecasting, 22, 928-935.

- Müller, M. D., Schmutz, C. y Parlow, E., 2007. A one-dimensional ensemble forecast and assimilation system for fog prediction. Pure and Applied Geophysics, 164 (6-7), 1241-1264.
- Leyton, S. M., and J. M. Fritsch, 2003: Short-term probabilistic forecasts of ceiling and visibility utilizing high-density surface weather observations. Weather and Forecasting, 18, 891–902.
- Quinteros de Menzies, C. Y. Obertello I. ,1978. Pronóstico objetivo de nieblas en Ezeiza. Publicación de la Fuerza Aérea Argentina, Comando de regiones aéreas, Servicio Meteorológico Nacional, Serie C, 12, 32 páginas.
- Richardson, D., 2006: Predictability and economic value en "Predictability of weather and climate", Cambridge University Press, editado por Tim Palmer y Renate Hagedorn.
- Roquelaure y Bergot, 2008: A Local Ensemble Prediction System for Fog and Low Clouds Construction, Bayesian Model Averaging Calibration, and Validation. Journal Of Applied Meteorology and Climatology. 47, 3072-3088.
- Ruiz, J. J., y Saulo, C., 2012. How sensitive are probabilistic precipitation forecasts to the choice of calibration algorithms and the ensemble generation method? Part I: Sensitivity to calibration methods. Meteorological Applications, 19(3), 302-313.
- Saha, S., S. Moorthi, H. Pan, X. Wu, J. Wang, S. Nadiga, P. Tripp, R. Kistler, J. Woollen, D. Behringer, H. Liu, D. Stokes, R. Grumbine, G. Gayno, J. Wang, Y. Hou, H. Chuang, H. Juang, J. Sela, M. Iredell, R. Treadon, D. Kleist, P. Van Delst, D. Keyser, J. Derber, M. Ek, J. Meng, H. Wei, R. Yang, S. Lord, H. Van Den Dool, A. Kumar, W. Wang, C. Long, M. Chelliah, Y. Xue, B. Huang, J. Schemm, W. Ebisuzaki, R. Lin, P. Xie, M. Chen, S. Zhou, W. Higgins, C. Zou, Q. Liu, Y. Chen, Y. Han, L. Cucurull, R. Reynolds, G. Rutledge, and M. Goldberg, 2010: The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. Bulletin of the American Meteorological Society. ,91,

1015-1057, doi: 10.1175/2010BAMS3001.1.

- Tardif R., and Rasmussen R. M., 2007: Event-based climatology and typology of fog in the New York city region. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 46, 1141-1168, doi10.1175/JAM2516.1..
- Wei, M., Z. Toth, R. Wobus, y Y. Zhu, 2008. Initial perturbations based on the ensemble transform (ET) technique in the NCEP global operational forecast system. Tellus, 60A, 62–79.
- Wilks, D. S., 2005. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences: An Introduction. Academic Press, 467 páginas.
- Waimann, C. 2016, Desarrollo de un sistema de pronóstico estocástico-dinámico de producción de energía eólica basado en el modelo WRF/CIMA. Tesis doctoral de la Universidad de Buenos Aires, 189 pp.
- Zhou, B., Du, J., Gultepe, I., y Dimego, G., 2012. Forecast of low visibility and fog from NCEP: current status and efforts. Pure and Applied Geophysics, 169(5-6), 895-909.

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.



CENTRO ARGENTINO DE METEORÓLOGOS

COMISIÓN DIRECTIVA

PRESIDENTE:	Alvaro Santiago Scardilli
VICEPRESIDENTE:	Marcela Hebe Gonzalez
SECRETARIA:	Silvina Righetti
PROSECRETARIA:	Carla Natalia Gulizia
TESORERO:	Pablo Cristian Spennemann
PROTESORERO:	Ines Mercedes Leyba
VOCALES TITULARES:	Magdalena Falco
	Nicolás Rivaben
	T T 11-1 T

edes Leyba a Falco livaben Lorena Judith Ferreira Gonzalo Diaz Alberto Luis Flores

Marisol Osman

VOCALES SUPLENTES:

TRIBUNAL DE HONOR

TITULARES:	Ines Velasco
	Olga Clorinda Penalba
	Matilde Niccolini
	Rosa Hilda Compagnucci
SUPLENTES:	Ana Graciela Ulke
	Maria Isabel Gassmann
	Ana Graciela Ulke

COMISIÓN REVISORA DE CUENTAS

Marcela Torres Brizuela María Laura Bettolli

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.meteorologica.org.ar



IOGICA

Versión en línea

ISSN 1850-468X



Meteorologica es una publicación on-line de libre acceso editada por el Centro Argentino de Meteorologos. Los trabajos publicados en la revista pueden consultarse en www.meteorologica.org.ar donde además encontrará información sobre las normas de publicación y la política editorial de la revista.

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